



การวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีผุพังของหินจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัด
ทางอากาศในจังหวัดสงขลา

**Analysis and Interpretation of Rock Weathering Index Using Airborne
Radiometric Data in Songkhla Province**

มนัสพงษ์ บุญญะ

Manatpong Boonya

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญา
วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาธรณีฟิสิกส์
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

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

Prince of Songkla University

2559

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์



การวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีผุพังของหินจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัด
ทางอากาศในจังหวัดสงขลา

**Analysis and Interpretation of Rock Weathering Index Using Airborne
Radiometric Data in Songkhla Province**

มนัสพงษ์ บุญญะ

Manatpong Boonya

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญา
วิทยาศาสตร์มหาบัณฑิต สาขาวิชาธรณีฟิสิกส์
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

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

Prince of Songkla University

2559

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

ชื่อวิทยานิพนธ์ การวิเคราะห์และตีความคำดัชนีผู้ฟังของหินจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสี
 ตรวจวัดทางอากาศ ในจังหวัดสงขลา

ผู้เขียน นายมนัสพงษ์ บุญญะ

สาขาวิชา ธรณีฟิสิกส์

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก

คณะกรรมการสอบ

.....
 (รองศาสตราจารย์ ดร.ไตรภพ ผ่องสุวรรณ)

.....ประธานกรรมการ
 (ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ประสงค์ เกษราธิคุณ)

.....กรรมการ
 (รองศาสตราจารย์ ดร.ไตรภพ ผ่องสุวรรณ)

.....กรรมการ
 (ดร.กำแหง วัฒนเสน)

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ อนุมัติให้บัณฑิตวิทยาลัย
 เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา ตามหลักสูตรปริญญาวิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาธรณีฟิสิกส์

.....
 (รองศาสตราจารย์ ดร.ธีระพล ศรีชนะ)

คณบดีบัณฑิตวิทยาลัย

ขอรับรองว่า ผลงานวิจัยนี้เป็นผลมาจากการศึกษาวิจัยของนักศึกษาเอง และขอแสดงความขอบคุณ
บุคคลที่มีส่วนเกี่ยวข้อง

ลงชื่อ.....

(รองศาสตราจารย์ ดร. ไตรภพ ผ่องสุวรรณ)

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์

ลงชื่อ.....

(นายมนัสพงษ์ บุญญะ)

นักศึกษา

ข้าพเจ้าขอรับรองว่า ผลงานวิจัยนี้ไม่เคยเป็นส่วนหนึ่งในการอนุมัติปริญญาในระดับใดมาก่อน และ
ไม่ได้ถูกใช้ในการยื่นขออนุมัติปริญญาในขณะนี้

ลงชื่อ.....

(นายมนัสพงษ์ บุญญะ)

นักศึกษา

ชื่อวิทยานิพนธ์	การวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีฝุ่นของหินจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสี ตรวจวัดทางอากาศในจังหวัดสงขลา
ผู้เขียน	นายมนัสพงษ์ บุญญะ
สาขาวิชา	ธรณีฟิสิกส์
ปีการศึกษา	2558

บทคัดย่อ

งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาการประเมินการฝุ่นของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลาโดยการวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีจากการสำรวจทางอากาศร่วมกับข้อมูลโทรสัมพัทธ์อื่นๆ และมีการเก็บตัวอย่างดินมาวิเคราะห์หาความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กในห้องปฏิบัติการ และดำเนินการสำรวจภาคสนามโดยใช้ระเบียบวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ ได้แก่ การสำรวจเรดาร์หยั่งลึกและการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

ผลการศึกษาพบว่าปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศมีความสอดคล้องกับลักษณะทางธรณีวิทยาและกระบวนการธรณีฐานวิทยาต่างๆ จากการวิเคราะห์ข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศและแบบจำลองระดับความสูงของภูมิประเทศ ได้เป็นแบบจำลองค่าดัชนีฝุ่นของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา คือ $WIS = 2.778 - .453 * K + .006 * eTh/K - .005 * Relief$ ผลการตรวจวัดความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดินตำแหน่งต่างๆ พบว่ามีความสอดคล้องกับลักษณะทางธรณีวิทยา กระบวนการธรณีฐานวิทยา และส่วนใหญ่มีปริมาณใกล้เคียงกับข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศ ผลการสำรวจเรดาร์หยั่งลึกพบสัญญาณสะท้อนในระดับตื้นๆ เท่านั้น และผลการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนพบพิวสัญญาณสะท้อนที่มีลักษณะต่อเนื่องกันซึ่งจำแนกได้เป็น 3 ชั้น มีความลึกอยู่ในช่วงประมาณ 30 – 50 เมตร, 60 – 80 เมตร และ 100 – 120 เมตร ตามลำดับ

Thesis Title	Analysis and Interpretation of Rock Weathering Index Using Airborne Radiometric Data in Songkhla Province
Author	Mr. Manatpong Boonya
Major Program	Geophysics
Academic Year	2015

ABSTRACT

This study aims to study an assessment of the weathering of rocks in Songkhla Province by analyzing and interpreting airborne radiometric data together with other remote sensing data. Soil samples at various depths were collected to analyze for radioelement contents and to measure magnetic susceptibility in laboratory. Furthermore, field survey was carried on by using geophysical methods including ground penetrating radar and seismic reflection survey.

Results showed that the abundance of radioelements derived from airborne gamma-ray spectrometric survey corresponded with geologic features and geomorphological processes. The Weathering Index of Songkhla (WIS) model was generated by analyzing airborne gamma-ray spectrometric data and digital elevation model (DEM); $WIS = 2.778 - .453 * K + .006 * eTh/K - .005 * Relief$. The radioelement contents derived from soil samples well corresponded with geologic features and geomorphological processes, and with airborne radiometric data. The GPR section showed only near surface reflection signals. The reflection seismic section showed continuous reflection signals separated into three layers. The estimated depth ranges of these layers were 30 – 50 meters, 60 – 80 meters and 100 – 120 meters, respectively.

กิตติกรรมประกาศ

งานวิจัยเพื่อวิทยานิพนธ์ฉบับนี้ประสบความสำเร็จลงได้เนื่องจากได้รับความกรุณาจากหน่วยงานและบุคลากรหลายฝ่าย จึงกราบขอบพระคุณ ดังต่อไปนี้

ขอขอบพระคุณ รองศาสตราจารย์ ดร. ไตรภพ ผ่องสุวรรณ อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์ ที่กรุณาให้ความรู้ คำปรึกษา คำชี้แนะและแนวคิดต่างๆ ในการทำงานวิจัยแก่ข้าพเจ้า จนสำเร็จลุล่วงตามเป้าหมาย

ขอขอบพระคุณ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. ประสงค์ เกษราธิคุณ และ ดร. กำแพง วัฒนเสน คณะกรรมการสอบวิทยานิพนธ์ สำหรับความกรุณาให้ข้อเสนอแนะเพื่อแก้ไขเพิ่มเติมให้วิทยานิพนธ์มีความถูกต้องสมบูรณ์มากขึ้น

ขอขอบพระคุณคณะอาจารย์ภาควิชาฟิสิกส์ โดยเฉพาะอย่างยิ่งอาจารย์สาขาธรณีฟิสิกส์ทุกท่าน ซึ่งได้อบรมสั่งสอนและให้ความรู้ด้านต่างๆ แก่ข้าพเจ้า

ขอขอบคุณบัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ สำหรับทุนอุดหนุนการวิจัย

ขอขอบคุณภาควิชาฟิสิกส์และหน่วยวิจัยธรณีฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ที่ให้การสนับสนุนเครื่องมือและอุปกรณ์ต่างๆ ที่ใช้ในการวิจัยรวมทั้งสถานที่ในการปฏิบัติงานวิจัย

ขอขอบคุณสถานวิจัยสารสนเทศภูมิศาสตร์ทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูลสารสนเทศภูมิศาสตร์ต่างๆ ที่ใช้ในการวิจัย

ขอขอบพระคุณผู้บริหารและคณะครูโรงเรียนรัชชประภาวิทยาคมทุกท่าน ที่ให้โอกาสแก่ข้าพเจ้าได้ศึกษาในระดับปริญญาโท รวมทั้งให้ความช่วยเหลือด้านต่างๆ มากมาย

ขอขอบคุณพี่ๆ น้องๆ และเพื่อนนักศึกษาสาธารณีฟิสิกส์และสาขาฟิสิกส์ทุกคน ที่ให้ความช่วยเหลือในการเก็บข้อมูลภาคสนาม ให้คำแนะนำต่างๆ และให้กำลังใจตลอดมา

ขอขอบคุณเจ้าหน้าที่ประจำภาควิชาฟิสิกส์ที่ให้คำแนะนำในการทำเอกสารต่างๆ และให้ความช่วยเหลือด้านอื่นๆ

ท้ายที่สุดขอกราบขอบพระคุณครอบครัวของข้าพเจ้าเป็นอย่างยิ่งที่คอยให้กำลังใจและให้การสนับสนุนในทุกๆ ด้านแก่ข้าพเจ้า จนประสบผลสำเร็จ

มนัสพงษ์ บุญญะ

สารบัญ

	หน้า
สารบัญ	(8)
รายการตาราง	(11)
รายการภาพประกอบ	(12)
บทที่	
1 บทนำ	1
1.1 บทนำต้นเรื่อง	1
1.2 พื้นที่ศึกษา	2
1.2.1 ขอบเขตและตำแหน่งที่ตั้ง	2
1.2.2 ลักษณะภูมิประเทศ	3
1.2.3 ลักษณะภูมิอากาศ	3
1.2.4 ลักษณะทางธรณีวิทยา	4
1.3 การตรวจเอกสาร	7
1.3.1 การศึกษาการผุพังของหินจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสี	7
1.3.2 การใช้ระเบียบวิธีการทางธรณีฟิสิกส์เพื่อตรวจสอบชั้นหินผุ	9
1.4 วัตถุประสงค์	9
2 ทฤษฎี	10
2.1 การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ	10
2.1.1 กัมมันตภาพรังสีเบื้องต้น	10
2.1.2 แหล่งกัมมันตรังสีตามธรรมชาติ	11
2.1.3 เครื่องมือวัดรังสีแกมมาทางอากาศ	16
2.1.4 การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศในประเทศไทย	18
2.2 การผุพังอยู่กับที่	22
2.2.1 การผุพังทางกายภาพ	22
2.2.2 การผุพังทางเคมี	23
2.2.3 โปรไฟล์การผุพังของหิน (weathering profile)	24
2.2.4 ปัจจัยที่มีผลต่อการผุพังของหิน	25
2.3 ธรณีเคมีและการกระจายตัวของธาตุกัมมันตรังสีในหินและดิน	26

สารบัญ

	หน้า	
2.4	ระเบียบวิธีการทางธรณีฟิสิกส์	30
2.4.1	การสำรวจเรดาร์หิ้งลึก	30
2.4.2	การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	32
3	วิธีการวิจัย	35
3.1	วัตถุประสงค์	35
3.1.1	วัตถุประสงค์สำหรับการวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ	35
3.1.2	วัตถุประสงค์สำหรับการเก็บตัวอย่างดิน การเตรียมตัวอย่างดิน และการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน	36
3.1.3	วัตถุประสงค์สำหรับการสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์	38
3.1.4	โปรแกรมคอมพิวเตอร์	39
3.2	วิธีดำเนินการวิจัย	40
3.2.1	การวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ	40
3.2.2	การวิเคราะห์หาค่าดัชนีฟุ้งของหินและการตีความ	43
3.2.3	การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน	48
3.2.4	การสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์	53
4	ผลและการอภิปรายผล	57
4.1	ผลการตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ	57
4.2	ผลการวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีฟุ้งของหิน	72
4.3	ผลการวิเคราะห์ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน	81
4.4	ผลการตีความการสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์	90
4.4.1	ผลการตีความการสำรวจเรดาร์หิ้งลึก	90
4.4.2	ผลการตีความการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	91

สารบัญ

	หน้า
4.5 แนวทางการนำค่าดัชนีผู้ฟังของหิน ไปประยุกต์ใช้	96
4.5.1 ตัวบ่งชี้ความหนาของชั้นดิน	96
4.5.2 ศึกษาการก่อตัวของดิน	96
4.5.3 ศึกษาความอุดมสมบูรณ์ของดิน	97
4.5.4 ศึกษาทางธรณีสัมพันธ์	97
5 สรุปผลและข้อเสนอแนะ	98
5.1 สรุปผล	98
5.1.1 การตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ	98
5.1.2 การวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีผู้ฟังของหิน	99
5.1.3 การวิเคราะห์ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและค่าสภาพรับไว้ได้ ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน	101
5.1.4 การตีความการสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์	101
5.1.5 แนวทางการนำค่าดัชนีผู้ฟังของหินไปประยุกต์ใช้	102
5.2 ข้อเสนอแนะ	102
บรรณานุกรม	103
ภาคผนวก	108
ก ข้อมูลของตำแหน่งตัวแทนการผู้ฟังของหินแต่ละระดับ	109
ข ภาพมุมมอง 3 มิติ ภาพความรุนแรงการผู้ฟังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) ซ้อนบนข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM	110
ค ภาพแบบจำลองความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM 90 เมตร ของจังหวัด สงขลา	111
ง การเปลี่ยนแปลงค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี และค่าสภาพรับไว้ได้ ทางแม่เหล็กในตัวอย่างดินตามระดับความลึกที่ตำแหน่งต่างๆ	112
จ ข้อมูลหลุมเจาะ ใกล้เคียงแนวสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์	118
ผลงานตีพิมพ์เผยแพร่จากวิทยานิพนธ์	121
ประวัติผู้เขียน	127

รายการตาราง

ตาราง	หน้า	
2.1	อนุกรมการสลายตัวของ ^{238}U	13
2.2	อนุกรมการสลายตัวของ ^{235}U	14
2.3	อนุกรมการสลายตัวของ ^{232}Th	15
2.4	ช่องพลังงานของรังสีแกมมาสำหรับการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ	18
2.5	ข้อกำหนดของการบินสำรวจ Survey-B & C	21
2.6	เครื่องมือที่ใช้ในการสำรวจ Survey-B & C	21
2.7	แร่ที่มีโพแทสเซียมเป็นธาตุประกอบสำคัญและแร่อื่นๆ ที่พบที่พบโพแทสเซียม	27
2.8	แร่ที่มีปริมาณทอเรียมสูง	28
2.9	แร่ที่มีปริมาณยูเรเนียมสูง	28
2.10	ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีในหินประเภทต่างๆ	29
2.11	ค่าคงที่ไดอิเล็กตริก, สภาพนำไฟฟ้า, ความเร็วและอัตราการลดทอนคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจากการสำรวจในวัสดุทางธรณีวิทยาทั่วไปที่ความถี่สัญญาณคลื่น 100 MHz	32
2.12	ค่าความหนาแน่นและความเร็วคลื่นพิของวัสดุธรณีวิทยา	34
3.1	ระดับการรบกวนของหินและค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียมที่ใช้เป็นเกณฑ์	45
3.2	ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบเพียร์สัน	47
3.3	ประสิทธิภาพการวัดรังสีแกมมาที่ค่าพลังงานรังสีแกมมาต่างๆ	52
3.4	การเปลี่ยนหน่วยความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีไปเป็นหน่วยเฉพาะ	52
3.5	ขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลเรดาร์หยั่งลึก	54
3.6	ตัวแปรและเครื่องมือที่ใช้ในการเก็บข้อมูลการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	55
3.7	ขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	56
4.1	ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่วัดจากตัวอย่างหินในพื้นที่ศึกษาและจังหวัดใกล้เคียง	67
4.2	ค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดิน	83
4.3	ค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน	89

รายการภาพประกอบ

ภาพประกอบ	หน้า	
1.1	พื้นที่ศึกษา	2
1.2	แผนที่ธรณีวิทยาจังหวัดสงขลา	5
2.1	การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ	16
2.2	หัววัดของสเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมาทางอากาศ	17
2.3	หลักการการทำงานของสเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมา	17
2.4	สเปกตรัมของรังสีแกมมา	18
2.5	แผนที่แสดงพื้นที่การบินสำรวจของ Survey-B & C	20
2.6	ลักษณะการรบกวนของหิน ก.) การรบกวนทางกายภาพ, ข.) การรบกวนทางเคมี	23
2.7	การรบกวนทางกายภาพส่งผลให้พื้นที่ผิวเพิ่มขึ้น	24
2.8	โปรแกรมการรบกวนของหิน	24
2.9	การสะท้อนและหักเหของสัญญาณคลื่นเรดาร์ที่ผิวยอดต่อระหว่างตัวกลางต่างชนิดกัน	30
2.10	เรขาคณิตของการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในแบบจำลองชั้นดินอย่างง่าย และกราฟเวลา-ระยะทาง การเดินทางของคลื่น	33
3.1	ก.) เตาอบความร้อน, ข.) เครื่องชั่ง	36
3.2	แกมมาสเปกโตรมิเตอร์ (Gamma Ray Spectrometer)	37
3.3	เครื่องวัดสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก ยี่ห้อ AGICO รุ่น KLY-3S Kappabridge	37
3.4	เครื่องมือสำรวจเรดาร์หยั่งลึก	38
3.5	เครื่องมือสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	39
3.6	แผนที่ความเข้มข้นของโพแทสเซียม ก.) แผนที่กระดาษที่ได้ลงสีตามค่าหลักแล้ว ระวาง NB 47-3, ข.) แผนที่จากข้อมูลดิจิทัล ระวาง NB 47-3, 47-7 และ 47-8	41
3.7	ข้อมูล SRTM DEM 90 m เมื่อเปิดด้วยโปรแกรม 3DEM และได้แก้ไขค่าระดับความสูงของตำแหน่งที่ผิดพลาด	42
3.8	เปรียบเทียบข้อมูลของโพแทสเซียม ก.) ข้อมูลก่อน Dummy grid, ข.) ข้อมูลหลัง Dummy grid ซึ่งเป็นข้อมูลในพื้นที่ศึกษา	43

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

ภาพประกอบ	หน้า
3.9 ความสอดคล้องระหว่างค่า WII กับระดับความรุนแรงในการผุพังของหินในพื้นที่ จริงจากการศึกษาของ Wilford	44
3.10 ความเข้มข้นของโพแทสเซียมกับระดับความรุนแรงในการผุพังของหินในพื้นที่ จริงจากการศึกษาของ Wilford	45
3.11 ตำแหน่งตัวแทนการผุพังของหินแต่ละระดับ	46
3.12 ตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดิน	48
3.13 การเก็บตัวอย่างดิน	49
3.14 เครื่องร่อนแยกขนาดและตะแกรงแยกขนาดอนุภาคของดิน	49
3.15 สเปกตรัมรังสีแกมมาจากหัววัดชนิด HPGe ของตัวอย่าง IAEA-Soil 04	51
3.16 แนวสำรวจเรดาร์หยั่งลึก	54
3.17 แนวสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	55
4.1 การแจกแจงข้อมูลความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศ ของโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และ ทอเรียมสมมูล	58
4.2 แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (โพแทสเซียม) และขอบเขตทางธรณีวิทยา	60
4.3 แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (ยูเรเนียมสมมูล) และขอบเขตทางธรณีวิทยา	61
4.4 แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (ทอเรียมสมมูล) และขอบเขตทางธรณีวิทยา	62
4.5 แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศชนิดสีผสม ของ K-Th-U (RGB) ขอบเขตอำเภอ ในจังหวัดสงขลา และบริเวณที่มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูงโดดเด่น	63
4.6 ภาพมุมมอง 3 มิติ แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (โพแทสเซียม) ซ้อนบน ข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM	64
4.7 ภาพมุมมอง 3 มิติ แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (ยูเรเนียมสมมูล) ซ้อนบน ข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM	64
4.8 ภาพมุมมอง 3 มิติ แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (ทอเรียมสมมูล) ซ้อนบน ข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM	65
4.9 ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากข้อมูลการสำรวจทางอากาศ จำแนกตาม ขอบเขตธรณีวิทยา	66

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

ภาพประกอบ	หน้า
4.10 ภาพมุมมอง 3 มิติ แผนที่ภูมิประเทศทางอากาศชนิดสีผสม ของ K-Th-U (RGB) ซ้อนบนข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM และเส้นทางน้ำ	69
4.11 แผนที่ภูมิประเทศทางอากาศชนิดสีผสม ของ K-Th-U (RGB) และขอบเขตความกว้างบริเวณที่น้ำสามารถท่วมถึง	69
4.12 แผนที่อัตราส่วนของทอเรียสมมูลต่อโพเทสเซียม (eTh/K)	71
4.13 ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS)	72
4.14 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินกับลักษณะทางธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษา	75
4.15 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับระดับความชันในพื้นที่ศึกษาซึ่งได้จากการวิเคราะห์ข้อมูล SRTM DEM 90 m	76
4.16 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับระดับการกร่อนในพื้นที่ศึกษา	76
4.17 การตัดโปรไฟล์ผ่านแนวพื้นที่ศึกษา ก.) ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา, ข.) ระดับความสูงของภูมิประเทศจังหวัดสงขลา	77
4.18 ความสอดคล้องระหว่างระดับความสูงกับค่า WIS จากการตัดโปรไฟล์ ก.) แนวทิศตะวันตก-ทิศตะวันออก, ข.) แนวทิศเหนือ-ทิศใต้	78
4.19 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่ม	79
4.20 เปรียบเทียบค่า WIS ที่สอดคล้องกับบริเวณที่มีความเสี่ยงสูงในการเกิดดินถล่มในพื้นที่จังหวัดสงขลา	80
4.21 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับภาพความรุนแรงการผุพังของหินที่ได้ประยุกต์ใช้ WII	80
4.22 ตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดินบนภาพความรุนแรงการผุพังของหิน เส้นทางน้ำ และขอบเขตของภูเขาหินแกรนิต	81
4.23 ค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีตำแหน่งต่างๆ	85

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

ภาพประกอบ	หน้า
4.24 การเปลี่ยนแปลงปริมาณความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีตามความลึก ก.) ปริมาณความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีเฉลี่ย ตำแหน่งที่ 1-14, ข.) ตำแหน่งที่ 3, ค.) ตำแหน่งที่ 8	87
4.25 ค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดินตำแหน่งต่างๆ	88
4.26 แนวสำรวจเรดาร์หยั่งลึกบนภาพความรุนแรงการสุฟงของหิน และตำแหน่งหลุม เจาะใกล้แนวสำรวจ	90
4.27 แนวสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนบนภาพความรุนแรงการสุฟงของหิน และตำแหน่งหลุมเจาะใกล้แนวสำรวจ	91
4.28 ภาพตัดขวางการสำรวจเรดาร์หยั่งลึก และค่า WIS ของหินใต้แนวสำรวจ	93
4.29 ภาพตัดขวางการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน และค่า WIS ของหินใต้ แนวสำรวจ	94
4.30 ลักษณะชั้นดินที่หลุมเจาะใกล้แนวสำรวจเรดาร์หยั่งลึก	95
4.31 ลักษณะชั้นดินที่หลุมเจาะใกล้แนวสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	95
5.1 บริเวณที่มีค่า WIS สูงสุดในจังหวัดสงขลา	99
5.2 บริเวณที่มีโอกาสเกิดดินถล่มขนาดใหญ่สูงสุดในจังหวัดสงขลา	100

บทที่ 1

บทนำ

1.1 บทนำต้นเรื่อง

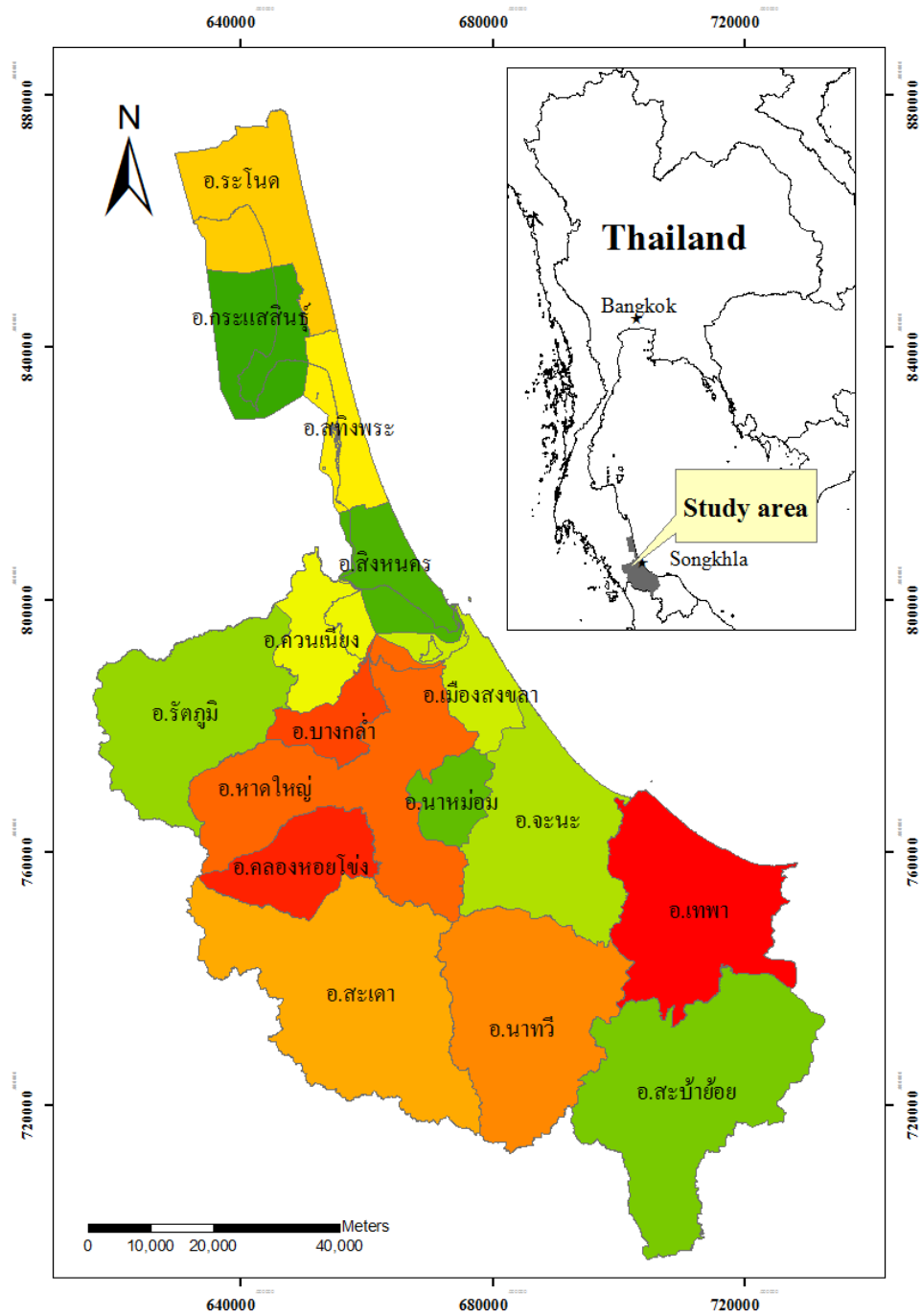
การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศเป็นวิธีการสำรวจโดยวัดปริมาณรังสีแกมมาของธาตุโพแทสเซียม ยูเรเนียม และทอเรียม ที่กระจายอยู่ทั่วไปบนพื้นผิวโลก ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีดังกล่าวและปริมาณรังสีแกมมาที่วัดได้จะขึ้นกับธรณีเคมีและแร่ประกอบของหิน พบว่าหินแกรนิตในภาคใต้ของประเทศไทย ส่วนใหญ่เป็นชนิดที่มีค่ากัมมันตภาพรังสีสูง ดังนั้นกัมมันตภาพรังสีที่วัดได้บริเวณภูเขาหินแกรนิตจะสูงกว่าบริเวณอื่นๆ แต่กระบวนการต่างๆ ทางธรณีวิทยา เช่น การผุพัง การกร่อน การพัดพา การสะสมตัว เป็นต้น มีผลให้บริเวณที่มีลักษณะเป็นพื้นราบที่อยู่ไกลออกไปจากภูเขาหินแกรนิตมีค่ากัมมันตภาพรังสีสูงขึ้นได้

การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศเริ่มแรกมีวัตถุประสงค์เพื่อใช้ในการทำแผนที่ธรณีวิทยา ตรวจสอบแหล่งสะสมตัวของแร่ ใช้ในการสำรวจแร่ยูเรเนียม และแยกแยะพื้นที่เสี่ยงภัยทางรังสี เป็นต้น แต่ปัจจุบันข้อมูลถูกนำมาใช้ในทางประยุกต์มากขึ้น เช่น ทำแผนที่ดิน (soil mapping) ศึกษากระบวนการทางภูมิทัศน์ (landscape process) ประเมินความรุนแรงในการผุพังของหิน สำรวจแร่ดินขาว และตรวจสอบรอยเลื่อน เป็นต้น สำหรับงานวิจัยนี้ได้นำข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศซึ่งครอบคลุมพื้นที่ศึกษาเป็นบริเวณกว้างมาวิเคราะห์และตีความร่วมกับข้อมูลโทรสัมผัสอื่นๆ เช่น ข้อมูลระดับความสูงของภูมิประเทศ เพื่อวิเคราะห์หาค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่ศึกษา

การผุพังของหินเป็นหนึ่งในปัจจัยสำคัญที่มีผลต่อการเกิดดินถล่ม นอกจากจากการตัดไม้ทำลายป่า ลักษณะภูมิประเทศ และปริมาณน้ำฝน ดินถล่มเป็นภัยพิบัติที่สร้างความเสียหายต่อชีวิตและทรัพย์สินของประชาชนอย่างมากมา ดังที่ได้มีการรายงานการเกิดดินถล่มในภูมิภาคต่างๆ ของประเทศ บ่อยครั้งในช่วงหลายปีที่ผ่านมา ดังนั้นค่าดัชนีผุพังของหินที่ครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้างจึงมีประโยชน์เป็นอย่างมากในการศึกษาพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่ม รวมไปถึงการศึกษาด้านอื่นๆ ต่อไป เช่น ความอุดมสมบูรณ์ของโพแทสเซียมในดิน ความหนาของชั้นดิน เป็นต้น

1.2 พื้นที่ศึกษา

1.2.1 ขอบเขตและตำแหน่งที่ตั้ง



รูปที่ 1.1 พื้นที่ศึกษา

บริเวณพื้นที่ศึกษา (รูปที่ 1.1) สำหรับงานวิจัยนี้คือจังหวัดสงขลาซึ่งเป็นจังหวัดชายฝั่งทะเลตะวันออกทางภาคใต้ของประเทศไทย ตั้งอยู่ระหว่างละติจูด $6^{\circ} 17'$ - $7^{\circ} 56'$ เหนือ ลองจิจูด $100^{\circ} 1'$ - $101^{\circ} 6'$ ตะวันออก มีความสูงจากระดับน้ำทะเลโดยเฉลี่ย 4 เมตร อยู่ห่างจากกรุงเทพมหานครฯ ตามเส้นทางรถไฟ 947 กิโลเมตร และตามเส้นทางหลวงแผ่นดิน 950 กิโลเมตร จังหวัดสงขลา มีขนาดพื้นที่ 7,393.889 ตารางกิโลเมตร หรือประมาณ 4,853,249 ไร่ (สำนักงานจังหวัดสงขลา, 2557) อาณาเขตใกล้เคียงที่ติดต่อกับจังหวัดสงขลา มีดังนี้

ทิศเหนือ	ติดต่อกับจังหวัดนครศรีธรรมราชและจังหวัดพัทลุง
ทิศตะวันออก	ติดต่อกับอำเภอไทย
ทิศตะวันตก	ติดต่อกับจังหวัดสตูล
ทิศใต้	ติดต่อกับจังหวัดยะลา จังหวัดปัตตานี รัฐเกะห์และรัฐเปอร์ลิส

ประเทศมาเลเซีย

จังหวัดสงขลาแบ่งการปกครองออกเป็น 16 อำเภอ คือ อำเภอระโนด อำเภอกะแสสินธุ์ อำเภอสทิงพระ อำเภอสิงหนคร อำเภอเมืองสงขลา อำเภอกวนเนียง อำเภอรัตภูมิ อำเภอบางกล่ำ อำเภอหาดใหญ่ อำเภอนาหม่อม อำเภอคลองหอยโข่ง อำเภอจะนะ อำเภอเทพา อำเภอสะบ้าย้อย อำเภอนาทวี และอำเภอสะเดา

1.2.2 ลักษณะภูมิประเทศ

พื้นที่ทางตอนเหนือของจังหวัดสงขลาเป็นคาบสมุทรยื่นลงมาทางใต้ เรียกว่า คาบสมุทรสทิงพระ เชื่อมต่อกับพื้นที่ทางตอนใต้ของจังหวัดที่เป็นรูปสี่เหลี่ยมผืนผ้าด้วยสะพานติณสูลานนท์ พื้นที่ส่วนใหญ่ทางทิศเหนือเป็นที่ราบลุ่ม ทางทิศตะวันออกเป็นที่ราบชายฝั่งทะเล ทางทิศใต้และทิศตะวันตกเป็นภูเขาและที่ราบสูง

1.2.3 ลักษณะภูมิอากาศ

จังหวัดสงขลาได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมซึ่งพัดผ่านเป็นประจำทุกปี ได้แก่ ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ในช่วงเดือนตุลาคมถึงเดือนมกราคม และลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ในช่วงเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ทำให้จังหวัดสงขลา มีฤดูกาลเพียง 2 ฤดู คือ

ฤดูร้อน เกิดในช่วงประมาณเดือนกุมภาพันธ์ถึงเดือนกรกฎาคม เริ่มหลังจากหมดลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือแล้ว อากาศจะเริ่มร้อนขึ้นและมีอุณหภูมิสูงสุดประมาณช่วงเดือนเมษายน

ฤดูฝน เกิดในช่วงประมาณเดือนสิงหาคมถึงเดือนมกราคม จังหวัดสงขลามีฝนตก ทั้งช่วงที่มีลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือและลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้พัดผ่าน แต่ในช่วงที่มีลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือพัดผ่านจะมีปริมาณฝนตกมากกว่าเนื่องจากลมมรสุมพัดผ่านอ่าวไทย

จังหวัดสงขลามีปริมาณฝนตกเฉลี่ยอยู่ในเกณฑ์ดี มีปริมาณฝนตกเฉลี่ยต่อปี 2,047.6 มิลลิเมตร จากข้อมูลสถิติอุตุวิทยสถานีนี้อำเภอเมืองสงขลาในปี พ.ศ. 2556 มีปริมาณฝนเฉลี่ยรวมตลอดปีประมาณ 2,793.6 มิลลิเมตร มีฝนตก 175 วัน เดือนที่มีฝนตกมากที่สุดคือเดือนพฤศจิกายน มีปริมาณน้ำฝน 757.7 มิลลิเมตร มีฝนตก 23 วัน เดือนที่มีฝนตกน้อยที่สุดคือเดือนมีนาคม มีปริมาณน้ำฝน 0.7 มิลลิเมตร มีฝนตก 3 วัน ปริมาณฝนตกมากที่สุดใน 1 วัน คือ 290.5 มิลลิเมตรในเดือนธันวาคม มีอุณหภูมิเฉลี่ยทั้งปี 28.09 องศาเซลเซียส เดือนที่มีอุณหภูมิเฉลี่ยสูงที่สุดคือเดือนพฤษภาคม มีอุณหภูมิเฉลี่ย 29.09 องศาเซลเซียส เดือนที่มีอุณหภูมิต่ำที่สุดคือเดือนธันวาคม มีอุณหภูมิเฉลี่ย 27.00 องศาเซลเซียส (ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก, 2557)

1.2.4 ลักษณะทางธรณีวิทยา

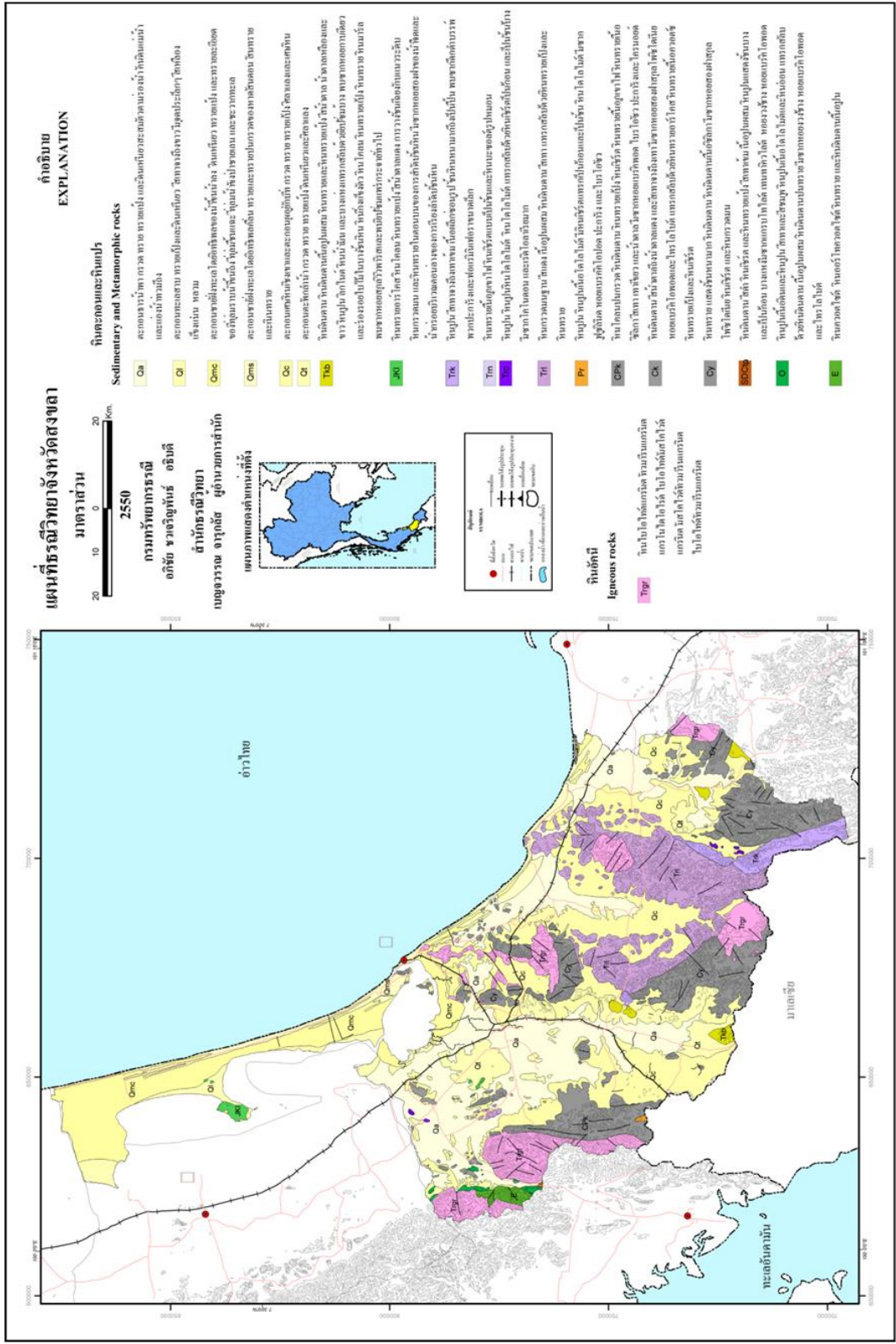
จังหวัดสงขลาถูกปกคลุมด้วยตะกอนยุคควอเทอร์นารีเป็นส่วนใหญ่ มีอายุประมาณ 1.8 ล้านปีถึงปัจจุบัน (กรมทรัพยากรธรณี, 2557) หินที่มีอายุเก่าที่สุดอยู่ในยุคแคมเบรียนสามารถอธิบายลักษณะของหินในจังหวัดสงขลาจากแผนที่ธรณีวิทยา (กรมทรัพยากรธรณี, 2550) (รูปที่ 1.2) ได้ดังนี้

หินตะกอนและหินแปร

หินยุคแคมเบรียน (E) กลุ่มหินตะรุเตา ประกอบด้วย หินควอร์ตไซต์ หินออร์โทควอร์ตไซต์ หินทราย และหินดินดานเนื้อปูน

หินยุคออร์โดวิเซียน กลุ่มหินทุ่งสง (O) ประกอบด้วย หินปูนเนื้อดินและหินปูนสีเทาและสีชมพู หินปูนเนื้อโคลโลไมต์และหินอ่อน แทรกสลับด้วยหินดินดานเนื้อปูนผสม หินดินดานปนทรายมีซากหอยวงช้าง หอยแบรคิโอพอดและไทรโลไบต์

หินยุคไซลูเรียน-ดีโวเนียน-คาร์บอนิเฟอรัส กลุ่มหินทองผาภูมิ (SDCtp) ประกอบด้วย หินดินดานสีดำ หินเชิร์ต และหินทรายแป้งสีเทาเข้มเนื้อปูนผสม หินปูนแสดงชั้นบางและเป็นก้อน บางแห่งมีซากแกรปโตไลต์ เทนทาคิวไลต์ หอยวงช้าง หอยแบรคิโอพอด



รูปที่ 1.2 แผนที่ธรณีวิทยาจังหวัดสงขลา (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)

หินยุคคาร์บอนิเฟอรัส หมวดหินยะหา (Cy) ประกอบด้วย หินทรายแสดงชั้นหนา มาก หินดินดาน หินดินดานเนื้อซิลิกา มีซากหอยสองฝาสกุล โพซิโดเนีย หินเชิร์ต และหินกรวดมน หมวดหินควนกลาง (Ck) ประกอบด้วย หินดินดานสีน้ำตาลถึงน้ำตาลแดงและสีเทาจนถึงเทา มีซากหอยสองฝาสกุล โพซิโดเนีย หอยแบรคิโอพอดและ ไทรโลไบต์ แทรกสลับด้วยหินทรายอาร์โลส หินทรายเนื้อควอตซ์ หินทรายแป้งและหินเชิร์ต

หินยุคคาร์บอนิเฟอรัส-เพอร์เมียน กลุ่มหินแก่งกระจาน (Cpk) ประกอบด้วย หินโคลนปนกรวด หินดินดาน หินทรายแป้ง หินเชิร์ต หินทรายเนื้อภูเขาไฟ หินทรายเนื้อซิลิกาสีเทา เทาเขียวและน้ำตาล มีซากหอยแบรคิโอพอด ไบรโอซัว ปะการังและไครนอยด์

หินยุคเพอร์เมียน กลุ่มหินราชบุรี (Pr) ประกอบด้วย หินปูน หินปูนเนื้อโดโลไมต์ มีหินเชิร์ตแทรกเป็นก้อนและเป็นชั้น หินโดโลไมต์มีซากฟิวซิลินิด หอยแบรคิโอพอด ปะการัง และไบรโอซัว

หินยุคไทรแอสซิก กลุ่มหินลำปาง (Trl) ประกอบด้วย หินกรวดมนฐานสีแดงเนื้อปูนผสม หินดินดานสีเทา แทรกสลับด้วยหินทรายแป้งและหินทราย หมวดหินชัยบุรี (Trc) ประกอบด้วย หินปูน หินปูนเนื้อโดโลไมต์ หินโดโลไมต์แทรกสลับด้วยหินเชิร์ตเป็นก้อนและเป็นชั้นบาง มีซากโคโนคอนต์ และเรดิโอลาเรียมาก หมวดหินเนินผู้ใหญ่เหนือ (Tm) ประกอบด้วย หินทรายเนื้อภูเขาไฟ หินเชิร์ตแบบเป็นชั้นและหินบะซอลต์รูปหมอน หิน Trk ประกอบด้วย หินปูนสีเทาจนถึงเทาเข้มเนื้อผลึกซ้อนรูป ชั้นหินหนามากถึงเป็นปื้น พบซากดึกดำบรรพ์พวกปะการัง และฟอเรนนิเฟอราขนาดเล็ก

หินยุคจูแรสซิก-ครีเทเชียส หมวดหินลำทับ (Jkl) ประกอบด้วย หินทรายอาร์โลส หินโคลน หินทรายแป้งสีน้ำตาลแดง การวางชั้นเฉียงกับแนวระดับ หินกรวดมนและหินทรายในตอนบนของการลำดับชั้นหินมีซากหอยสองฝาของน้ำจืดและน้ำกร่อยบริเวณตอนล่างของการเรียงลำดับชั้นหิน

หินยุคเทอร์เชียรี กลุ่มหินกระบี่ (Tkb) ประกอบด้วย หินดินดาน หินดินดานเนื้อปูนผสมและหินทรายแป้งสีน้ำตาล น้ำตาลเหลืองและขาว หินปูน ลิกไนต์ หินน้ำมัน และบางแห่งแทรกสลับด้วยยิปซัม พบซากหอยกาบเดี่ยวและร่องรอยใบไม้ในบางชั้นหิน หินกึ่งแข็งตัว หินโคลน หินทรายแป้ง หินทราย ดินมาร์ล พบซากหอยสกุล Viviparus และพบยิปซัมแพร่กระจายทั่วไป

ตะกอนยุคควอเทอร์นารี เป็นตะกอนที่ยังไม่แข็งตัวเป็นหิน เกิดจากการย่อยสลายผุพังของหินและมีกระแสน้ำ กระแสลมพัดพามาทับถมกัน จำแนกได้เป็น ตะกอนตะกักน้ำ (Qt) ประกอบด้วย กรวด ทราย ทรายแป้ง ดินเหนียวและศิลาแลง ตะกอนเศษหินเชิงเขาและตะกอนผุอยู่

กับที่ (Qc) ประกอบด้วย กรวด ทราย ทรายแป้ง ศิลาแลงและเศษหิน ตะกอนชายฝั่งทะเลโดยอิทธิพลคลื่น (Qms) ประกอบด้วย ทรายและทรายปนกรวดของหาดสันดอน สันทรายและเนินทราย ตะกอนชายฝั่งทะเลโดยอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง (Qmc) ประกอบด้วย ดินเหนียว ทรายแป้ง และทรายละเอียดของที่ราบลุ่มน้ำขึ้นถึง ที่ลุ่มชื้นแฉะ ที่ลุ่มน้ำขังป่าชายเลน และชะวากทะเล ตะกอนทะเลสาบ (QI) ประกอบด้วย ทรายแป้งและดินเหนียวสีเทาจนถึงขาวมีจุดเล็กๆ สีเหลืองแข็งแน่น หลวม ตะกอนธารน้ำพา (Qa) ประกอบด้วย กรวด ทราย ทรายแป้ง และดินเหนียวสะสมตัวตามร่องน้ำ คันดินแม่น้ำ และแอ่งตะกอนน้ำท่วมถึง

หินอัคนี

หินอัคนีในพื้นที่จังหวัดสงขลาเป็นหินแกรนิตมีอายุอยู่ในยุคไทรแอสซิก (Trgr) ประกอบด้วยหินไบโอไทต์แกรนิต ทวีร์มาลีนแกรนิต แกรโนไดออไรต์ ไบโอไทต์มีสโคไวต์แกรนิต มีสโคไวต์ทวีร์มาลีนแกรนิต ไบโอไทต์ทวีร์มาลีนแกรนิต

1.3 การตรวจเอกสาร

1.3.1 การศึกษาการผุพังของหินจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสี

Wilford (2012) ใช้ข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศและข้อมูลระดับความสูงของภูมิประเทศหาค่าดัชนีความรุนแรงในการผุพังของหิน (WII: weathering intensity index) ของทวีปออสเตรเลีย โดยใช้วิธีการวิเคราะห์องค์ประกอบ (factor analysis) เพื่อหาความสัมพันธ์ระหว่างข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ ได้แก่ K, eTh, eU, eTh/K และ Dose และข้อมูลระดับความสูงของภูมิประเทศ (relief) กับระดับความรุนแรงในการผุพังของหิน (WC: weathering class) ในพื้นที่ตัวอย่างซึ่งได้กำหนดเป็น 6 ระดับ จากนั้นนำข้อมูลที่มีความสัมพันธ์ไปสร้างรูปแบบจำลอง (multiple regression model) เป็นค่าดัชนีความรุนแรงในการผุพังของหินทั้งทวีปออสเตรเลีย ผลที่ได้คือ $WII = 6.751 + -0.851 * K + -1.319 * Relief + 2.682 * eTh/K + -2.590 * Dose$ และมีการตรวจสอบหาค่าดัชนีความรุนแรงในการผุพังของหินทางธรณีเคมีและตรวจสอบปริมาณแร่แคลซ์ พบว่ามีความสอดคล้องกับ WII

Dickson and Scott (1997) แปลความข้อมูลการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศและได้อธิบายว่า การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศสะท้อนให้เห็นการเปลี่ยนแปลงทางธรณีเคมีของ โปแทสเซียม ยูเรเนียม และทอเรียมในช่วง 30 เซนติเมตร ของผิวเปลือกโลก ในชั้นบางๆนี้อาจเป็นผลจากการผุพังของหินซึ่งทำให้หินทุกชนิดมีการสูญเสียโพแทสเซียม สำหรับหินเฟลสิคจะสูญเสียยูเรเนียมและทอเรียมด้วยเช่นเดียวกัน สำหรับหินอินเทอร์มีเดียตและหินเบสิกมีการ

เปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีเล็กน้อยระหว่างการผุพัง แต่กระบวนการเกิดดินอาจทำให้ปริมาณยูเรเนียมและทอเรียมในดินมีเพิ่มขึ้นเป็น 2-3 เท่าของหินดั้งเดิม

Wilford and Minty (2007) ใช้ข้อมูลการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศเพื่อทำแผนที่ดินและทำความเข้าใจกระบวนการต่างๆ ที่ผิวโลก อธิบายว่า กัมมันตภาพรังสีที่ปล่อยออกมาจากผิวโลกมีความสัมพันธ์กับแร่ ธรรมิเคมีของหินฐานและวัสดุที่ผุพัง เช่น ดิน ตะกอนน้ำพา ตะกอนเชิงเขา เป็นต้น ข้อมูลกัมมันตภาพรังสีสามารถติดตามการกระจายตัวของธาตุกัมมันตรังสีในหิน ผิวเปลือกโลกและดิน บริเวณที่หินฐานมีแร่ โพแทสเซียมประกอบอยู่ การสูญเสียโพแทสเซียมในดินสามารถใช้เป็นตัวแทนเพื่อทำแผนที่ระดับการซึมชะละลายและการผุพังของหินที่พื้นผิว ในทางตรงข้ามยูเรเนียมและทอเรียมมีเสถียรภาพมากกว่า เมื่อยูเรเนียมและทอเรียมถูกปลดปล่อยออกมาระหว่างการผุพังของหินแต่จะถูกดูดซับด้วยแร่เคลย์ ออกไซด์ของเหล็กและอะลูมิเนียม และสารอินทรีย์ในดิน

Chan, Wong and Chen (2007) ศึกษาปริมาณของธาตุกัมมันตรังสี (K, Th, U) ในตัวอย่างหินอัคนีที่ผุพังของฮ่องกง และหาปริมาณองค์ประกอบทางธรณีเคมีเพื่อใช้คำนวณค่าดัชนีผุพังของหินตามแบบของ Parker (Parker weathering index) ผลแสดงให้เห็นว่ามีเพียงโพแทสเซียมเท่านั้นที่มีการเปลี่ยนแปลงปริมาณอย่างเป็นระบบกับระดับการผุพังของหินที่เพิ่มขึ้น ปริมาณยูเรเนียมและทอเรียมของตัวอย่างไม่ได้แสดงให้เห็นการเปลี่ยนแปลงอย่างเป็นระบบกับค่าดัชนีผุพังของหิน สะท้อนให้เห็นกลไกที่ซับซ้อนของการสลายตัวและการทับถมของยูเรเนียมและทอเรียมในโปรไฟล์การผุพังของหิน

Chen and Chan (2001) ศึกษา กัมมันตภาพรังสีของหินภูเขาไฟในฮ่องกงซึ่งมีระดับการผุพังของหินแตกต่างกัน และหาองค์ประกอบของธาตุเพื่อตรวจสอบความสมเหตุสมผลในการใช้ข้อมูลกัมมันตภาพรังสีในการกำหนดระดับการผุพังของหิน หินตัวอย่างที่ศึกษามีค่าดัชนีผุพังของหินตามแบบของ Parker เปลี่ยนแปลงอยู่ในช่วง 0.0 - 0.8 ในช่วงเริ่มต้นของการผุพังของหินไม่มีการเปลี่ยนแปลงอย่างมีนัยสำคัญของปริมาณธาตุกัมมันตรังสีทั้งสาม แต่เมื่อหินมีการผุพังสูงในระหว่างการผุพังดำเนินไปจะมีการหลุดไปอย่างเป็นระบบของโพแทสเซียมและเพิ่มการกระจายของยูเรเนียมและทอเรียม ผลที่ได้แสดงให้เห็นว่าปริมาณของโพแทสเซียมสามารถเป็นตัวบ่งชี้ระดับการผุพังของหิน

Teboada et al. (2006) ได้ศึกษาปริมาณยูเรเนียมและทอเรียมในโปรไฟล์การผุพังของหินและการเกิดดินบนหินแกรนิตทางตะวันตกเฉียงเหนือของสเปน วัดปริมาณของทั้งสองธาตุจากหิน ดินและอนุภาค (ทราย ทรายแป้ง และเคลย์) ผลที่ได้คือ ยูเรเนียมในหินมีปริมาณอยู่ในช่วง 5.3 - 27.7 ppm ทอเรียมในหินมีปริมาณอยู่ในช่วง 5.5 - 50.7 ppm ในดินมีปริมาณยูเรเนียมและ

ทอเรียมคล้ายคลึงกับหิน คือ 4.8 - 29.2 ppm และ 7.4 - 56.7 ppm ตามลำดับ แต่สำหรับในอนุภาคต่างๆ ทั้งสองธาตุมีปริมาณต่ำสุดในอนุภาคทรายและมีปริมาณสูงสุดในอนุภาคเคลย์

1.3.2 การใช้ระเบียบวิธีการทางธรณีฟิสิกส์เพื่อตรวจสอบชั้นหินผุ

Beauvais et al. (2004) ตรวจสอบลักษณะการพัฒนาของศิลาแลงบนหินฐานบริเวณทางตะวันออกของประเทศเซเนกัลโดยใช้ระเบียบวิธีทางธรณีฟิสิกส์ในการสำรวจ ได้แก่ ERT และ GPR ภาพตัดขวางสภาพต้านทานไฟฟ้าจาก ERT ให้มุมมองแบบกว้างๆ ของโปรไฟล์การฝังของศิลาแลง ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูงแสดงลักษณะของวัสดุปนเหล็กแข็ง ในขณะที่ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำสัมพันธ์กับชั้นที่มีแร่เคลย์ผสมอยู่ สำหรับ GPR ให้ข้อมูลใต้ผิวดินที่มีความต่อเนื่องและมีรายละเอียดสูงของชั้นปนเหล็กแข็ง ความหนาของชั้นการฝังที่ได้จาก ERT และ GPR มีความสอดคล้องกับข้อมูลที่ได้จากบ่อเจาะ

Yamakawa et al. (2012) ใช้ระเบียบวิธีทางธรณีฟิสิกส์ ได้แก่ ERI, Seismic refraction และ Surface wave method (SWM) เพื่อตรวจสอบความหนาของชั้นดินบริเวณไหล่เขาหินแกรนิตที่ฝังซึ่งเป็นแหล่งต้นน้ำ ได้อธิบายว่า ERI เป็นวิธีการที่มีประโยชน์ในการตรวจสอบความหนาของชั้นดินบนไหล่เขาที่เป็นแหล่งต้นน้ำ บริเวณที่มีสภาพต้านทานไฟฟ้าแตกต่างกันมาก สะท้อนให้เห็นผิวรอยต่อของดินและหินฐาน นอกจากนี้ลักษณะการเก็บกักน้ำของดินและหินแกรนิตที่ฝังอาจเป็นปัจจัยสำคัญที่ทำให้ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าใต้ผิวดินที่สำรวจมีความแตกต่างกัน ข้อมูลผิวรอยต่อของดินและหินฐานที่ได้จาก ERI มีความสอดคล้องกับข้อมูล Seismic refraction และ SWM

1.4 วัตถุประสงค์

เพื่อศึกษา วิเคราะห์และตีความแผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศในพื้นที่จังหวัดสงขลา ร่วมกับข้อมูลโทรมัมผัสอื่นๆ เพื่อหาค่าดัชนีฝังของหิน และตรวจสอบลักษณะทางธรณีวิทยาโดยใช้ระเบียบวิธีทางธรณีฟิสิกส์

บทที่ 2

ทฤษฎี

2.1 การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ

2.1.1 กัมมันตภาพรังสีเบื้องต้น

กัมมันตภาพรังสี (radioactivity) คือ ปรากฏการณ์ที่ธาตุกัมมันตรังสีสามารถแผ่รังสีได้ ในธรรมชาตินิวเคลียสของบางไอโซโทปจะมีพลังงานส่วนเกินทำให้ไม่มีเสถียรภาพจะสลายตัวเป็นไอโซโทปใหม่ที่มีความเสถียรมากขึ้น เรียกกระบวนการนี้ว่าการสลายตัวทางนิวเคลียร์ อัตราการสลายตัวของไอโซโทปกัมมันตรังสีตามธรรมชาติจะเป็นคุณสมบัติเฉพาะของแต่ละไอโซโทปขึ้นอยู่กับจำนวนอะตอมของไอโซโทปกัมมันตรังสีและค่าคงที่การสลายตัว ดังสมการ

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (2.1)$$

หรือ $N_t = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2.2)$

เมื่อ N_t คือ จำนวนอะตอมที่มีอยู่หลังจากเวลาผ่านไป t วินาที
 N_0 คือ จำนวนอะตอมที่มีอยู่ที่เวลา $t = 0$ วินาที
 λ คือ ค่าคงที่ของการสลายตัว

ค่าครึ่งชีวิต $T_{1/2}$ (half-life) คือ เวลาของการสลายตัวที่ทำให้จำนวนอะตอมของไอโซโทปกัมมันตรังสีเหลือเพียงครึ่งหนึ่งของจำนวนอะตอมเริ่มต้น เป็นดังสมการ

$$T_{1/2} = \frac{0.693}{\lambda} \quad (2.3)$$

λN ที่เป็นผลจากการสลายตัว คือ กัมมันตภาพ (Activity) ของนิวไคลด์กัมมันตรังสี การสลายตัวธาตุกัมมันตรังสีจะไม่ขึ้นกับเงื่อนไขทางกายภาพอื่นๆ

การสลายตัวของไอโซโทปกัมมันตรังสีเกิดขึ้นพร้อมกับการปล่อยพลังงานซึ่งอยู่ในรูปอนุภาค หรือคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ได้แก่ อนุภาคแอลฟา (Alpha particles) อนุภาคบีตา (Beta particles) และรังสีแกมมา (Gamma ray)

อนุภาคแอลฟาและบีตามีมวลและประจุไฟฟ้า มีอำนาจทะลุทะลวงต่ำทำให้เคลื่อนที่ผ่านอากาศ ดินหรือหินได้น้อยมาก ดังนั้นในการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศจึงสามารถวัดได้แต่เพียงรังสีแกมมาเท่านั้น เนื่องจากรังสีแกมมาเป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ไม่มีมวล ไม่มีประจุ มีอำนาจทะลุทะลวงสูงกว่าอนุภาคแอลฟาและบีตา สามารถทะลุผ่านชั้นดินและหินได้ลึกประมาณ 30 เซนติเมตร และผ่านอากาศได้หลายร้อยเมตร (Minty, 1997)

ไอโซโทปกัมมันตรังสีบางตัวมีรูปแบบการสลายตัวมากกว่าหนึ่งรูปแบบ เช่น 66 เปอร์เซนต์ของ ^{212}Bi จะสลายตัวให้อนุภาคบีตาไปเป็น ^{212}Po และ 34 เปอร์เซนต์ จะสลายตัวให้อนุภาคแอลฟาไปเป็น ^{208}Tl แต่ไม่ว่าจะสลายตัวในรูปแบบใดค่าครึ่งชีวิตที่สังเกตได้จะเหมือนกัน นอกจากนี้ บ่อยครั้งที่การสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีจะเกิดในรูปแบบของอนุกรม เช่น อนุกรมการสลายตัวของ ^{238}U , ^{235}U และ ^{232}Th ไอโซโทปกัมมันตรังสีสลายตัวเป็นไอโซโทปลูกซึ่งยังเป็นไอโซโทปกัมมันตรังสีอยู่ ไอโซโทปลูกจะเปลี่ยนสถานะกลายเป็น ไอโซโทปพ่อแม่และสลายตัวต่อไปเรื่อยๆ จนได้ไอโซโทปลูกที่เสถียรในที่สุด สำหรับในระบบปิดที่ปริมาณของธาตุพ่อแม่จำกัด จำนวนอะตอมของธาตุลูกและกัมมันตภาพของมันจะค่อยๆ เพิ่มขึ้นจนกระทั่งไปถึงสมดุลรังสีของอนุกรมการสลายตัว ที่จุดนี้กัมมันตภาพของนิวไคลด์กัมมันตรังสีทั้งหมดจะเท่ากัน ดังนั้นการวัดปริมาณของธาตุลูกใดๆ สามารถใช้ในการประเมินปริมาณของธาตุอื่นๆ ในอนุกรมการสลายตัว ภายใต้สภาวะสมดุลรังสี ความสัมพันธ์เป็นดังสมการ

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots \lambda_i N_i \quad (2.4)$$

2.1.2 แหล่งกัมมันตรังสีตามธรรมชาติ

พบว่าในธรรมชาติมีไอโซโทปกัมมันตรังสีเป็นจำนวนมาก แต่มีเพียงธาตุโพแทสเซียม ยูเรเนียมและทอเรียมที่มีความสำคัญในการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ เพราะทั้ง 3 ธาตุมีครึ่งชีวิตที่ยาวนานและมีอยู่ค่อนข้างมากในวัสดุธรณีวิทยา

1. โพแทสเซียม (potassium) มี ^{40}K เป็นไอโซโทปกัมมันตรังสีเพียงไอโซโทปเดียว มีสัดส่วน 0.012% ของโพแทสเซียมในธรรมชาติ มีครึ่งชีวิต 1.3×10^9 ปี ^{40}K จะสลายตัวไปเป็น ^{40}Ar และปล่อยรังสีแกมมาที่มีพลังงาน 1.461 MeV รังสีแกมมาจากการสลายตัวของ ^{40}K

สามารถใช้ในการประเมินความเข้มข้นของโพแทสเซียมทั้งหมดในธรรมชาติ รายงานในหน่วย % K (IAEA, 2003)

2. ยูเรเนียม (uranium) ยูเรเนียมในธรรมชาติมีไอโซโทปกัมมันตรังสีคือ ^{238}U , ^{235}U และ ^{234}U แต่ ^{238}U มีมากที่สุดประมาณ 99.28 % ของยูเรเนียมในธรรมชาติ มีครึ่งชีวิต 4.46×10^9 ปี จะสลายตัวเป็นอนุกรมและสิ้นสุดในรูปไอโซโทปเสถียรคือ ^{206}Pb การประเมินความเข้มข้นของยูเรเนียมจะวัดรังสีแกมมาจากการสลายตัวของ ^{214}Bi ซึ่งเป็นไอโซโทปกัมมันตรังสีลูกในอนุกรมการสลายตัวของ ^{238}U มีพลังงาน 1.765 MeV รายงานในหน่วย ppm eU (IAEA, 2003) อนุกรมการสลายตัวของ ^{238}U และ ^{235}U เป็นดังตาราง 2.1 และ 2.2 ตามลำดับ

3. ทอเรียม (thorium) มี ^{232}Th เป็นไอโซโทปกัมมันตรังสีตามธรรมชาติ มีครึ่งชีวิตคือ 1.39×10^{10} ปี สลายตัวเป็นอนุกรมและสิ้นสุดในรูปไอโซโทปเสถียรคือ ^{208}Pb การประเมินความเข้มข้นของทอเรียมจะวัดรังสีแกมมาจากการสลายตัวของ ^{208}Tl ซึ่งเป็นไอโซโทปกัมมันตรังสีลูกในอนุกรมการสลายตัวของ ^{232}Th มีพลังงาน 2.614 MeV รายงานในหน่วย ppm eTh (IAEA, 2003) อนุกรมการสลายตัวของ ^{232}Th เป็นดังตาราง 2.3

นอกจากกัมมันตภาพรังสีที่วัดได้จากแหล่งกัมมันตรังสีทางธรณีวิทยาหรือกระบวนการต่างๆ ที่ผิวดินแล้ว ในการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศยังมีรังสีที่อยู่ในอากาศซึ่งส่งผลกระทบต่อปริมาณรังสีที่วัดได้แก่ รังสีในชั้นบรรยากาศ รังสีคอสมิก หรือรังสีที่เกิดจากเครื่องบินหรือเครื่องมือวัด ดังนั้นข้อมูลการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศจำเป็นต้องหักลบปริมาณรังสีต่างๆ ที่ไม่ได้มาจากลักษณะทางธรณีวิทยาและวัสดุที่ผุพังจากผิวโลกออก และปรับความเข้มข้นของโพแทสเซียม ยูเรเนียม และทอเรียม ให้เป็นความเข้มข้นกัมมันตรังสีที่ระดับพื้นดิน

ตาราง 2.1 อนุกรมการสลายตัวของ ^{238}U (IAEA, 2003)

Nuclide	Half-life	Major radiation energies (MeV) and intensities*		
		α	β	γ
^{238}U	4.468x10 ⁹ y	4.15 (23%) 4.19 (77%)	–	–
^{234}Th	24.1d	–	~0.103 (19%) 0.191 (81%)	0.063 (3.5%) 0.093 (4%)
^{234}Pa	1.18m	–	2.29 (98%)	0.765 (0.30%) 1.001 (0.60%)
^{234}Pa	6.7h	–	0.53 (66%) 1.13 (13%)	0.10 (50%) 0.70 (24%) 0.90 (70%)
^{234}U	2.48x10 ⁵ y	4.72 (28%) 4.77 (72%)	–	0.053 (0.2%)
^{230}Th	7.52x10 ⁴ y	4.62 (24%) 4.68 (76%)	–	0.068 (0.6%) 0.142 (0.07%)
^{226}Ra	1602y	4.60 (5.5%) 4.78 (94.5%)	–	0.186 (4%)
^{222}Rn	3.825d	5.49 (~100%)	–	0.510 (0.07%)
^{218}Po	3.05m	6.11 (100%)	0.33 (100%)	–
^{214}Pb	26.8m	–	1.03 (6%) 0.352 (36%)	0.295 (19%) 0.352 (36%)
^{214}Bi	19.7m	5.61 (100%)	3.26 (100%)	0.609 (47%) 1.120 (17%) 1.764 (17%)
^{214}Po	164 μs	7.83 (100%)	–	0.799 (0.014%)
^{210}Tl	1.32m	–	2.3 (100%)	0.296 (80%) 0.795 (100%) 1.31 (21%)
^{210}Pb	~22y	3.7 (1.8 x10 ⁻⁸ %)	0.017 (85%) 0.064 (15%)	0.047 (4%)
^{210}Bi	5.02d	4.93 (60%) 4.89 (34%) 4.59 (5%)	1.155 (100%)	–
^{210}Po	138.3d	5.30 (100%)	–	0.803 (0.0011%)
^{206}Tl	4.19m	–	1.520 (100%)	–
^{206}Pb	Stable	–	–	–

* Intensities refer to percentage of disintegrations of the nuclide itself, not to the original parent of the series.

ตาราง 2.2 อนุกรมการสลายตัวของ ^{235}U (IAEA, 2003)

Nuclide	Half-life	Major radiation energies (MeV) and intensities ^a		
		α	β	γ
^{235}U	$7.13 \times 10^8 \text{y}$	4.36 (18%) 4.39 (57%) 4.1-4.6 (8%)	–	0.143 (11%) 0.185 (54%) 0.204 (5%)
^{231}Th	25.64h	–	0.300 (~100%)	0.026 (2%) 0.084 (10%)
^{231}Pa	$3.43 \times 10^4 \text{y}$	5.01 (<20%) 4.99 (25.4%) 4.94 (22.8%)	–	0.027 (6%) 0.29 (6%)
^{227}Ac	22y	4.95 (48.7%) 4.94 (36.1%) 4.87 (6.9%)	0.046 (100%)	0.070 (0.08%)
^{227}Th	18.17d	5.76 (21%) 5.98 (24%) 6.04 (23%)	–	0.050 (8%) 0.237 (15%) 0.31 (8%)
^{223}Fr	21m	5.34 (.005%)	1.15 (100%)	0.050 (40%) 0.080 (13%) 0.234 (4%)
^{223}Ra	11.68d	5.61 (26%) 5.71 (53.7%) 5.75 (9.1%)	–	0.149 (10%) 0.270 (10%) 0.33 (6%)
^{219}Rn	3.92s	6.42 (8%) 6.55 (11%) 6.82 (81%)	–	0.272 (9%) 0.401 (5%)
^{215}Po	1.83ms	7.38 (100%)	–	–
^{211}Pb	36.1m	–	0.95 (1.4%) 0.53 (5.5%) 1.36 (92.4%)	0.405 (3.4%) 0.427 (1.8%) 0.832 (3.4%)
^{211}Bi	2.16m	6.28 (17%) 6.62 (83%)	0.60 (0.28%)	0.351 (14%)
^{211}Po	0.52s	7.43 (99%)	–	0.570 (0.5%) 0.90 (0.5%)
^{207}Tl	4.79m	–	1.44 (100%)	0.897 (0.16%)
^{207}Pb	Stable	–	–	–

* Intensities refer to percentage of disintegrations of the nuclide itself, not to the original parent of the series.

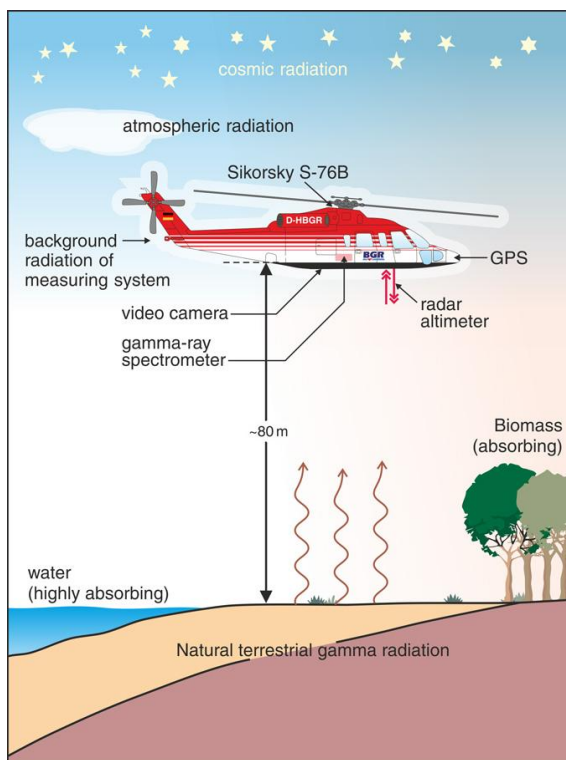
ตาราง 2.3 อนุกรมการสลายตัวของ ^{232}Th (IAEA, 2003)

Nuclide	Half-life	Major radiation energies (MeV) and intensities ^a		
		α	β	γ
^{232}Th	$1.39 \times 10^{10}\text{y}$	3.95 (24%) 4.01 (76%)	–	–
↓				
^{228}Ra	5.75y	–	0.055 (100%)	–
↓				
^{228}Ac	6.13h	–	2.11 (100%)	0.34 (15%) 0.908 (25%) 0.96 (20%)
↓				
^{228}Th	1.913y	5.34 (28%) 5.42 (71%)	–	0.084 (1.6%) 0.214 (0.3%)
↓				
^{224}Ra	3.64d	5.45 (5.5%) 5.68 (94.5%)	–	0.241 (3.7%)
↓				
^{220}Rn	55.6s	6.30 (~100%)	–	0.55 (0.07%)
↓				
^{216}Po	0.145s	6.78 (100%)	–	–
↓				
^{212}Pb	10.64h	–	0.580	0.239 (47%) 0.300 (3.2%)
↓				
^{212}Bi	60.5m	6.05 (70%) 6.09 (30%)	2.25 (100%)	0.040 (2%) 0.727 (7%) 1.620 (1.8%)
↓				
^{212}Po	304ns	8.78 (100%)	–	–
↓				
^{208}Tl	3.1m	–	1.80 (100%)	0.511 (23%) 0.583 (86%) 0.860 (12%) 2.614 (100%)
↓				
^{208}Pb	Stable	–	–	–

* Intensities refer to percentage of disintegrations of the nuclide itself, not to the original parent of the series.

2.1.3 เครื่องมือวัดรังสีแกมมาทางอากาศ

การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศนั้น จะติดตั้งอุปกรณ์ต่างๆ เข้ากับเครื่องบินหรือเฮลิคอปเตอร์ (รูปที่ 2.1) เช่น เครื่องมือวัดรังสีแกมมา เครื่องมือหาตำแหน่ง เครื่องมือตรวจสอบแนวบิน เครื่องวัดระดับความสูง เป็นต้น



รูปที่ 2.1 การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ

(http://www.bgr.bund.de/EN/Themen/GG_Geophysik/Aerogeophysik/Aeroradiometrie/aeroradiometrie_node_en.html, 2015)

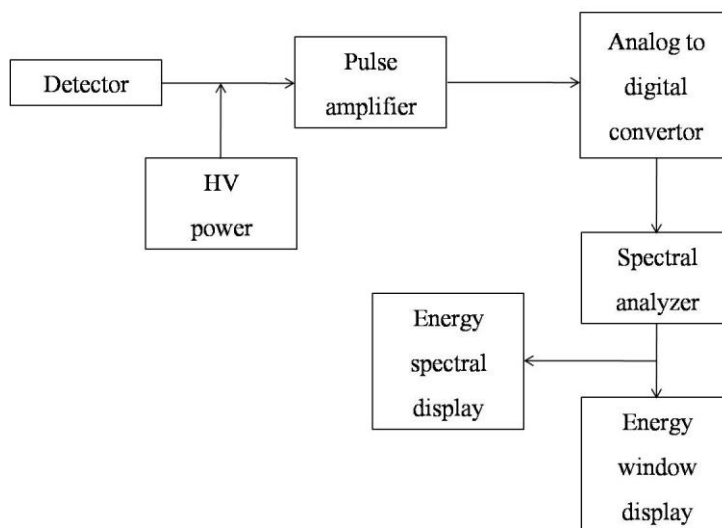
สำหรับเครื่องมือวัดรังสีแกมมานั้น จะใช้สเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมาแบบหลายช่องสัญญาณ ประกอบด้วยส่วนสำคัญ คือ ส่วนหัววัดทำด้วยผลึก NaI(Tl) ดังรูปที่ 2.2 ส่วนขยายสัญญาณ และส่วนวิเคราะห์และคัดแยกสัญญาณแบบหลายช่อง (MCA: Multi-channel Analyzer)

หลักการทำงานของสเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมา แสดงดังรูปที่ 2.3 เมื่อมีรังสีแกมมาตกกระทบผลึกของ NaI จะเปล่งแสงขึ้น แสงจะไปตกกระทบกับ photocathode ทำให้เกิดอิเล็กตรอนและถูกเพิ่มจำนวนมากขึ้นใน photomultiplier tube เพื่อขยายสัญญาณ และจะส่งไปยัง MCA เพื่อวิเคราะห์ความสูงของพัลส์ กระจายพัลส์ที่มีความสูงน้อย (มีพลังงานต่ำ) ไปช่องรับสัญญาณต่ำ ส่วนพัลส์ที่สูง (มีพลังงานมาก) ไปช่องรับสัญญาณที่สูงกว่า จากการวิเคราะห์ทำให้

สามารถแยกรังสีแกมมาที่ได้จากการสลายตัวของโพแทสเซียม ยูเรเนียมและทอเรียม ออกจากกันได้ เนื่องจากธาตุกัมมันตรังสีแต่ละชนิดจะสลายตัวให้รังสีแกมมาที่มีพลังงานแตกต่างกันและมีพลังงานคงที่ (รูปที่ 2.4) เช่น ^{40}K สลายตัวไปเป็น ^{40}Ar และปล่อยรังสีแกมมาที่มีพลังงาน 1.461 MeV เป็นต้น ดังนั้นจึงสามารถใช้จำนวนนับหรือความสูงของแถบพลังงาน หรือช่วงพลังงานเป็นตัวกำหนดความเข้มข้นของโพแทสเซียม ทอเรียมและยูเรเนียม (ตาราง 2.4) สเปกโตรมิเตอร์ที่นิยมใช้ในการบินสำรวจทางอากาศจะแบ่งช่องพลังงานออกเป็น 256 และ 512 ช่อง

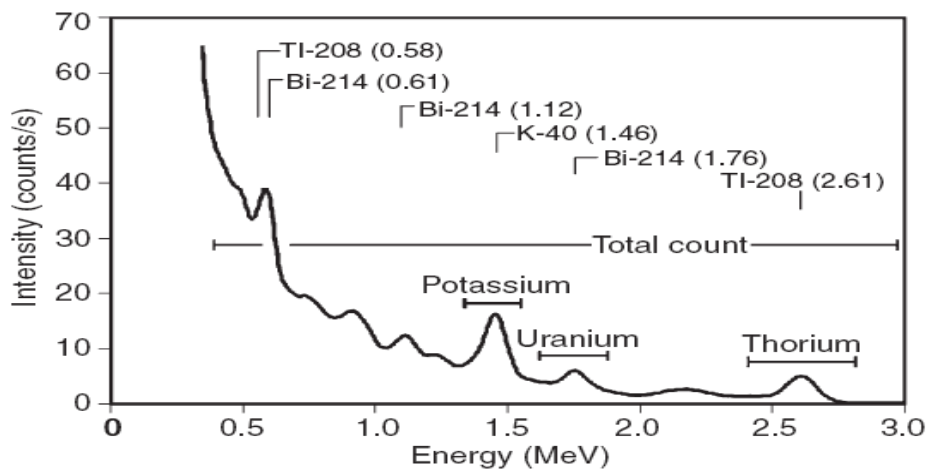


รูปที่ 2.2 หัววัดของสเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมาทางอากาศ (www.picoenvirotec.com, 2013)



Block diagram of gamma ray spectrometer.

รูปที่ 2.3 หลักการทำงานของสเปกโตรมิเตอร์รังสีแกมมา (IAEA, 2003)



รูปที่ 2.4 สเปกตรัมของรังสีแกมมา (IAEA, 2003)

ตาราง 2.4 ช่องพลังงานของรังสีแกมมาสำหรับการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (IAEA, 2003)

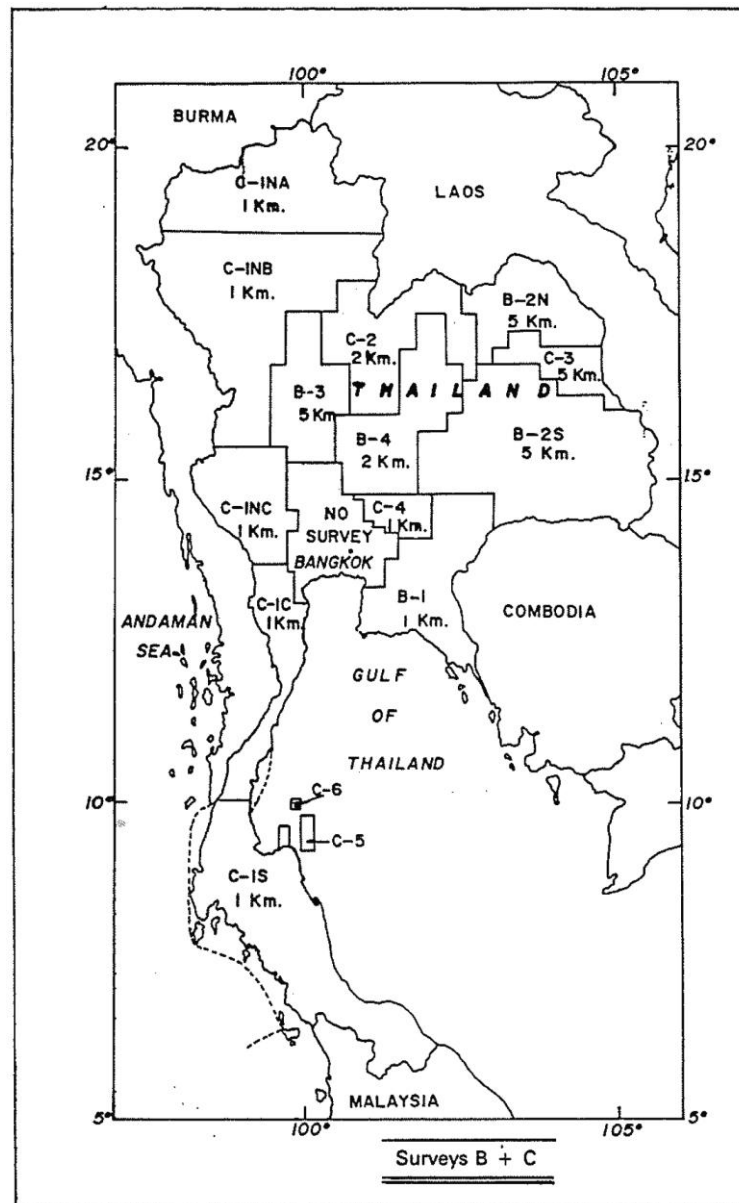
Window	Nuclide	Energy Range (MeV)
Total Count	-	0.400 – 2.810
Potassium	^{40}K (1.460 MeV)	1.370 – 1.570
Uranium	^{214}Bi (1.765 MeV)	1.660 – 1.860
Thorium	^{208}Tl (2.614 MeV)	2.410 – 2.810

2.1.4 การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศในประเทศไทย

การสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศเป็นวิธีการหนึ่งในการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศที่ใช้กันอย่างแพร่หลายในปัจจุบัน การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศที่ใช้กันมี 3 วิธี คือ การสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็ก การสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็กไฟฟ้า และการสำรวจวัดความเข้มกัมมันตภาพรังสี การเลือกวิธีการสำรวจแต่ละวิธีนั้นขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ในการสำรวจ แต่โดยส่วนมากแล้วจะสำรวจหลายวิธีในการบินสำรวจครั้งเดียวกันเพื่อประหยัดค่าใช้จ่าย ข้อดีของการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ คือ ใช้เวลาในการสำรวจน้อย ประหยัดค่าใช้จ่ายเมื่อเทียบกับการสำรวจภาคพื้นดินที่ต้องการสำรวจในพื้นที่ขนาดใหญ่ สามารถสำรวจได้หลายวิธีพร้อมกัน และได้ข้อมูลที่มีความต่อเนื่องทุกสภาพภูมิประเทศ สำหรับประโยชน์ที่ได้รับจากการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ ได้แก่ การหาโครงสร้างทางธรณีวิทยา การทำแผนที่ธรณีวิทยา และการหาแหล่งแร่โดยตรงและทางอ้อม

การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศครั้งแรกในประเทศไทยเริ่มขึ้นเมื่อปี พ.ศ. 2497 โดยเป็นการบินสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็กเพื่อสำรวจหาแหล่งปิโตรเลียมในแอ่งเจ้าพระยา ตอนล่าง ต่อมาปี พ.ศ. 2501 ได้เริ่มบินสำรวจวัดความเข้มกัมมันตรังสีในบางส่วนของจังหวัดเลย นครสวรรค์ และฉะเชิงเทรา ควบคู่ไปกับการบินสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็ก การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศได้ดำเนินต่อไปในบางส่วนของประเทศไทย รวมการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ทางอากาศทั้งหมด 10 พื้นที่ (สมศักดิ์, 2531) จนกระทั่งปี พ.ศ. 2527-2532 ภายใต้การดูแลของกรมทรัพยากรธรณี ได้มีการจ้างให้บริษัทจากประเทศแคนาดาสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศครอบคลุมพื้นที่เกือบทั้งประเทศ (ประมาณ 440,000 ตารางกิโลเมตร) ยกเว้นบางบริเวณที่เคยได้สำรวจไปแล้ว และบริเวณเขตชายแดนที่ไม่ปลอดภัย บินสำรวจทั้งหมด 3 วิธีตามพื้นที่การสำรวจ คือ Survey-A เป็นการสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็ก Survey-B & C เป็นการสำรวจวัดความเข้มกัมมันตรังสี และ Follow-Up Survey เป็นการสำรวจวัดความเข้มสนามแม่เหล็กไฟฟ้า (บุญรวม, 2539) โดยข้อมูลที่ได้ยังสามารถนำไปใช้ประโยชน์ด้านต่างๆ จนถึงปัจจุบัน

การบินสำรวจวัดความเข้มกัมมันตรังสี Survey-B บินสำรวจด้วยเครื่องบินปีกแข็งชนิด Briten Norman Islander ซึ่งพื้นที่ส่วนใหญ่เป็นพื้นราบ สำหรับ Survey-C บินสำรวจด้วยเครื่องบินปีกหมุนชนิด Bell 412 ในพื้นที่ที่เป็นภูเขาสูงชัน การบินสำรวจจะติดตั้งเครื่องมือสเปกโตรมิเตอร์ รวมทั้งติดตั้งเครื่องวัดสนามแม่เหล็กโลก กับ VLF-EM ร่วมด้วยเพื่อวัดสนามแม่เหล็กไฟฟ้า การแบ่งพื้นที่สำรวจแสดงดังรูปที่ 2.5 ครอบคลุมพื้นที่ทั้งหมดประมาณ 430,000 ตารางกิโลเมตร ได้ระยะทางบินสำรวจประมาณ 301,390 แนวบิน-กิโลเมตร (Survey-B = 68,681 line-km, Survey-C = 232,709 line-km) (บุญรวม, 2539) มีข้อกำหนดของการบินและเครื่องมือสำรวจ ดังตาราง 2.5 และ 2.6



รูปที่ 2.5 แผนที่แสดงพื้นที่การบินสำรวจของ Survey-B & C (บุญรวม, 2539)

ตาราง 2.5 ข้อกำหนดของการบินสำรวจ Survey-B & C (บุญรวม, 2539)

Line spacing	1, 2 และ 5 กิโลเมตร
Control line spacing	14 กิโลเมตร
Flight altitude	400 ฟุต (MTC) ผิดได้ไม่เกิน $\pm 30\%$
Line direction	ทิศตะวันออก - ตะวันตก
Gamma ray spectrometer	256 channels, 12 NaI crystals, 50.30 litres, 4 energy windows (TC-window = 0.40 - 2.82 MeV., K-window = 1.36-1.56 MeV., U-window = 1.66-1.86 MeV., Th-window = 2.42-2.82 MeV.)
Magnetometer	ชนิด proton free-precession หรือ optical absorption ซึ่งมี - resolution ≤ 0.25 gamma - noise envelop ≤ 0.25 gamma - F.O.M. ≤ 4 gamma
VLF-EM	TOTEM-IIA วัดได้ 2 สถานี คือ NDE (ortho) ความถี่ 17.4 KHz. และ NWC (line) ความถี่ 22.3 KHz.
Positioning equipment	Tracking camera และ Doppler
Altimeter	Barometric and Radar altimeters
Sampling rate	1 second

ตาราง 2.6 เครื่องมือที่ใช้ในการสำรวจ Survey-B & C (บุญรวม, 2539)

ชนิดของเครื่องมือ	รุ่น หรือ ระบบของเครื่องมือ	ความละเอียด
Gamma ray spectrometer	256 channel developed by Kenting	1 count
Crystal detector	12 crystals 50.34 litres NaI(Tl)	-
Magnetometer	Geometric proton precession, model G803 & G804	0.25 nT
VLF-EM sensor	Herz Industry, model Tolem-2 A	- 0.1%
Barometric altimeter	Rosemount Inc., model 800 F&D	5 ft.
Radar altimeter	Honeywell Inc., model YG7602 AC	1 ft.
Navigation system	Canadian Marconi Doppler model AN/APN-208/CMA	0.001 mm
Tracking camera	Automax Industry, model GS-2	1 sec.
Digital temperature sensor	Omega, model DP 611 C/W air temperature thermistor probe	1 ^o F

2.2 การผุพังอยู่กับที่

การผุพังอยู่กับที่ (Weathering) เป็นกระบวนการทางธรณีวิทยาที่กระทำต่อพื้นที่ หินจะมีการเปลี่ยนแปลงรูปร่าง ขนาดและองค์ประกอบของหินตามสภาพทางกายภาพและสภาพทางเคมี พจนานุกรมศัพท์ธรณีวิทยา ฉบับราชบัณฑิตยสถานให้ความหมายว่า การผุพังอยู่กับที่ หมายถึง การที่หินผุพังทำลายลงด้วยกรรมวิธีต่างๆ จากลมฟ้าอากาศกับน้ำฝน และรวมทั้งการกระทำของต้นไม้กับแบคทีเรีย ตลอดจนการแตกตัวทางกลศาสตร์ มีการเพิ่มอุณหภูมิและลดอุณหภูมิสลับกัน เป็นต้น หากหินที่ผุพังเป็นชิ้นส่วนต่างๆ ถูกพัดพากระจัดกระจายไปจากที่เดิมเรียกว่า การกร่อน (erosion) (ราชบัณฑิตยสถาน, 2544)

กระบวนการผุพังอยู่กับที่มี 2 ลักษณะใหญ่ๆ คือ การผุพังทางกายภาพ (physicals weathering หรือ disintegration) และการผุพังทางเคมี (chemicals weathering)

2.2.1 การผุพังทางกายภาพ

การผุพังทางกายภาพ เป็นการแตกหักของหินโดยวิธีเชิงกลทำให้หินมีขนาดเล็กลง แต่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงสมบัติทางด้านเคมีและแร่ (รูปที่ 2.6 ก.) การผุพังทางกายภาพจะเป็นการเพิ่มพื้นที่ผิวสัมผัสทำให้เกิดการผุพังทางเคมีได้รวดเร็วมากขึ้น (รูปที่ 2.7) ปัจจัยที่มีผลต่อการผุพังทางกายภาพที่สำคัญ คือ

- 1.การแข็งตัวของน้ำ (frost wedging) น้ำฝนที่เข้าไปแทรกตามรอยแตกรอยแยกของหินเมื่อแข็งตัวทำให้มีปริมาตรเพิ่มขึ้น จะเกิดแรงดันต่อหินที่แทรกตัวอยู่ทำให้หินแตกหักเพิ่มขึ้นได้

- 2.การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ (thermal changes) มีผลต่อการยึดและหดตัวของหิน การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิอย่างรวดเร็วทำให้เกิดการผุพังทางกายภาพ เช่นในบริเวณที่เกิดไฟฟ้าและมีฝนตกตามมา

- 3.ความดันจากน้ำหนักของหินที่วางทับข้างบนลดลง (pressure release) การขยายตัวที่เกิดจากการลดความดันทำให้หินแตกได้

- 4.การงอกของผลึก การเกิดแร่ใหม่ระหว่างการผุพังทางเคมีก่อให้เกิดแรงดันขึ้น เนื่องจากปริมาตรและอัตราในการเกิดแร่ที่แตกต่างกัน ทำให้เกิดแรงที่แตกต่างกระทำต่อกัน ส่งผลให้เม็ดแร่หลุดหลวมและหินแตกได้

- 5.กิจกรรมของสิ่งมีชีวิต (biological activity) สิ่งมีชีวิตสามารถทำให้หินเกิดการแตกสลายได้ เช่น การแทรกของรากพืชในหินเมื่อพืชโตขึ้นจะทำให้หินแตกได้

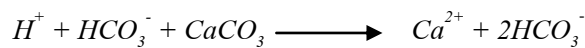
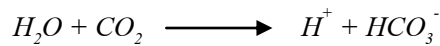
2.2.2 การผุพังทางเคมี

การผุพังทางเคมี เป็นกระบวนการที่ทำให้องค์ประกอบของหินเปลี่ยนแปลงไป ด้วยการทำปฏิกิริยาของแร่ในหินกับธาตุต่างๆ ในอากาศและน้ำ (รูปที่ 2.6 ข.) มีความซับซ้อนมากกว่าการผุพังทางกายภาพ กระบวนการที่ส่งผลต่อการผุพังทางเคมีที่สำคัญ มีดังนี้

1. การละลาย (dissolution) เป็นกระบวนการผุพังทางเคมีที่ทำให้วัตถุละลายกับของเหลวในธรรมชาติ เช่น การละลายของยิปซัม



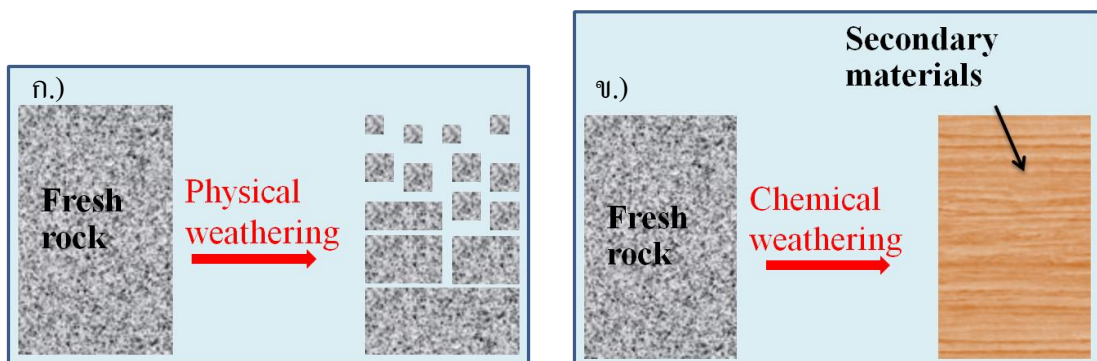
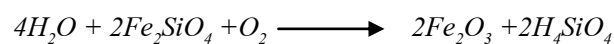
2. คาร์บอเนชัน (carbonation) เมื่อคาร์บอนไดออกไซด์ละลายน้ำจะได้กรดคาร์บอนิกซึ่งเป็นกรดอ่อนๆ มีความสามารถในการละลายแร่ธาตุต่างๆ ได้ เช่น การผุพังของหินปูน



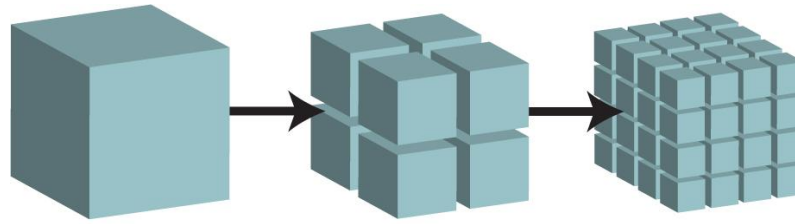
3. ไฮโดรไลซิส (hydrolysis) เป็นปฏิกิริยาทางเคมีที่เกิดขึ้นระหว่างแร่กับน้ำ ทำให้เกิดการผุพังของแร่ เช่น การผุพังของเฟลด์สปาร์ทำให้เกิดแร่อิลไลต์



4. ออกซิเดชัน (oxidation) เกิดจากสารประกอบในแร่ทำปฏิกิริยากับออกซิเจนแล้วได้สารประกอบใหม่ เช่น การผุพังของโอลิวีนกลายเป็นฮีมาไทต์



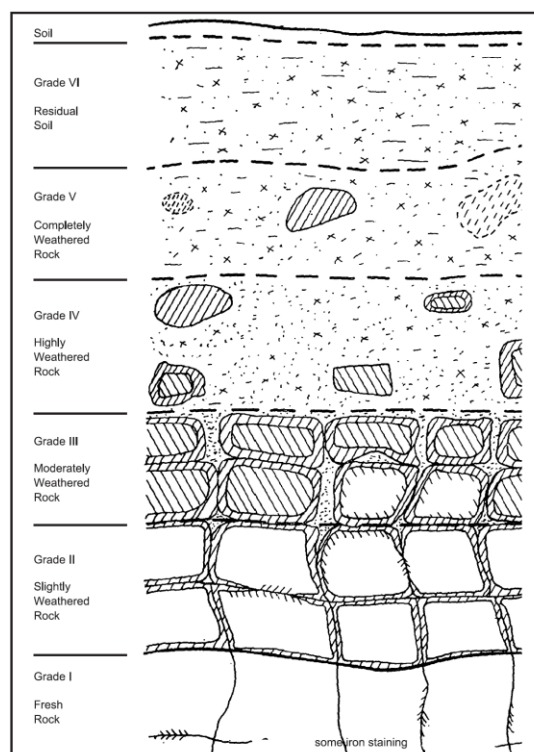
รูปที่ 2.6 ลักษณะการผุพังของหิน ก.) การผุพังทางกายภาพ, ข.) การผุพังทางเคมี



รูปที่ 2.7 การผุพังทางกายภาพส่งผลให้พื้นที่ผิวเพิ่มขึ้น (<http://letslearngeology.com/website/mechanical-weathering/>, 2014)

2.2.3 โปรไฟล์การผุพังของหิน (Weathering profile)

รูปที่ 2.8 แสดงลักษณะโปรไฟล์การผุพังของหิน ด้านล่างสุดเป็นชั้นหินฐานหรือหินที่ไม่ผุพัง ด้านบนสุดเป็นชั้นดิน โดยทั่วไปความรุนแรงในการผุพังของหินจะเพิ่มขึ้นจากด้านล่างขึ้นบนซึ่งนิยมแบ่งออกเป็น 6 ระดับ คือ ระดับ I ถึง ระดับ VI รอยต่อระหว่างชั้นหินฐานกับชั้นหินผุเรียกว่า “weathering front” วัสดุทั้งหมดที่อยู่เหนือชั้นหินฐานเรียกว่า “ผิวเปลือกโลก (regolith)”



รูปที่ 2.8 โปรไฟล์การผุพังของหิน (Ehlen, 2005)

2.2.4 ปัจจัยที่มีผลต่อการสุฟ่งของหิน

การสุฟ่งของหินในแต่ละพื้นที่ที่มีความแตกต่างกันเนื่องจากปัจจัยต่อไปนี้

1. ภูมิอากาศ ปริมาณน้ำฝนและอุณหภูมิจะช่วยให้หินเกิดการสุฟ่งได้ดี ในพื้นที่ที่มีฝนตกมากและอุณหภูมิสูงจะทำให้เกิดการสุฟ่งทางเคมีที่รุนแรง
2. หินและแร่ แร่แต่ละชนิดมีส่วนประกอบทางเคมีที่แตกต่างกัน ทำให้เกิดการสุฟ่งทางกายภาพและทางเคมีที่แตกต่างกัน หินที่ประกอบด้วยแร่ที่คงทนต่อการสุฟ่งทำให้หินนั้นทนต่อการสุฟ่งด้วย
3. ความลาด ถ้ามีความลาดมากจะทำให้หินที่แตกเคลื่อนที่ลงสู่ที่ต่ำได้เร็วทำให้หินที่อยู่ข้างใต้มีโอกาสที่จะสุฟ่งได้ แต่ถ้ามีความลาดน้อยการสุฟ่งทางกายภาพก็จะเกิดได้ช้า แต่จะช่วยให้เกิดการสุฟ่งทางเคมีได้รวดเร็วยิ่งขึ้น
4. สิ่งมีชีวิต พืชช่วยให้การสุฟ่งของหินเกิดได้รวดเร็วยิ่งขึ้นทั้งทางตรงและทางอ้อม การแทรกของรากพืชในหินทำให้เกิดการสุฟ่งทางกายภาพ และขณะเดียวกันก็จะดูดซึมแร่ธาตุในดินทำให้องค์ประกอบทางเคมีเปลี่ยนแปลงไป
5. เวลา ทั้งการสุฟ่งทางกายภาพและทางเคมีจำเป็นต้องอาศัยระยะเวลาในการสุฟ่งในแต่ละสภาพแวดล้อมที่แตกต่างกัน ถ้าหินสัมผัสกับอากาศและน้ำเป็นเวลานานก็จะมีการสุฟ่งได้ง่าย

2.3 ธรณีเคมีและการกระจายตัวของธาตุกัมมันตรังสีในหินและดิน

โพแทสเซียมเป็นองค์ประกอบหลักของเปลือกโลก มีประมาณ 2.35 % ส่วนใหญ่พบในแร่ประกอบหิน เช่น โพแทสเซียม-เฟลด์สปาร์ และไมกา โพแทสเซียมมีปริมาณสูงในหินเฟลสิก และมีอยู่น้อยหรือไม่มีเลยในหินเมฟิกและอัลตราเมฟิก (Dickson and Scott, 1997) แร่ที่มีโพแทสเซียมเป็นธาตุประกอบสำคัญและแร่อื่นๆ ที่ทั่วไปที่พบโพแทสเซียม แสดงในตาราง 2.7

ทอเรียมและยูเรเนียมเป็นองค์ประกอบที่มีอยู่น้อยในชั้นเปลือกโลก ทอเรียมมีประมาณ 12 ppm เกิดขึ้นสถานะเดิวคือ Th^{4+} โดยทั่วไปทอเรียมมีความสามารถในการละลายต่ำ ยกเว้นในสารละลายกรด อย่างไรก็ตามสารประกอบอินทรีย์ (เช่น กรดฮิวมิก) จะช่วยเสริมการละลายของทอเรียมในสภาวะ pH ที่เป็นกลาง ทอเรียมมีปริมาณมากในแร่รองและแร่ที่ทนต่อการผุพัง เช่น โมนาไซต์ ซีโนไทม์ และเซอร์คอน และมีปริมาณน้อยในแร่ประกอบหิน (Dickson and Scott, 1997) แร่ที่มีปริมาณทอเรียมสูง แสดงในตาราง 2.8

ยูเรเนียมมีประมาณ 3 ppm สมบัติทางเคมีถูกกำหนดด้วยสถานะของเวเลนซ์อิเล็กตรอน 2 สถานะ คือ U^{4+} และ U^{6+} โดยทั่วไปสำหรับ U^{4+} จะประกอบในแร่ที่ไม่ละลายน้ำ แต่ U^{6+} จะอยู่ร่วมกับแอนไอออน เช่น CO_3^{2-} , SO_4^{2-} และ PO_4^{3-} ก่อรูปเป็นพวกที่ละลายน้ำได้ดี ความสามารถในการเคลื่อนที่ของ U^{6+} จะถูกเปลี่ยนแปลงโดยการดูดซับด้วยแร่เคลย์ ไฮดรอกไซด์ออกไซด์ของเหล็ก และการรีดักชันไปเป็น U^{4+} ยูเรเนียมมีปริมาณมากในแร่รองและแร่ที่ทนต่อการผุพัง เช่น โมนาไซต์ ซีโนไทม์ และเซอร์คอน และมีปริมาณน้อยในแร่ประกอบหิน (Dickson and Scott, 1997) แร่ที่มีปริมาณยูเรเนียมสูง แสดงในตาราง 2.9 และความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่กระจายในหินต่างๆ แสดงในตาราง 2.10

เมื่อหินมีการผุพัง โดยทั่วไปแล้วความเข้มข้นของโพแทสเซียมจะลดลงเมื่อหินมีการผุพังเพิ่มขึ้น เนื่องจากโพแทสเซียมมีความสามารถในการละลายภายใต้สภาพแวดล้อมที่มีการผุพังส่วนใหญ่ และมีแนวโน้มที่จะถูกซึมชะละลายไปจากโปรไฟล์การผุพังของหิน อย่างไรก็ตามในช่วงเริ่มแรกของการผุพังความเข้มข้นของโพแทสเซียมอาจจะเพิ่มขึ้น เนื่องจากการหลุดออกไปหรือการละลายของแร่เมฟิก และบางครั้งโพแทสเซียมสามารถคงอยู่ในผิวเปลือกโลกจากการดูดซับของแร่เคลย์ ขณะที่ทอเรียมจะถูกปล่อยออกมาระหว่างการผุพังของหินและถูกดูดซับด้วยแร่เคลย์ออกไซด์ไฮดรอกไซด์ของเหล็กและอะลูมิเนียม และสารอินทรีย์ในผิวเปลือกโลก โดยทั่วไปทอเรียมจะคงเหลืออยู่ในโปรไฟล์การผุพังของหินเมื่อเทียบกับธาตุที่สามารถละลายได้ เช่น โพแทสเซียม สำหรับยูเรเนียม ระหว่างการผุพังของหินยูเรเนียมจะถูกปล่อยออกมาและถูกดูดซับด้วยแร่เคลย์ออกไซด์ของเหล็กและอะลูมิเนียม และสารอินทรีย์ (Wilford and Minty, 2007; Wilford, 2012)

ตาราง 2.7 แร่ที่มีโพแทสเซียมเป็นธาตุประกอบสำคัญและแร่อื่นๆ ที่พบที่พบโพแทสเซียม (IAEA, 2003)

Potassium Mineral	Chemical Formula	% K
Rock forming silicate minerals		
Feldspar	$(K,Na)AlSi_3O_8;(Na_x,Ca_{1-x})Al_2-xSi_2+xO_8_{(x=0-1)}$	
Alkali-feldspar	$(K,Na)AlSi_3O_8$	13
Microcline	$KAlSi_3O_8$	13
Orthoclase	$KAlSi_3O_8$	13
Sanidine	$KAlSi_3O_8$	13
Leucite	$KAlSi_3O_6$	17
Nepheline	$(K,Na)AlSi_3O_4$	23
Biotite	$K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	8
Muscovite	$KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$	8
Phlogopite	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	8
Hornblende	$(K,Na)_{0-1}(Na,Ca)_2(Fe,Mn,Mg,Ti,Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH,F)_2$	1
Other K-mineral		
Alunite	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	
Glauconite	$(K,Ca,Na)_{<1}(Al,Fe^{3+},Fe^{2+},Mg)_2[(OH)_2/Al_{0.35}Si_{3.65}O_{10}]$	
Sylvite	KCl	

ตาราง 2.8 แร่ที่มีปริมาณทอเรียมสูง (IAEA, 2003)

Thorium Mineral	Chemical Formula	% ThO ₂
Minerals with Th as major constituent		
Huttonite	ThSiO ₄	80
Thorite, Uranothorite	ThSiO ₄ (Th,U)SiO ₄	50, <50
Cheralite	(Th,Ce,Ca)(SiO ₄ PO ₄)	30
Thorianite, Uranothorianite	ThO ₂ (Th,U)O ₂	80, <80
Common accessory minerals		
Monazite	(REE,Th)PO ₄	10
Xenotime	YPO ₄	0.4-1
Zircon	ZrSiO ₄	0.01-1
Allanite	(Ca,Al,Fe,Mg) silicate	0.1-1
Apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,Cl,OH)	0.001-0.1
Sphene	CaTiSiO ₅	0.001-0.1
Epidote	CaFe ₃₊ Al ₂ O.OH(Si ₂ O ₇)(Si ₂ O ₄)	0.005-0.05

ตาราง 2.9 แร่ที่มีปริมาณยูเรเนียมสูง (IAEA, 2003)

Uranium Mineral	Chemical Formula	%UO ₂ /ppm U
Minerals with U as major constituent		
Uraninite,(Pitchblende)	UO ₂	
Betafite	(U,Ca)(Nb,Ta,Ti) ₃ O ₉ .nH ₂ O	
Huttonite	ThSiO ₄	100-200000 ppm
Uranospherite	(BiO)(UO ₂)(OH) ₃	
Thorite, Uranothorite	ThSiO ₄ (Th,U)SiO ₄	1-35%
Thorianite, Uranothorianite	ThO ₂ (Th,U)O ₂	5%
Common accessory minerals		
Zircon	ZrSiO ₄	5%
Xenotime	YPO ₄	5%
Monazite	(REE,Th)PO ₄	100-20000 ppm
Allanite	(Ca,Al,Fe,Mg) silicate	10-2000 ppm
Apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,Cl,OH)	5-200 ppm
Sphene	CaTiSiO ₅	10-500 ppm

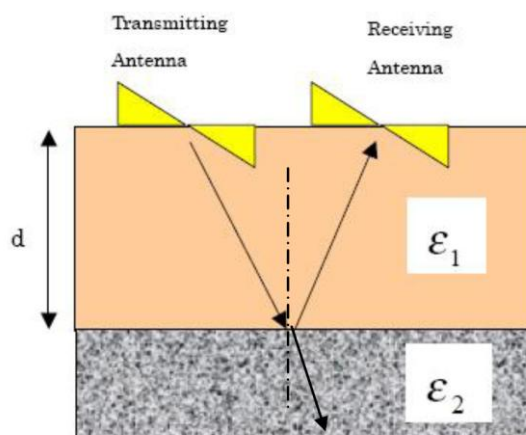
ตาราง 2.10 ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีในหินประเภทต่างๆ (Killeen, 1979)

Rock Type	Potassium (%)		Uranium (ppm)		Thorium (ppm)	
	Mean	Range	Mean	Range	Mean	Range
Acid Extrusives	3.1	1.0-6.2	4.1	0.8-16.4	11.9	1.1-41.0
Acid Intrusives	3.4	0.1-7.6	4.5	0.1-30.0	25.7	0.1-253.1
Intermediate Extrusives	1.1	0.01-2.5	1.1	0.2-2.6	2.4	0.4-6.4
Intermediate Intrusives	2.1	0.1-6.2	3.2	0.1-23.4	12.2	0.4-106.0
Basic Extrusives	0.7	0.06-2.4	0.8	0.03-3.3	2.2	0.05-8.8
Basic Intrusives	0.8	0.01-2.6	0.8	0.01-5.7	2.3	0.03-15.0
Ultrabasic	0.3	0-0.8	0.3	0-1.6	1.4	0-7.5
Alkali Feldspathoidal Intermediate Extrusives	6.5	2.0-9.0	29.7	1.9-62.0	133.9	9.5-265.0
Alkali Feldspathoidal Intermediate Intrusives	4.2	1.0-9.9	55.8	0.3-720.0	132.6	0.4-880.0
Alkali Feldspathoidal Basic Extrusives	1.9	0.2-6.9	2.4	0.5-12.0	8.2	2.1-60.0
Alkali Feldspathoidal Basic Intrusives	1.8	0.3-4.8	2.3	0.4-5.4	8.4	2.8-19.6
Chemical Sedimentary Rocks	0.6	0.02-8.4	3.6	0.03-26.7	14.9	0.03-132.0
Carbonates	0.3	0.01-3.5	2.0	0.03-18.0	1.3	0.03-10.8
Detrital Sedimentary Rocks	1.5	0.01-9.7	4.8	0.1-80.0	12.4	0.2-362.0
Metamorphosed Igneous Rocks	2.5	0.1-6.1	4.0	0.1-148.5	14.8	0.1-104.2
Metamorphosed Sedimentary Rocks	2.1	0.01-5.3	3.0	0.1-53.4	12.0	0.1-91.4

2.4 ระเบียบวิธีการทางธรณีฟิสิกส์

2.4.1 การสำรวจเรดาร์หยั่งลึก

การสำรวจเรดาร์หยั่งลึก (Ground Penetrating Radar: GPR) เป็นวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ที่ใช้คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่สูงเพื่อตรวจสอบลักษณะใต้ผิวดิน โดยอาศัยหลักการสะท้อนของสัญญาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจากผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินที่มีความเร็วของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าต่างกัน ในการสำรวจ สัญญาณคลื่นเรดาร์จะถูกส่งจากบริเวณผิวดินด้วยสายอากาศส่งสัญญาณลงไปในดิน เมื่อคลื่นสัญญาณเดินทางไปถึงผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินที่มีสมบัติทางไฟฟ้าต่างกัน คลื่นสัญญาณบางส่วนจะสะท้อนกลับมายังที่ผิวดินและถูกตรวจรับด้วยสายอากาศรับสัญญาณ คลื่นสัญญาณอีกส่วนหนึ่งจะหักเหผ่านผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินลงไปในระดับความลึกมากขึ้น ดังรูปที่ 2.9 เมื่อคลื่นที่หักเหเดินทางถึงผิวรอยต่อก็จะเกิดการสะท้อนและหักเหอีกและเกิดขึ้นต่อไปจนกว่าพลังงานของคลื่นสัญญาณจะหมดลง สัญญาณสะท้อนจะถูกบันทึกและสร้างภาพตัดขวางลักษณะชั้นดินในระดับดินอย่างต่อเนื่อง



รูปที่ 2.9 การสะท้อนและหักเหของสัญญาณคลื่นเรดาร์ที่ผิวรอยต่อระหว่างตัวกลางต่างชนิดกัน

(Sato, 2001)

การสะท้อนของคลื่นเรดาร์เกิดขึ้นเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงค่าคงที่ไดอิเล็กตริก (dielectric permittivity, ϵ) หรือสภาพนำไฟฟ้า (electrical conductivity, σ) ระหว่างสองวัสดุตัวกลาง การเปลี่ยนแปลงคุณสมบัติไดอิเล็กตริกและสภาพนำไฟฟ้าของวัสดุตัวกลางขึ้นอยู่กับสภาพอุทกธรณีวิทยา เช่น การวางชั้น การประสาน ความชื้น ปริมาณแร่เคลย์ ช่องว่าง และรอยแตก เป็นต้น อัตราส่วนพลังงานของคลื่นสะท้อนและคลื่นที่ทะลุผ่านเมื่อเปรียบเทียบกับคลื่นตก

กระทบที่ผิวรอยต่อระหว่างตัวกลางใดๆ มีความสัมพันธ์กับค่าคงที่ไดอิเล็กตริก โดยสัมประสิทธิ์การสะท้อน (reflection coefficient, R) และ สัมประสิทธิ์การทะลุผ่าน (transmission coefficient, T) เป็นดังสมการ

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (2.5)$$

$$\text{และ} \quad T = \frac{2\sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (2.6)$$

สำหรับตัวกลางทางธรณีวิทยาส่วนใหญ่ซึ่งมีสภาพนำไฟฟ้าต่ำและมีสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กต่ำ ความเร็วของคลื่นเรดาร์จะแปรผกผันกับรากที่สองของค่าคงที่ไดอิเล็กตริกสัมพัทธ์ (relative dielectric permittivity, ϵ_r) ดังสมการ

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.7)$$

การหาความลึกของชั้นดิน (d) สามารถประเมินจากความเร็วของคลื่นสัญญาณในตัวกลางที่อยู่เหนือผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินและเวลาในการเดินทางไป-กลับของคลื่นระหว่างผิวดินและผิวรอยต่อระหว่างตัวกลาง (τ) ดังสมการ

$$d = \frac{v\tau}{2} \quad (2.8)$$

สภาพนำไฟฟ้าของตัวกลางจะส่งผลต่อการลดทอนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่เคลื่อนที่ผ่านเข้าไปในตัวกลาง ความหยั่งลึก (depth of penetration, δ) จะลดลงเมื่อชั้นดินมีสภาพนำไฟฟ้าสูง และสัญญาณคลื่นเรดาร์ที่เลือกใช้มีความถี่สูง (frequency, f) ความหยั่งลึกของสัญญาณคลื่นเรดาร์เป็นดังสมการ (2.9) ค่าคงที่ไดอิเล็กตริก สภาพนำไฟฟ้า ความเร็ว และอัตราการลดทอนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจากการสำรวจวิศวกรรมธรณีวิทยาทั่วไปด้วยความถี่สัญญาณของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า 100 MHz แสดงในตาราง 2.11

$$\delta = 503.3 \frac{1}{\sqrt{\sigma \cdot f}} \quad (2.9)$$

ตาราง 2.11 ค่าคงที่ไดอิเล็กตริก, สภาพนำไฟฟ้า, ความเร็วและอัตราการลดทอนคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจากการสำรวจในวิศวกรรมธรณีวิทยาทั่วไปที่ความถี่สัญญาณคลื่น 100 MHz (Davis and Annan, 1989)

Material	ϵ_r	σ (mS/m)	v (m/ns)	α (dB/m)
Air	1	0	0.3	0
Fresh water	80	0.5	0.033	0.1
Dry sand	3-5	0.01	0.15	0.01
Saturated sand	20-30	0.1-1	0.06	0.03-0.3
Limestone	4-8	0.5-2	0.12	0.4-1
Shales	5-15	1-100	0.09	1-100
Silts	5-30	1-100	0.07	1-100
Clays	5-40	2-1,000	0.06	1-300
granite	3-4	0.01-1	0.13	0.01-1

ในการสำรวจเรดาร์ยังลึกลงนิยมทำการวัดเป็นแบบโปรไฟล์ และจัดวางรูปแบบของสายอากาศส่งและรับสัญญาณแบบระยะห่างร่วม (common offset) ซึ่งมีระยะห่างระหว่างสายอากาศส่งและรับสัญญาณคงที่ และสายอากาศส่งและรับสัญญาณเคลื่อนที่ไปพร้อมกันตามแนวสำรวจ

2.4.2 การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนเป็นวิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์โดยการสร้างพลังงานคลื่นยืดหยุ่นที่บริเวณผิวดินหรือใกล้ผิวดิน วัดเวลาการเดินทางไป-กลับของคลื่นใต้ผิวดิน และแปลความสภาพธรณีวิทยาใต้ผิวดิน ลักษณะทางธรณีวิทยาที่แตกต่างกันของชั้นดินทำให้สมบัติของคลื่นยืดหยุ่นมีความแตกต่างกัน เช่น ค่ามอดูลัสความยืดหยุ่น และความหนาแน่นของชั้นหิน เป็นต้น การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนสามารถแบ่งได้เป็นสองลักษณะคือ การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห และการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

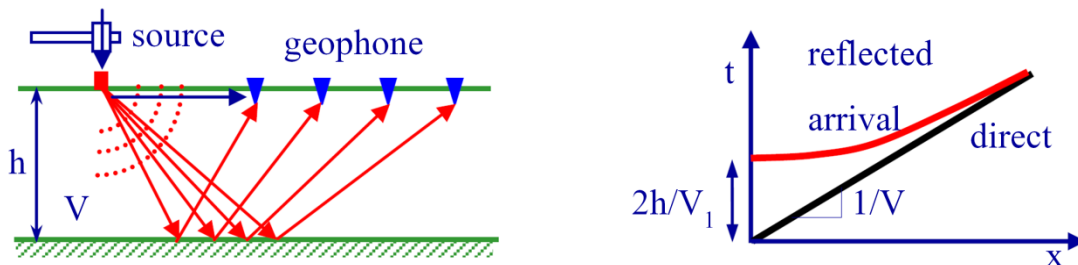
การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนเป็นการวัดเวลาการเดินทางไป-กลับของคลื่นไหวสะเทือนที่กำเนิดจากผิวดินและเดินทางไปสะท้อนยังบริเวณผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินที่มีความแตกต่างกันทางด้านธรณีวิทยา แอมพลิจูดและเฟสของสัญญาณคลื่นสะท้อนขึ้นอยู่กับความ

แตกต่างของค่า acoustic impedance (ผลคูณระหว่างความหนาแน่นของชั้นดินกับความเร็วของคลื่นไหวสะเทือน) ระหว่างตัวกลาง ที่บริเวณผิวรอยต่อ พลังงานของคลื่นไหวสะเทือนบางส่วนจะสะท้อนกลับขึ้นมาบริเวณผิวดิน ขณะที่พลังงานของคลื่นบางส่วนจะผ่านเข้าไปในชั้นดินที่ลึกกว่า สัมประสิทธิ์การสะท้อน (R) และสัมประสิทธิ์การส่งผ่าน (T) ของคลื่นไหวสะเทือน เป็นดังสมการ

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1} \tag{2.10}$$

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{2z_1}{z_2 + z_1} \tag{2.11}$$

เรขาคณิตของการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในแบบจำลองชั้นดินอย่างง่าย และกราฟความสัมพันธ์ระหว่างเวลาและระยะทางการเดินทางของคลื่น แสดงดังรูปที่ 2.10 สำหรับค่าความหนาแน่นและความเร็วของคลื่นพีของวัสดุธรณีวิทยาทั่วไป แสดงในตาราง 2.12



รูปที่ 2.10 เรขาคณิตของการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนในแบบจำลองชั้นดินอย่างง่าย และกราฟเวลา-ระยะทาง การเดินทางของคลื่น (ไตรภพ และคณะ, 2556)

การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนโดยทั่วไปแล้วจะให้กำเนิดพลังงานคลื่นที่หลายๆ ตำแหน่งบริเวณแนวสำรวจเพื่อให้ได้สัญญาณคลื่นสะท้อนจากผิวรอยต่อที่ตำแหน่งเดียวกันหลายๆ ครั้ง เส้นสัญญาณที่มีจุดสะท้อนร่วมตำแหน่งเดียวกันจะถูกนำมารวมกันเพื่อเพิ่มความเข้มของสัญญาณและลดสัญญาณรบกวน และนำข้อมูลมาจัดเรียงตามลำดับของจุดสะท้อนร่วมเพื่อสร้างเป็นภาพตัดขวางชั้นดินของสัญญาณคลื่นสะท้อน การสร้างภาพตัดขวางชั้นดินนั้นต้องผ่านกระบวนการประมวลผลข้อมูล เช่น การแก้ไขเส้นสัญญาณ การกรองสัญญาณ และการ

ขยายสัญญาณคลื่น เป็นต้น เพื่อให้ได้ภาพตัดขวางที่มีความชัดเจนและสามารถแปลความให้ได้
ใกล้เคียงลักษณะทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินมากที่สุด

ตาราง 2.12 ค่าความหนาแน่นและความเร็วคลื่นพีของวัสดุธรณีวิทยา (อ้างอิงใน เพียงตา, 2550)

Material	Density (kg/m ³)	V _p (m/s)
Air	-	330-350
Water	1,000	1,400-1,600
Granite	2,600-2,700	4,500-5,500
Gneiss	2,500-2,700	3,500-4,800
Quartzite	2,500-2,700	5,000-5,800
Tuff	1,800-2,000	2,800-3,500
Basalt	2,800-2,900	5,000-6,000
Diorite	2,600-2,900	5,000-5,700
Rhyolite	2,500-2,600	3,800-5,000
Sandstone	2,400-2,700	1,400-4,200
Limestone	2,200-2,800	3,000-4,800
Dolomite	2,400-2,800	3,500-4,800
Shale	2,200-2,700	1,800-2,800
Wet sand	1,600-2,200	800-2,200
Dry sand	1,600-2,200	200-1,800
Wet gravelly sand	1,600-2,200	500-1,800
Dry gravelly sand	1,600-2,200	400-1,500
Sandy soil	1,400-1,800	250-600
Wet clay	1,900-2,000	1,200-1,800
Dry clay	1,900-2,000	700-1,200

บทที่ 3

วิธีการวิจัย

การศึกษาความรุนแรงในการพุ้งของหินในงานวิจัยนี้ได้ดำเนินการโดยการวิเคราะห์ ศึกษาค้นคว้าข้อมูลภูมิประเทศจากภาพถ่ายทางอากาศและข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิประเทศ ร่วมกับข้อมูลอื่นๆ เช่น ข้อมูลธรณีวิทยา เส้นทางน้ำไหล เป็นต้น มีการเก็บตัวอย่างดินระดับความลึกต่างๆ มาตรวจสอบโดยวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กในห้องปฏิบัติการ และดำเนินการสำรวจภาคสนามโดยใช้ระเบียบวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ ได้แก่ การสำรวจเรดาร์หยังลึก และการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน โดยมีวัสดุอุปกรณ์และวิธีดำเนินการวิจัย ดังต่อไปนี้

3.1 วัสดุอุปกรณ์

3.1.1 วัสดุอุปกรณ์สำหรับการวิเคราะห์และศึกษาค้นคว้าข้อมูลภูมิประเทศทางอากาศ

1. แผนที่ภูมิประเทศทางอากาศ ประกอบด้วย แผนที่โพแทสเซียม แผนที่ยูเรเนียมสมมูล และแผนที่ทอเรียมสมมูล มาตรฐาน 1:250,000 ระวัง NB 47-3 SONGKHLA, NB 47-7 SATUN และ NB 47-8 NARATHIWAT (กรมทรัพยากรธรณี, 2532)
2. ข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM 90 m (USGS, 2005)
3. ข้อมูลสารสนเทศภูมิศาสตร์ เช่น ขอบเขตการปกครอง ลักษณะภูมิอากาศ ลักษณะภูมิประเทศ ทรัพยากรน้ำ ลักษณะทางธรณีวิทยา เป็นต้น
4. ปากกาสี
5. เครื่องสแกน
6. เครื่องถ่ายภาพเอกสาร

3.1.2 วัสดุอุปกรณ์สำหรับการเก็บตัวอย่างดิน การเตรียมตัวอย่างดิน และการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีและวัดค่าสภาพปรับไไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน

การเก็บตัวอย่างดิน

- | | |
|---------------|-------------------------|
| 1. จอบ | 2. ตลับเมตร |
| 3. ปากกาเคมี | 4. ขางรัดของ |
| 4. ถุงพลาสติก | 5. เสียมเก็บตัวอย่างดิน |

การเตรียมตัวอย่างดิน

- | | |
|--|--|
| 1. ถุงซิปล | 2. กล้องฟิล์ม |
| 3. ซ้อนตักสาร | 4. กระบอทดวง |
| 5. เทปพันสายไฟ | 6. กระดาษฟอยล์ |
| 7. ครงบด – สาก | 8. ฆลาคติดตัวอย่าง |
| 9. เตอบความร้อน | 10. เครื่องร่อนแยกขนาดของดิน |
| 11. เครื่องชั่งทศนิยม 4 ตำแหน่ง | 12. ถาดใส่ตัวอย่างดิน เพื่อนำเข้าตู้อบ |
| 13. ครงปลูกพลาสติกสำหรับใส่ตัวอย่างดิน | |
| 14. ตะแกรงแยกขนาดอนุภาคของดิน (analyzisenieb test sieve) | |



รูปที่ 3.1 ก.) เตอบความร้อน, ข.) เครื่องชั่ง

การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพปรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน

1. แกมมาสเปกโตรมิเตอร์ (Gamma Ray Spectrometer) ประกอบด้วยหัววัด HPGe (Canberra Model GC7020, USA) อยู่ภายในถ้ำตะกั่วกำบังรังสี (Canberra Model 747, USA) เครื่องวิเคราะห์สัญญาณแบบหลายช่อง (MCA 16000 ช่อง Canberra Model DSA 1000, USA)

2. สารมาตรฐาน IAEA-Soil 04 (IAEA, 2011)

3. เครื่องวัดสภาพปรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก ยี่ห้อ AGICO รุ่น KLY-3S Kappabridge



รูปที่ 3.2 แกมมาสเปกโตรมิเตอร์ (Gamma Ray Spectrometer)



รูปที่ 3.3 เครื่องวัดสภาพปรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก ยี่ห้อ AGICO รุ่น KLY-3S Kappabridge

3.1.3 วัสดุอุปกรณ์สำหรับการสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์

การสำรวจเรดาร์หิ้งลึก

1. เครื่องมือสำรวจเรดาร์หิ้งลึก RAMAC/GPR ของบริษัท MALA^o Geoscience ประเทศสวีเดน ประกอบด้วย สายอากาศส่ง-รับสัญญาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า หน่วยควบคุม เส้นใยนำแสง Trigger box ไม่จับยึดสายอากาศ และแบตเตอรี่ชนิดแอลคาไล (นิกเกิล - แคดเมียม) ขนาด 7.2 โวลต์

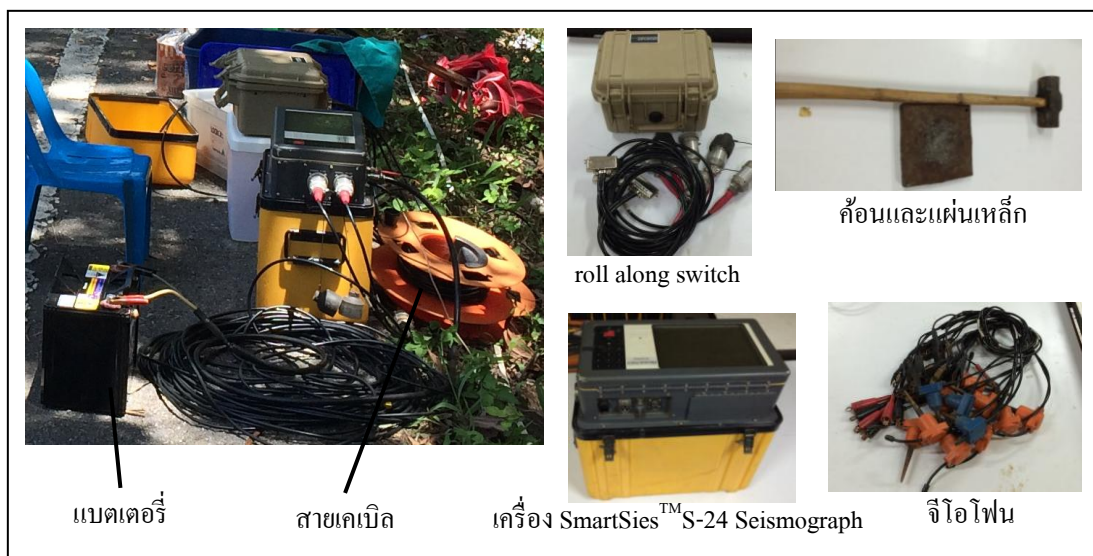
2. คอมพิวเตอร์ note book



รูปที่ 3.4 เครื่องมือสำรวจเรดาร์หิ้งลึก

การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

1. เครื่องมือสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน SmartSiesTMS-24 Seismograph
2. อุปกรณ์กำเนิดคลื่นและส่งสัญญาณ ได้แก่ แผ่นเหล็ก ค้อน เครื่องส่งสัญญาณ (hammer switch) และสายเคเบิล
3. จีไอโฟน
4. roll along switch



รูปที่ 3.5 เครื่องมือสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะทอน

วัสดุอุปกรณ์อื่นๆ ที่ใช้ร่วมกัน

1. แผนที่ธรณีวิทยา จังหวัดสงขลา มาตราส่วน 1:250,000 กรมทรัพยากรธรณี
2. แผนที่ภูมิประเทศ พื้นที่จังหวัดสงขลา มาตราส่วน 1:50,000 ราวาง 5022 I, 5022 II, 5022 III, 5024 IV 5023 I, 5023 II, 5023 III 5023 IV, 5121 I, 5121 IV, 5122 I, 5122 II, 5122 III, 5122 IV และ 5123 III กรมแผนที่ทหาร
3. เครื่องมืออ่านพิกัดภูมิศาสตร์ (Garmin etrex, USA)
4. ปากกา
5. สีสเปรย์
6. ไม้บรรทัด
7. เทปวัดระยะ
8. กระดาษบันทึก
9. เครื่องคอมพิวเตอร์
10. แบตเตอรี่ขนาด 12 โวลต์

3.1.4 โปรแกรมคอมพิวเตอร์

1. 3DEM
2. QI Macros 2015
3. Geosoft Oasis montaj 7.5
4. Golden Software Surfer 9
5. Golden Software Digger 4
6. Golden Software Grapher 8
7. Globe Claritas (Ravens, 2007)
8. Sandmeier software Reflex-Win 6.0.5
9. Gamma Aquasition & Analysis Genie 2000

3.2 วิธีดำเนินการวิจัย

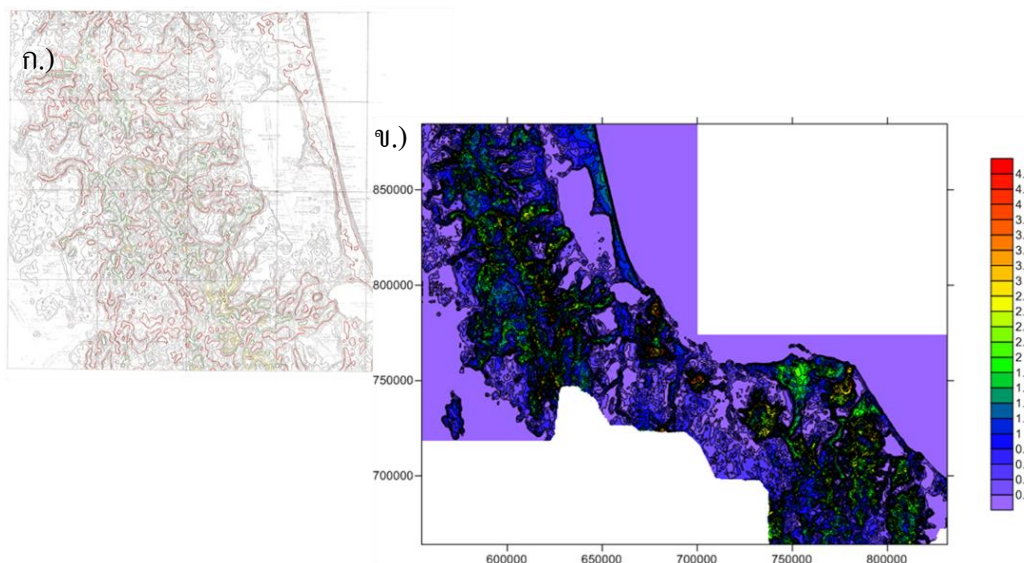
3.2.1 การวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ

การวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ เป็นการเปรียบเทียบความสัมพันธ์ของข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศร่วมกับข้อมูลอื่นๆ ในพื้นที่ศึกษา เช่น บริเวณที่มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูง - ต่ำ ความสัมพันธ์ของปริมาณธาตุกัมมันตรังสีกับลักษณะทางธรณีวิทยา หรือธรณีสัณฐานวิทยาต่างๆ ที่เกิดขึ้นบริเวณพื้นผิวดิน ก่อนนำข้อมูลไปวิเคราะห์และตีความมีกระบวนการต่างๆ ได้แก่ การแปลงแผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (แผนที่กระดาษ) ให้อยู่ในรูปแบบข้อมูลดิจิทัล การแปลงพิกัดและแก้ไขข้อมูลระดับความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM และการนำเสนอข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ เพื่อเตรียมความพร้อมให้สามารถนำข้อมูลไปใช้ในการวิเคราะห์และตีความได้

การแปลงแผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (แผนที่กระดาษ) ให้อยู่ในรูปแบบข้อมูลดิจิทัล

แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศที่อยู่ในรูปแบบแผนที่กระดาษไม่สามารถนำไปใช้กับโปรแกรมต่างๆ ที่ช่วยในการวิเคราะห์และตีความข้อมูล ดังนั้นในการวิเคราะห์และตีความแผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศจะต้องแปลงแผนที่กระดาษให้อยู่ในรูปแบบข้อมูลดิจิทัล โดยมีขั้นตอน ดังนี้

1. นำแผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศต้นฉบับไปถ่ายเอกสาร
2. ใช้ปากกาสีลงเส้นตามค่าหลักในแผนที่ฉบับถ่ายเอกสาร แล้วนำไปสแกนภาพ
3. digitize ค่ากัมมันตรังสีของเส้นต่างๆ จากภาพที่สแกนด้วยโปรแกรม Digger 4
4. แปลพิกัดข้อมูลจากระบบพิกัด Indian 1975 (Lat, Long) ให้อยู่ในระบบพิกัด WGS 84 (UTM)
5. Grid ข้อมูลใหม่ด้วยโปรแกรม Surfer 9 ขนาด 500 × 500 เมตร
6. จะได้ข้อมูลความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศ ในรูปแบบข้อมูลดิจิทัล (*.grd) ประกอบด้วย ข้อมูลความเข้มข้นของโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล (สามารถนำไฟล์ *.grd ไปใช้ในการสร้างแผนที่)



รูปที่ 3.6 แผนที่ความเข้มข้นของโพแทสเซียม ก.) แผนที่กระดาษที่ได้ลงสีตามค่าหลักแล้ว ราววง NB 47-3, ข.) แผนที่จากข้อมูลดิจิทัล ราววง NB 47-3, 47-7 และ 47-8

การแปลงพิกัดและแก้ไขข้อมูลระดับความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM

ข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิประเทศที่นำมาใช้ในงานวิจัยนี้ เป็นข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียมระดับความสูงเชิงเลข (Shuttle Radar Topography Mission Digital Elevation Model หรือ SRTM DEM) ซึ่งเป็นโครงการความร่วมมือระหว่าง NASA และ National Geospatial – Intelligence Agency (NGA) ดำรงเก็บข้อมูลในช่วงวันที่ 11 – 22 เดือนกุมภาพันธ์ ค.ศ. 2000 ข้อมูลระดับความสูงที่สำรวจมีความละเอียดของข้อมูลแนวราบ 30 เมตร แต่ชุดข้อมูลที่ให้บริการฟรีมีความละเอียดของข้อมูลแนวราบ 90 เมตร อยู่ในระบบพิกัด WGS84 (Lat/Long) การนำข้อมูล SRTM DEM 90 m ไปใช้งานจะต้องแก้ไขข้อมูลระดับความสูงบางตำแหน่งที่ไม่มีค่าระดับความสูงหรือมีค่าผิดปกติ และแปลงพิกัดให้อยู่ในพิกัด UTM โดยมีขั้นตอน ดังนี้

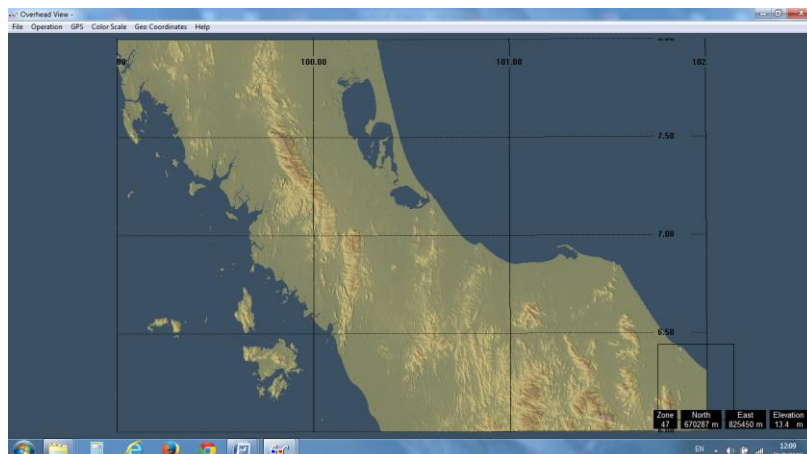
1. ดาวน์โหลดข้อมูล SRTM DEM 90 m จาก <http://earthexplorer.usgs.gov/> โดยเลือกพื้นที่ ตั้งแต่ ละติจูด 6 - 8 องศาเหนือ ลองจิจูด 99 - 102 องศาตะวันออก ได้ไฟล์ส่วนที่เป็นพื้นดินทั้งหมด 5 ไฟล์ แต่ละไฟล์มีขนาด 1 องศา

2. แก้ไขค่าระดับความสูงของตำแหน่งที่มีข้อมูลผิดพลาด ด้วยโปรแกรม 3DEM

3. แปลงพิกัดจาก Lat/Long ให้อยู่ในพิกัด UTM

4. บันทึกไฟล์ในรูปแบบ USGS DEM (*.DEM)

5. ได้ข้อมูลระดับความสูงของภูมิประเทศที่แก้ไขข้อมูลที่ผิดพลาดและแปลงพิกัดแล้ว สามารถนำไปใช้กับโปรแกรมอื่นๆ ที่ช่วยในการวิเคราะห์และตีความ

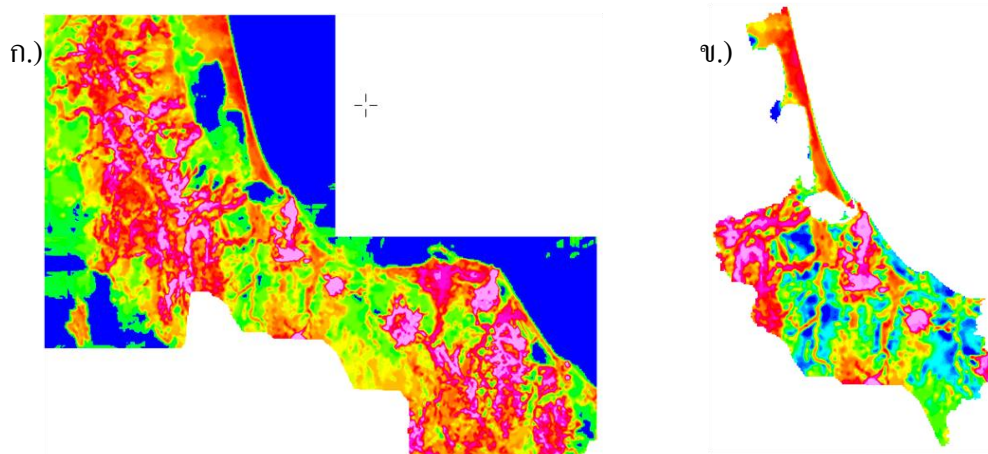


รูปที่ 3.7 ข้อมูล SRTM DEM 90 m เมื่อเปิดด้วยโปรแกรม 3DEM และได้แก้ไขค่าระดับความสูงของตำแหน่งที่ผิดปกติ

การนำเสนอข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีทางอากาศ

การนำเสนอข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีทางอากาศ เป็นการนำเสนอข้อมูลในรูปแบบดิจิทัล มานำเสนอในรูปแบบต่างๆ อาจจะนำเสนอข้อมูลครอบคลุมทั้งพื้นที่ศึกษาหรือเลือกเฉพาะบางบริเวณที่ให้ความสนใจก็ได้ รูปแบบในการนำเสนอข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีทางอากาศ ได้แก่ แผนที่ 2 มิติ แผนที่ชนิดสีผสม และภาพมุมมอง 3 มิติ โดยมีทิศทางและพิคคอ้างอิงกำกับไว้ ภาพที่นำเสนอในรูปแบบต่างๆ สามารถนำข้อมูลอื่นๆ เช่น ขอบเขตอำเภอ จังหวัด ลักษณะทางธรณีวิทยา เส้นทางน้ำ เป็นต้น มาวางซ้อนทับได้ เพื่อช่วยในการวิเคราะห์และตีความ โดยมีขั้นตอนในการสร้างแผนที่ในรูปแบบต่างๆ ดังนี้

1. เปิดไฟล์เส้นขอบเขตพื้นที่จังหวัดสงขลา
2. แก้ไขเส้นขอบเขตพื้นที่จังหวัดสงขลาที่ไม่เชื่อมกันและลบเส้นที่ไม่ต้องการออก ด้วยโปรแกรม Digger 4 เพื่อให้เหลือเฉพาะเส้นของเขตพื้นดินของจังหวัดสงขลา
3. จัดรูปแบบไฟล์ (*.ply) ให้อยู่ในรูปแบบที่สามารถใช้งานด้วยโปรแกรม Geosoft Oasis montaj 7.5 โดยไฟล์นี้จะเป็นไฟล์ขอบเขตพื้นดินของจังหวัดสงขลา
4. Dummy grid ข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีทางอากาศและข้อมูลระดับความสูงของภูมิภาคด้วยโปรแกรม Geosoft Oasis montaj 7.5 จะได้ข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีและข้อมูลระดับความสูงเฉพาะบริเวณพื้นที่ศึกษา รูปที่ 3.8 แสดงการเปรียบเทียบข้อมูลของโพแทสเซียมก่อนและหลังจาก Dummy grid



รูปที่ 3.8 เปรียบเทียบข้อมูลของ โทแทสเซียม ก.) ข้อมูลก่อน Dummy grid, ข.) ข้อมูลหลัง Dummy grid ซึ่งเป็นข้อมูลในพื้นที่ศึกษา

5. สร้างแผนที่กัมมันตภาพรังสีในรูปแบบต่าง ๆ ได้แก่

- แผนที่ 2 มิติ เป็นการแสดงความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี ได้แก่ โทแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล ทอเรียมสมมูล หรือแสดงอัตราส่วนความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี เช่น แผนที่อัตราส่วนทอเรียมสมมูลต่อโทแทสเซียม เป็นต้น

- แผนที่ชนิดสีผสม RGB เป็นการแสดงความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีร่วมกัน โดยใช้สีแดง (R) แสดงความเข้มข้นของโทแทสเซียม สีเขียว (G) แสดงความเข้มข้นของทอเรียมสมมูล และสีน้ำเงิน (B) แสดงความเข้มข้นของยูเรเนียมสมมูล

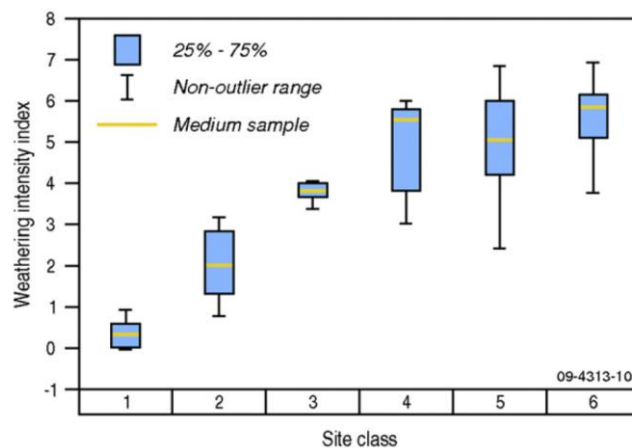
- ภาพมุมมอง 3 มิติ เป็นการแสดงความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี ได้แก่ โทแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล หรือทอเรียมสมมูล ซ้อนบนข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิภาค หรือแสดงข้อมูลอื่นๆ ซ้อนบนข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิภาคก็ได้

3.2.2 การวิเคราะห์หาค่าดัชนีฝุ่นของหินและการตีความ

การวิเคราะห์หาค่าดัชนีฝุ่นของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลาได้ประยุกต์จากการศึกษาหาค่าดัชนีความรุนแรงในการฝุ่นของหินของทวีปออสเตรเลีย (Wilfold, 2012) ซึ่งได้เปรียบเทียบหาความสัมพันธ์ระหว่าง ระดับความรุนแรงในการฝุ่นของหินในพื้นที่จริงจากการสังเกตการฝุ่นของหินภาคสนามและการวิเคราะห์หาแร่องค์ประกอบในห้องปฏิบัติการ ซึ่งแบ่งระดับการฝุ่นของหินออกเป็น 6 ระดับ จากระดับ 1 - 6 ได้แก่ หินไม่ฝุ่น, ฝุ่นน้อย, ฝุ่นปานกลาง, ฝุ่นมาก, ฝุ่นมากที่สุด และฝุ่นรุนแรง กับข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศและข้อมูลระดับความสูงของภูมิภาค ได้แก่ โทแทสเซียม (K), ยูเรเนียมสมมูล (eU), ทอเรียมสมมูล (eTh),

อัตราส่วนทอเรียสมมูลต่อโพแทสเซียม (eTh/K), อัตราปริมาณรังสี (Dose) และความแตกต่างระดับความสูงของภูมิประเทศ (Relief) และได้สร้างแบบจำลองค่าดัชนีความรุนแรงในการผุพังของหิน (WII) คือ $WII = 6.751 + -0.851 * K + -1.319 * Relief + 2.682 * eTh/K + -2.590 * Dose$

จากการศึกษาของ Wilford ทำให้ทราบว่า K, eTh/K และ Relief มีความสัมพันธ์กันดีกับระดับการผุพังของหิน Dose มีความสัมพันธ์ปานกลาง ขณะที่ eU และ eTh มีความสัมพันธ์ต่ำ อย่างไรก็ตามเป็นจุดที่น่าสังเกตว่า ค่า WII มีความสอดคล้องกับระดับความรุนแรงในการผุพังของหินในพื้นที่จริงและสามารถจำแนกระดับความรุนแรงในการผุพังของหินได้ชัดเจนในระดับการผุพัง 1 - 3 (ไม่ผุพัง – ผุพังปานกลาง) ขณะที่ระดับ 4 - 6 (ผุพังมาก – ผุพังรุนแรง) ค่า WII มีการกระจายอยู่ในช่วงที่ค่อนข้างกว้างและค่าไม่มีความแตกต่างกันชัดเจน ดังรูปที่ 3.9



รูปที่ 3.9 ความสอดคล้องระหว่างค่า WII กับระดับความรุนแรงในการผุพังของหินในพื้นที่จริงจากการศึกษาของ Wilford (Wilford, 2012)

การศึกษาครั้งนี้จึงได้แบ่งระดับการผุพังของหินในจังหวัดสงขลาออกเป็น 3 ระดับและประยุกต์ใช้ค่าความเข้มข้นโดยประมาณของโพแทสเซียมจากการศึกษาของ Wilford เป็นขอบเขตในการแบ่งระดับการผุพังของหินเบื้องต้น และหาความสัมพันธ์ระหว่าง ระดับความรุนแรงในการผุพังของหิน (WC) กับ K, eTh/K และ Relief ซึ่งทั้ง 3 ตัวแปรค่อนข้างมีความสัมพันธ์โดยตรงกับระดับการผุพังของหิน K มีหน่วย % K, eTh/K มีหน่วย ppm eTh / % K และ Relief คือช่วงความแตกต่างของระดับความสูงในพื้นที่รัศมี 270 เมตร มีหน่วย m และการศึกษาครั้งนี้ไม่ได้นำ Does มาพิจารณา เนื่องจาก Dose ซึ่งเป็นตัวแทนของปริมาณธาตุกัมมันตรังสีรวม (total count) คำนวณได้จาก $Dose (nGy/h) = 13.078 K (\%) + 5.675 U (ppm) + 2.494 Th (ppm)$ (IAEA, 2003) ดังนั้นความสัมพันธ์ของ Dose กับระดับการผุพังของหินในระดับปานกลางจากการศึกษาของ

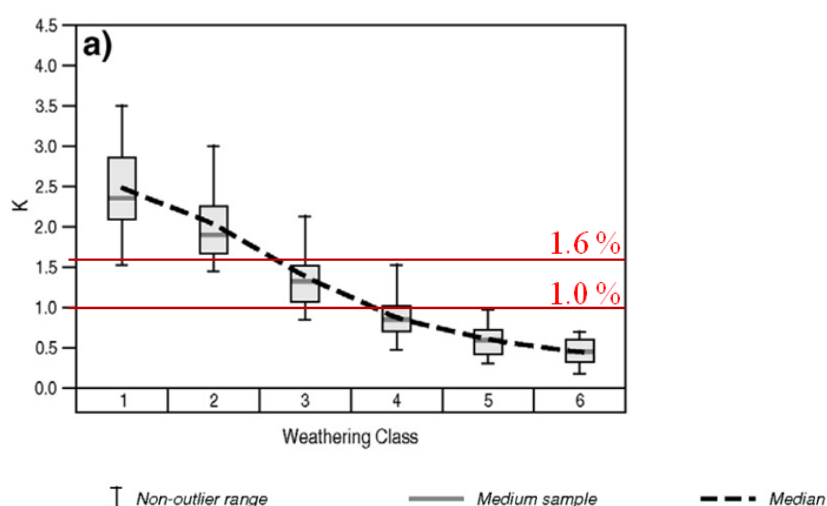
Wilford คาดว่ามีผลจากปริมาณของ K การวิเคราะห์หาค่าดัชนีฝุ่นของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา มีขั้นตอนดังนี้

1. กำหนดระดับความรุนแรงในการฝุ่นของหิน โดยแบ่งออกเป็น 3 ระดับ คือ ระดับที่ 1 หินไม่มีการฝุ่นหรือมีความรุนแรงในการฝุ่นน้อย, ระดับที่ 2 หินมีความรุนแรงในการฝุ่นปานกลาง และระดับที่ 3 หินมีความรุนแรงในการฝุ่นมากถึงฝุ่นรุนแรง โดยระดับการฝุ่นของหินจะเพิ่มขึ้นเมื่อความรุนแรงในการฝุ่นของหินเพิ่มขึ้น

2. กำหนดค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียมเป็นเกณฑ์เบื้องต้นเพื่อแบ่งขอบเขตความรุนแรงในการฝุ่นของหินในแต่ละระดับ ดังตาราง 3.1 โดยประยุกต์ใช้ค่าความเข้มข้นโดยประมาณของโพแทสเซียมจากการศึกษาของ Wilford ดังรูปที่ 3.10 ความเข้มข้นของโพแทสเซียมในสภาพแวดล้อมที่มีการฝุ่นมีความสอดคล้องกับความรุนแรงในการฝุ่นของหิน โดยที่ความเข้มข้นของโพแทสเซียมลดลงเมื่อความรุนแรงในการฝุ่นของหินเพิ่มขึ้น

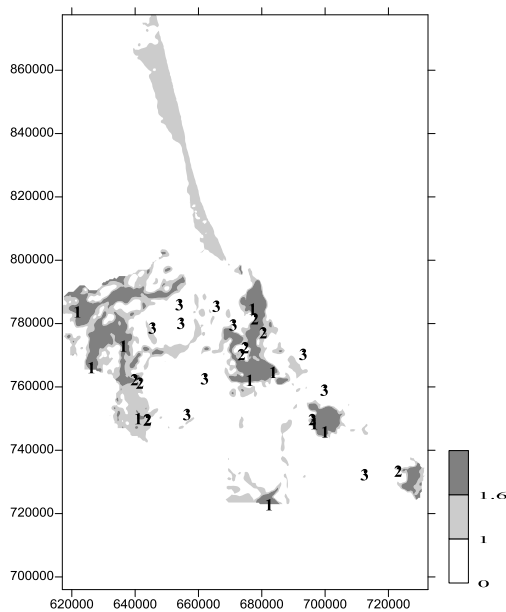
ตาราง 3.1 ระดับการฝุ่นของหินและค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียมที่ใช้เป็นเกณฑ์

ระดับ	ความรุนแรงการฝุ่นของหิน	% K
1	ไม่ฝุ่นหรือมีการฝุ่นน้อย	> 1.6
2	ฝุ่นปานกลาง	1.0 – 1.6
3	ฝุ่นมากไปถึงฝุ่นรุนแรง	< 1.0



รูปที่ 3.10 ความเข้มข้นของโพแทสเซียมกับระดับความรุนแรงในการฝุ่นของหินในพื้นที่จริงจากการศึกษาของ Wilford (Wilford, 2012)

3. เลือกตำแหน่งตัวแทนการผูกพันของหินแต่ละระดับ ระดับละ 10 ตำแหน่ง ดังรูปที่ 3.11 โดยพิจารณาจากบริเวณที่ไม่มีการพัฒนาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถมกัน ข้อมูลของแต่ละตำแหน่ง แสดงในภาคผนวก ก



รูปที่ 3.11 ตำแหน่งตัวแทนการผูกพันของหินแต่ละระดับ

4. ตรวจสอบความสัมพันธ์ของข้อมูลระหว่าง WC กับ K, eTh/K และ Relief ด้วยโปรแกรม QI Macros 2015 โดยพิจารณาความสัมพันธ์ของข้อมูลจากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบเพียร์สัน (Pearson correlation coefficient) โดยมีความสัมพันธ์ดังตาราง 3.2

สัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบเพียร์สัน เป็นวิธีที่ใช้ในการหาความสัมพันธ์ระหว่าง 2 ตัวแปร หรือข้อมูล 2 ชุด และค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เป็นตัวบอกว่ามีความสัมพันธ์กันหรือไม่ และมีความสัมพันธ์กันมากน้อยเพียงใด ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบเพียร์สันมีค่าอยู่ระหว่าง -1 ถึง 1 หากมีค่าเข้าใกล้ -1 หรือ 1 แสดงถึงการมีความสัมพันธ์ระดับสูง แต่หากมีค่าเข้าใกล้ 0 แสดงถึงการมีความสัมพันธ์ระดับต่ำ หรือไม่มีเลย การพิจารณาความสัมพันธ์โดยทั่วไปอาจใช้เกณฑ์ดังนี้ ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์เท่ากับ $0.90 - 1.00$ มีความสัมพันธ์กันสูงมาก, $0.70 - 0.90$ มีความสัมพันธ์กันในระดับสูง, $0.50 - 0.70$ มีความสัมพันธ์กันในระดับปานกลาง, $0.30 - 0.50$ มีความสัมพันธ์กันในระดับต่ำ และ $0.00 - 0.30$ มีความสัมพันธ์กันในระดับต่ำมาก (Hinkle, 1998) สำหรับเครื่องหมายหน้าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์จะบอกทิศทางของความสัมพันธ์ หากมีเครื่องหมาย $+$ แสดงถึงการมีความสัมพันธ์ไปในทิศทางเดียว หากมีเครื่องหมาย $-$ แสดงถึงการมีความสัมพันธ์ไปในทิศทางข้าม

ตาราง 3.2 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบเพียร์สัน

	CORREL	WC	K	eTh/K	Relief
WC		1.000	-0.947	0.704	-0.803
K			1.000	-0.669	0.714
eTh/K				1.000	-0.456
Relief					1.000

จากค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบเพียร์สัน ได้แสดงให้เห็นว่า WC มีความสัมพันธ์ดีกับ K, eTh/K และ Relief

5. นำข้อมูลไปสร้างแบบจำลองค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (Weathering Index of Songkhla: WIS) ด้วยการวิเคราะห์การถดถอยพหุคูณ (Multiple Regression Analysis)

การวิเคราะห์การถดถอยพหุคูณเป็นการหาความสัมพันธ์ระหว่างตัวแปรในรูปแบบของการทำนาย ประกอบด้วยตัวแปร 2 ชนิด คือ ตัวอิสระ (Independent variable) มีมากกว่า 1 ตัวแปร และตัวแปรตาม (Dependent variable) มี 1 ตัวแปร โดยมีวัตถุประสงค์เพื่อสร้างสมการพยากรณ์ตัวแปรตามด้วยตัวแปรอิสระ จากการวิเคราะห์การถดถอยพหุคูณได้แบบจำลองค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) เป็นดังสมการ

$$WIS = 2.778 - .453 * K + .006 * eTh/K - .005 * Relief \quad (3.1)$$

แบบจำลองค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) ที่ได้มีค่าทางสถิติที่สำคัญคือ Multiple R = 0.970, R Square = 0.941, Adjusted R Square = 0.934 และ Standard Error = 0.214 สามารถอธิบายได้ดังนี้ ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์พหุคูณระหว่าง K, eTh/K และ Relief ที่ส่งผลต่อ WIS มีค่าเท่ากับ 0.970 โดยตัวแปรทั้งสามตัวร่วมกันพยากรณ์ WIS ได้ร้อยละ 93.40 (ในกรณีนี้มีจำนวนกลุ่มตัวอย่างน้อยกว่า 20 เท่าของจำนวนตัวแปรอิสระจึงพิจารณา Adjusted R Square แทน R Square) และมีค่าความคลาดเคลื่อนมาตรฐานของการพยากรณ์เท่ากับ 0.214

6. สร้างแผนที่ความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่ศึกษาจากแบบจำลองค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) ด้วยโปรแกรม Geosoft Oasis montaj 7.5

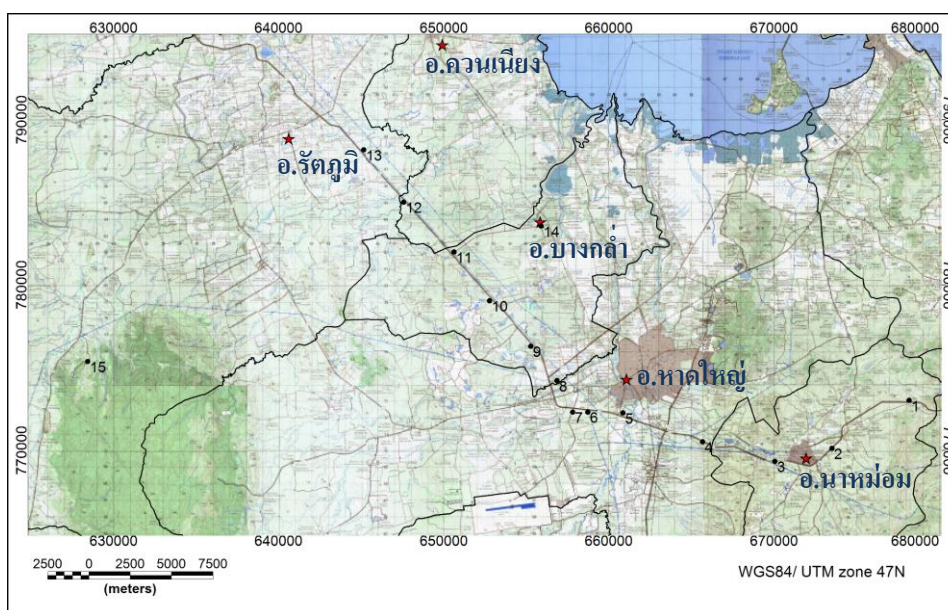
7. เปรียบเทียบความรุนแรงการผุพังของหินในแต่ละบริเวณกับข้อมูลอื่นๆ เช่น ข้อมูลธรณีวิทยา ข้อมูลเส้นทางน้ำ เป็นต้น

3.2.3 การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน

การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน เป็นการตรวจสอบองค์ประกอบทางรังสีและแม่เหล็กของตัวอย่างดินจากพื้นที่จริง เพื่ออธิบายลักษณะกระบวนการฟุ้งของหินหรือกระบวนการอื่นๆ ที่เกิดขึ้นบริเวณพื้นดิน โดยมีกระบวนการก่อนการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก ได้แก่ การเก็บตัวอย่างดิน และการเตรียมตัวอย่างดิน

การเก็บตัวอย่างดิน

1. เลือกเก็บตัวอย่างดินตำแหน่งต่างๆ (รูปที่ 3.12) จากบริเวณที่มีความรุนแรงในการฟุ้งของหินที่แตกต่างกัน รวมทั้งบริเวณที่มีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถมกัน เพื่อตรวจสอบลักษณะการกระจายตัวของธาตุกัมมันตรังสีในดินตำแหน่งต่างๆ



รูปที่ 3.12 ตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดิน

2. ใช้เข็มเก็บตัวอย่างดินตามความลึกในช่วงทุกๆ 10 เซนติเมตร ลึกประมาณ 1 เมตร ดังรูปที่ 3.13 ใส่ตัวอย่างดินแต่ละความลึกในถุงพลาสติก มัดปากถุงด้วยยางรัด เขียนหมายเลขตำแหน่ง และความลึกกำกับไว้

3. บันทึกพิกัดตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดิน



รูปที่ 3.13 การเก็บตัวอย่างดิน

การเตรียมตัวอย่างดิน

1. นำดินที่เก็บมาแยกเอาขยะ เช่น ใบไม้ กิ่งไม้ รากไม้ ออกไป จากนั้นนำไปอบในเตาอบความร้อนที่อุณหภูมิ 105 องศาเซลเซียส เป็นเวลา 6 ชั่วโมง เพื่อไล่ความชื้น
2. นำตัวอย่างดินที่อบแล้วมาบดให้แตกออกจากกัน แล้วนำไปแยกขนาดด้วยเครื่องร่อนแยกขนาดและตะแกรงแยกขนาดอนุภาคของดิน (รูปที่ 3.14) เก็บตัวอย่างดินแต่ละขนาดไว้ในถุงซิปล็อค



รูปที่ 3.14 เครื่องร่อนแยกขนาดและตะแกรงแยกขนาดอนุภาคของดิน

3. นำตัวอย่างดินขนาดอนุภาคเล็กกว่า 0.106 มิลลิเมตร ใส่ในกล่องฟิล์มซังมวลประมาณ 10 กรัม สำหรับนำไปวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก

4. นำตัวอย่างดินขนาดอนุภาคเล็กกว่า 0.106 มิลลิเมตร ตวงด้วยกระบอบตวงประมาณ 100 มิลลิลิตร ใส่ในกระปุกพลาสติกสำหรับใส่ตัวอย่าง ซังหามวลของดิน และปิดฝาให้สนิทแล้วพันรอบฝาด้วยเทปพันสายไฟ จากนั้นตั้งทิ้งไว้อย่างน้อยเป็นเวลา 30 วัน เพื่อให้เข้าสู่สมดุลทางรังสี สำหรับนำไปวัดรังสีแกมมาเพื่อวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลจากตัวอย่างดิน

การวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน

นำตัวอย่างดินที่อยู่ในกล่องฟิล์มมาวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กด้วยเครื่องวัดสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก ยี่ห้อ AGICO รุ่น KLY-3S Kappabridge วัดตัวอย่างละ 3 ครั้ง นำไปหาค่าเฉลี่ย จะได้ค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของดินตำแหน่งต่างๆ ที่ระดับความลึกต่างกัน

การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี

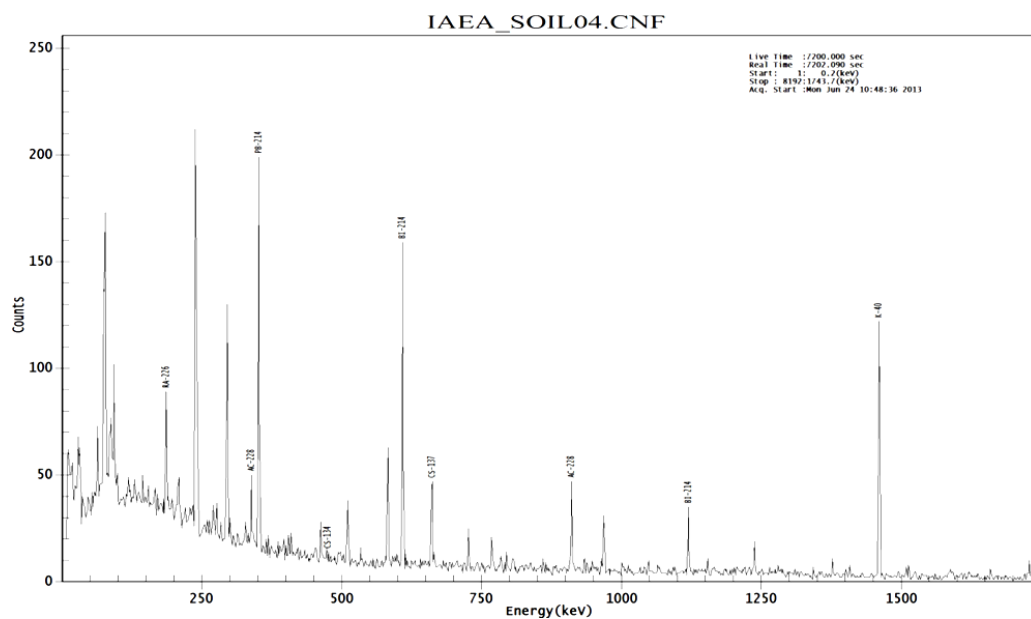
1. วัดรังสีแกมมาจากกระปุกตัวอย่างที่เตรียมไว้ ด้วยแกมมาสเปกโตรมิเตอร์ชนิดหัววัด HPGe เพื่อนำไปวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของ โพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลจากตัวอย่างดิน ระบบวัดรังสีแกมมาทำงานด้วยโปรแกรม Gamma Aquasition & Analysis Genie 2000 วัดรังสีแกมมาแต่ละตัวอย่างเป็นเวลา 7,200 วินาที ทำการบันทึกสเปกตรัมของรังสีแกมมาเพื่อนำไปวิเคราะห์ต่อไป

2. วัดรังสีแกมมาของสารมาตรฐาน IAEA Soil-04 โดยได้ใส่ไว้ในกระปุกพลาสติกขนาดเท่ากับกระปุกตัวอย่าง 100 กรัม ปิดผนึกฝา พันเทปพันสายไฟและตั้งไว้เป็นเวลาอย่างน้อย 30 วัน เพื่อให้เข้าสู่สมดุลทางรังสีแล้ว โดยสารมาตรฐาน IAEA Soil-04 เป็นสารที่ทราบค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีต่างๆ อยู่แล้ว เพื่อใช้ในการหาค่าประสิทธิภาพของหัววัดที่ระดับพลังต่างๆ วัดรังสีแกมมาของสารมาตรฐาน IAEA Soil-04 เป็นเวลา 7,200 วินาที

3. วัดรังสีกัมมันต์ เป็นการวัดรังสีแกมมาที่เกิดขึ้นในสถานะตามธรรมชาติ โดยการใส่ CaCO_3 100 กรัม ในกระปุกพลาสติกที่มีขนาดเท่ากับกระปุกตัวอย่าง พันเทปพันสายไฟและตั้งไว้เป็นเวลาอย่างน้อย 30 วัน เพื่อให้เข้าสู่สมดุลทางรังสีแล้ว วัดรังสีแกมมาเป็นเวลา 7,200 วินาที

4. วิเคราะห์สเปกตรัมรังสีแกมมาของหัววัดรังสีชนิด HPGe โดยการวิเคราะห์หาค่าพลังงานของรังสีแกมมาที่ปล่อยมาจากแต่ละนิวไคลด์กัมมันตรังสีและคำนวณหาพื้นที่ใต้ยอดพลังงาน (Net area) เพื่อนำไปวิเคราะห์หาค่ากัมมันตภาพจำเพาะของ ^{40}K , ^{238}U และ ^{232}Th

การวิเคราะห์เพื่อหาค่ากัมมันตภาพจำเพาะของ ^{40}K วัดได้จากรังสีแกมมาที่ปล่อยออกมาโดย ^{40}K ที่พลังงาน 1,460.8 keV ส่วน ^{238}U และ ^{232}Th ใช้วิธีการวัดรังสีแกมมาที่ปล่อยออกมาโดยนิวไคลด์กัมมันตรังสีรุ่นลูกหลานที่อยู่ในอนุกรมเดียวกันและอยู่ในสถานะสมดุลทางรังสี ค่าเฉลี่ยกัมมันตภาพจำเพาะของ ^{238}U วัดจากรังสีแกมมาที่ปล่อยออกมาโดย ^{214}Pb ที่พลังงาน 295.2 keV และ 351.9 keV และ ^{214}Bi ที่พลังงาน 609.3 keV ค่าเฉลี่ยกัมมันตภาพจำเพาะของ ^{232}Th วัดจากรังสีแกมมาที่ปล่อยออกมาโดย ^{228}Ac ที่พลังงาน 338.3 keV และ 911.2 keV (รูปที่ 3.15)



รูปที่ 3.15 สเปกตรัมรังสีแกมมาจากหัววัดชนิด HPGc ของตัวอย่าง IAEA-Soil 04

การวิเคราะห์หาค่ากัมมันตภาพของนิวไคลด์ต่างๆ ก่อนอื่นจะต้องคำนวณหาประสิทธิภาพของหัววัดรังสี (Efficiency) จากสารมาตรฐาน IAEA Soil-04 โดยการคำนวณหาประสิทธิภาพของหัววัดรังสี ดังสมการ (3.2) และประสิทธิภาพการวัดรังสีแกมมาที่ค่าพลังงานต่างๆ แสดงในตาราง 3.3

$$\text{Efficiency} = \frac{\text{Net Area}}{(\text{Live Time})(\text{Activity})(\text{Yield})} \quad (3.2)$$

เมื่อ	<i>Activity</i>	คือ	ค่ากัมมันตภาพของนิวไคลด์กัมมันตรังสี มีหน่วยเป็น Bq ของสารมาตรฐานที่พลังงานรังสีเฉพาะ
	<i>Yield</i>	คือ	branching ratio fraction
	<i>Live Time</i>	คือ	the actual ADC live time มีหน่วยเป็นวินาที (s)

Efficiency คือ ค่าประสิทธิภาพของหัววัด ณ พลังงานรังสีแกมมา
ในหน่วย cps/Bq

Net Area คือ พื้นที่ใต้ยอดสเปกตรัมพลังงานรังสีที่วิเคราะห์

ตาราง 3.3 ประสิทธิภาพการวัดรังสีแกมมาที่ค่าพลังงานรังสีแกมมาต่างๆ

Nuclide	Energy (keV)	Yeild (%)	Activity (Bq)	Net area (counts)	Efficiency (CPS/Bq)
²¹⁴ Pb	295.2	19.3	5.03	423	0.060517723
²²⁸ Ac	338.3	11.27	4.12	229	0.068422231
²¹⁴ Pb	351.9	37.6	5.03	715	0.052507062
²¹⁴ Bi	609.3	46.1	5.03	540	0.032343898
²²⁸ Ac	911.2	25.8	4.12	287	0.037458282
⁴⁰ K	1460.8	11	48.79	1014	0.026240557

ค่ากัมมันตภาพของ ⁴⁰K, ²³⁸U และ ²³²Th ของตัวอย่างดิน คำนวณได้จากสมการ (3.3) และเมื่อนำค่ากัมมันตภาพหารด้วยมวลของตัวอย่างดินจะได้ค่ากัมมันตภาพจำเพาะของ ⁴⁰K, ²³⁸U และ ²³²Th อยู่ในหน่วยเป็น Bq/kg

$$Activity = \frac{Net Area}{(Live Time)(Efficiency)(Yield)} \quad (3.3)$$

5. แปลงหน่วยความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี จาก Bq/kg ให้อยู่ในหน่วย % K, ppm eU และ ppm eTh ตามตาราง 3.4

ตาราง 3.4 การเปลี่ยนหน่วยความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีไปเป็นหน่วยเฉพาะ (IAEA, 1989)

1% K in rock	= 313	Bq/kg	⁴⁰ K
1 ppm U in rock	= 12.35	Bq/kg	²³⁸ U, or ²²⁶ Ra
1 ppm Th in rock	= 4.06	Bq/kg	²³² Th

3.2.4 การสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์

การสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์เป็นการศึกษาลักษณะ โครงสร้างทางธรณีวิทยาที่มีความสัมพันธ์กับการผุพังของหินและกระบวนการธรณีฐานวิทยาที่เกิดขึ้นบริเวณพื้นดิน โดยมีระเบียบวิธีการที่ทำการสำรวจ คือ การสำรวจเรดาร์หยังส์ลิก และการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

การสำรวจเรดาร์หยังส์ลิก

การสำรวจเรดาร์หยังส์ลิกใช้เพื่อตรวจสอบชั้นดินในระดับตื้นบริเวณที่มีความรุนแรงในการผุพังของหินที่แตกต่างกัน เนื่องจากการเก็บข้อมูลและการประมวลผลข้อมูลทำได้อย่างรวดเร็ว ใช้ผู้ช่วยงานในการเก็บข้อมูลภาคสนามน้อย และมีความสามารถในการจำแนกชั้นดินสูง การสำรวจเรดาร์หยังส์ลิก มีลำดับขั้นตอนการดำเนินการดังนี้

1. กำหนดพื้นที่สำรวจ พิจารณาแนวสำรวจบริเวณที่มีความรุนแรงในการผุพังของหินที่แตกต่างกัน และเข้าสำรวจได้ง่าย แนวสำรวจเรดาร์หยังส์ลิกแสดงดังรูป 3.16 มีความยาวประมาณ 2,400 เมตร
2. เก็บข้อมูลการสำรวจเรดาร์หยังส์ลิกด้วยเครื่องมือ RAMAC/GPR โดยเก็บข้อมูลแบบ common offset ใช้ชุดสายอากาศประเภท unshielded antenna ความถี่ 100 MHz ในการส่ง/รับสัญญาณ โดยตำแหน่งของตัวรับและส่งสัญญาณห่างกัน 1 เมตร บันทึกข้อมูลทุกๆ 0.5 เมตร ตามแนวสำรวจ
3. ประมวลผลข้อมูลที่บันทึกจากการสำรวจภาคสนามด้วยโปรแกรม Reflexw version 5.6 เพื่อให้ได้ภาพตัดขวางเรดาร์หยังส์ลิกของชั้นดิน มีขั้นตอนดังตาราง 3.5

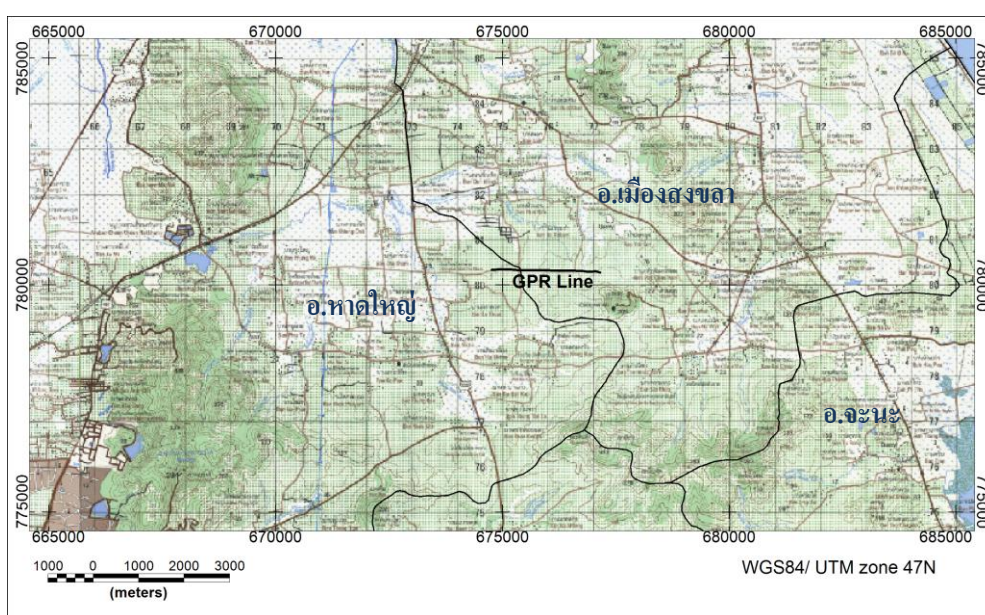
การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนนำมาใช้เพื่อตรวจสอบโครงสร้างชั้นดินบริเวณชั้นตะกอนที่มีลักษณะเป็นที่ราบน้ำท่วมถึง เนื่องจากให้รายละเอียดสูง มีความถูกต้องแม่นยำ และผลที่ได้มีความคลุมเครือน้อย การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน มีลำดับขั้นตอนการดำเนินการดังนี้

1. กำหนดพื้นที่สำรวจ พิจารณาแนวสำรวจบริเวณที่มีลักษณะเป็นที่ราบน้ำท่วมถึง และเข้าสำรวจได้ง่าย แนวสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนแสดงดังรูป 3.17 มีความยาวประมาณ 800 เมตร

2. เก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน บันทึกข้อมูลโดยใช้ช่องสัญญาณ 24 ช่องสัญญาณ เก็บข้อมูลแบบ roll along และวางรูปแบบสำรวจเป็นแบบ off-end geometry ตัวแปรที่ใช้ในการเก็บข้อมูลแสดงดังตาราง 3.6

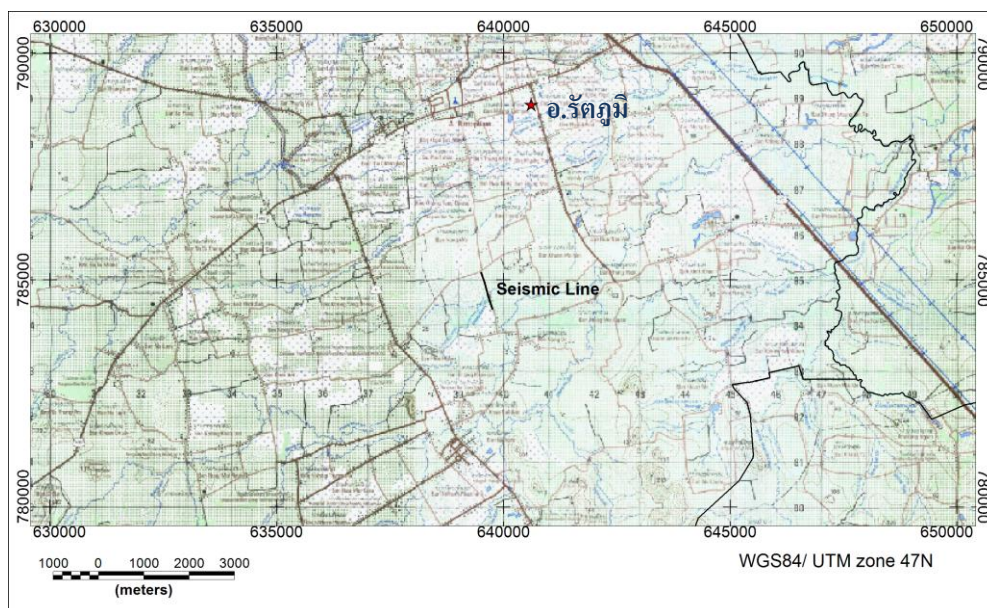
3. ประมวลผลข้อมูลด้วยโปรแกรม Globe Claritas (Ravens, 2007) เพื่อให้ได้ภาพตัดขวางการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน มีขั้นตอนดังตาราง 3.7



รูปที่ 3.16 แนวสำรวจเรดาร์หยั่งลึก

ตาราง 3.5 ขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลเรดาร์หยั่งลึก

ขั้นตอน	คำอธิบาย
1. Data import	นำเข้าข้อมูล (*.RD3)
2. Dewow (subtract-mean)	กำจัดสัญญาณรบกวนความถี่ต่ำออกจากสัญญาณบันทึก
3. Static correction	ปรับแก้หาตำแหน่งพื้นผิวดินที่ความลึก 0 ม. (time zero)
4. Gain (y-gain)	ปรับแอมพลิจูดที่ความถี่ต่ำให้สูงขึ้น
5. Band-pass filter	กรองสัญญาณช่วงความถี่ที่เหมาะสม
6. background removal	กำจัดสัญญาณรบกวนพื้นหลังออก



รูปที่ 3.17 แนวสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

ตาราง 3.6 ตัวแปรและเครื่องมือที่ใช้ในการเก็บข้อมูลการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

ตัวแปร	ค่า
Energy source	10 kg sledge hammer
Shot per source point	10
Shot spacing	5 m
Receivers	
Natural frequency	Vertical, 14 Hz
Geophone spacing	5 m
Profile	
Offset Min/Max	30/140 m
Maximum fold	12
Recording	
Recording system	Geometric SmartSeis
Record length	512 ms
Sampling interval	0.25 ms

ตาราง 3.7 ขั้นตอนการประมวลผลข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

ขั้นตอน	คำอธิบาย
1. Data import	SEG2 to SEG-Y conversion
2. Geometry	Assign input source and receiver location into header
3. Trace editing	Kill bad trace and fix polarity reversals
4. True amplitude recovery	Compensate for geometrical spreading by scaling by t^2
5. Refraction statics	Pick first breaks and model near-surface structure and calculate static corrections
6. Band-pass filter	Filter 20 30 150 200 Hz
7. AGC	Adjust amplitude using 500 ms window
8. Sort to CDP Domain	Recorder data by common midpoint number.
9. Velocity analysis (I)	Integrate analysis of stacked velocity panel and semblance plots
10. Residual statics	Surface-consistent, based on maximum stack power
11. Velocity analysis (II)	
12. NMO	Apply stacking velocities
13. Stack	
14. Time to depth conversion	Convert to depth section using interval velocity

บทที่ 4

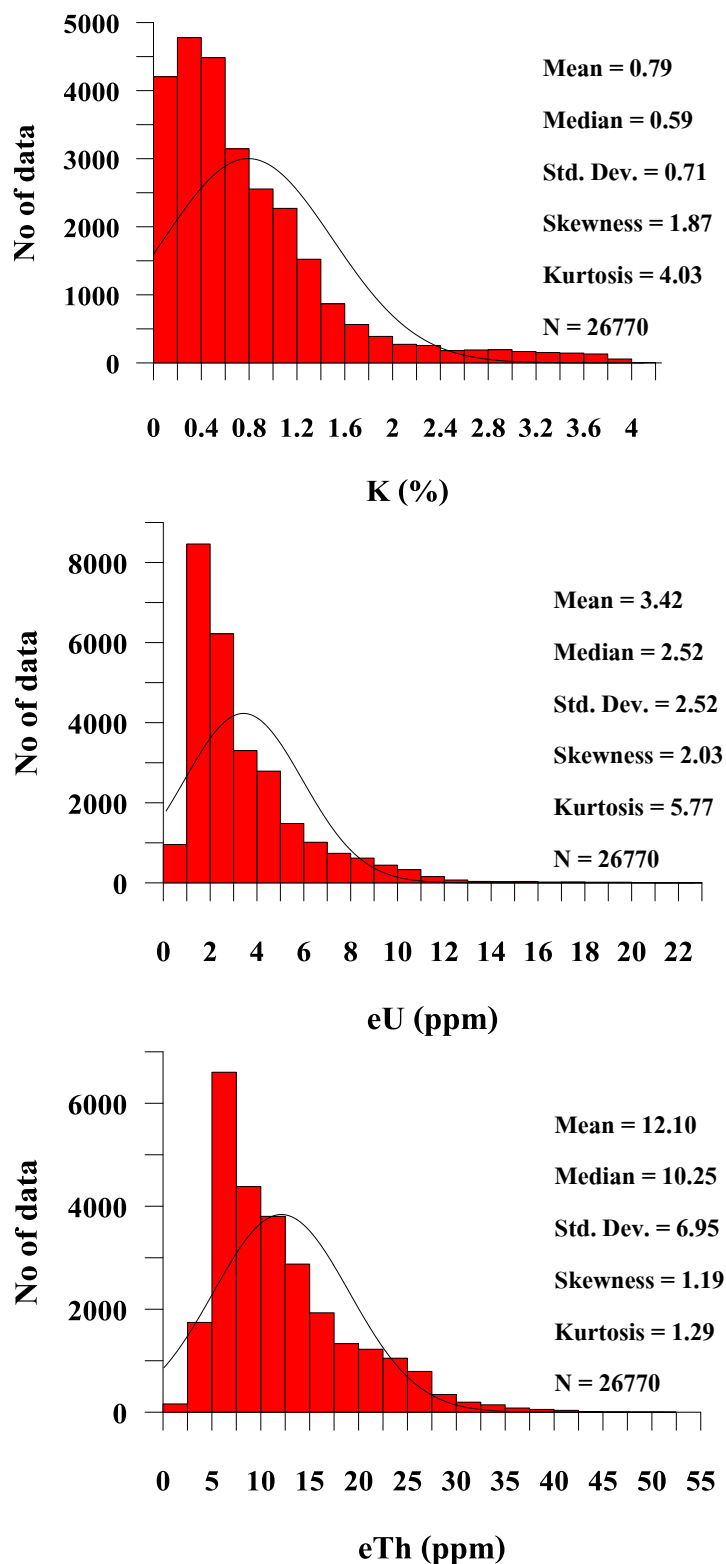
ผลและการอภิปรายผล

การวิเคราะห์หาค่าดัชนีฝุ่นพิษของหินจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ และข้อมูลความสูงของภูมิประเทศในพื้นที่จังหวัดสงขลา ได้แบ่งวิธีการอภิปรายออกเป็นขั้นตอน ดังนี้

- 4.1 ผลการตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ
- 4.2 ผลการวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีฝุ่นพิษของหิน
- 4.3 ผลการวิเคราะห์ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก จากตัวอย่างดิน
- 4.4 ผลการตีความการสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์
 - 4.4.1 การสำรวจเรดาร์หยั่งลึก
 - 4.4.2 การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน
- 4.5 แนวทางการนำค่าดัชนีฝุ่นพิษของหิน ไปประยุกต์ใช้

4.1 ผลการตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ

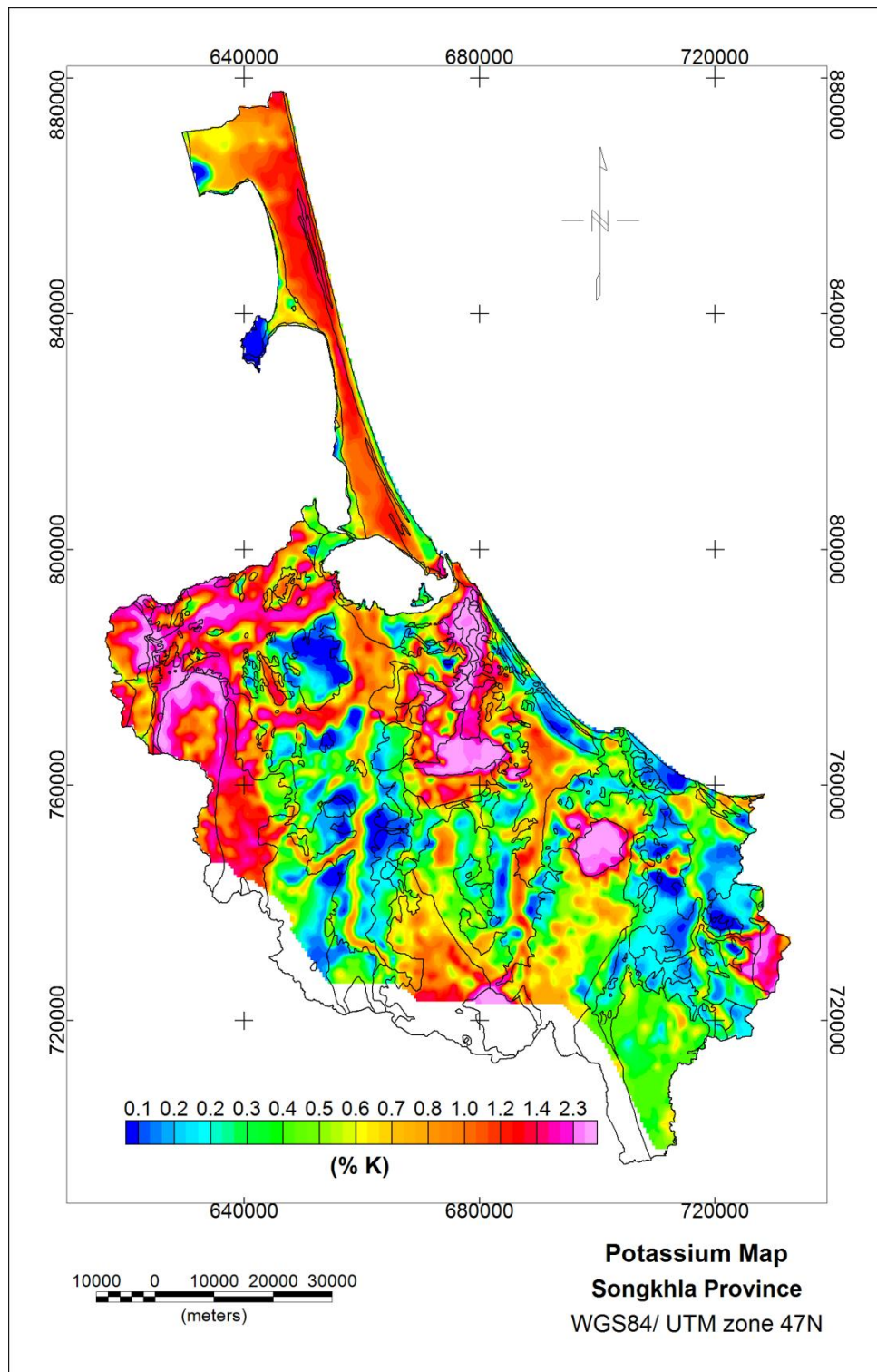
ข้อมูลความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศในพื้นที่จังหวัดสงขลา มีปริมาณของโพแทสเซียมอยู่ในช่วง 0 - 4.21 %, ยูเรเนียมสมมูลอยู่ในช่วง 0.11 - 22.66 ppm และทอเรียมสมมูลอยู่ในช่วง 0.09 - 51.27 ppm เมื่อนำข้อมูลแบบกริด ขนาด 500 เมตร ทั้งหมด 26,770 ข้อมูล เขียนกราฟแจกแจงความถี่ (รูปที่ 4.1) พบว่า ข้อมูลของโพแทสเซียม, ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล มีลักษณะการแจกแจงแบบเบ้ไปทางขวา โดยมีค่าทางสถิติที่สำคัญ ได้แก่ ค่าเฉลี่ยเลขคณิต, ค่ามัธยฐาน, ค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน, ค่าความเบ้ และค่าความโด่งของโพแทสเซียม คือ 0.79, 0.59, 0.71, 1.87 และ 4.03 % ตามลำดับ, ยูเรเนียมสมมูล คือ 3.42, 2.52, 2.52, 2.03 และ 5.77 ppm ตามลำดับ และทอเรียมสมมูล คือ 12.10, 10.25, 6.95, 1.19 และ 1.29 ppm ตามลำดับ



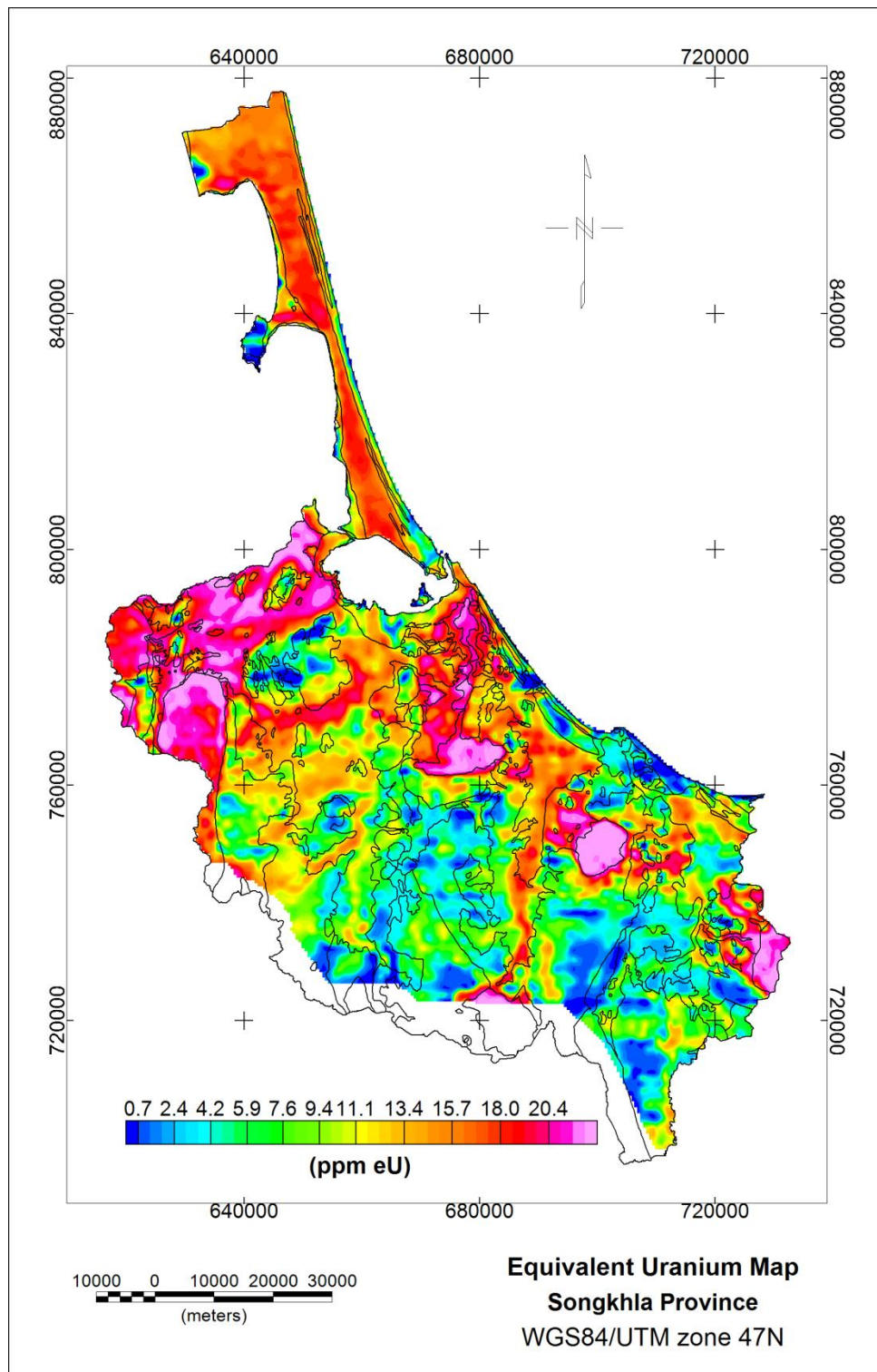
รูปที่ 4.1 การแจกแจงข้อมูลความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศ ของ โปแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล

จากข้อมูล พบว่า ความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีมีการกระจายในช่วงกว้าง เมื่อพิจารณาการกระจายตัวของธาตุกำมะถันตรังสีบริเวณต่างๆ ในพื้นที่ศึกษาจากแผนที่กำมะถันภาพรังสีทางอากาศ (รูปที่ 4.2, 4.3 และ 4.4) แผนที่กำมะถันภาพรังสีทางอากาศชนิดสีผสม (Ternary radioelement Map) (รูปที่ 4.5) และภาพมุมมอง 3 มิติ แผนที่กำมะถันภาพรังสีทางอากาศซ้อนบนข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM 90m (รูปที่ 4.6, 4.7 และ 4.8) พบว่า การกระจายของธาตุกำมะถันตรังสีในพื้นที่ศึกษามีความแตกต่างกัน พื้นที่ส่วนใหญ่มีปริมาณธาตุกำมะถันตรังสีค่อนข้างต่ำ แต่มีบางบริเวณที่มีความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีสูงโดดเด่นกว่าบริเวณอื่นๆ ได้แก่ บริเวณแนวภูเขาด้านตะวันตกของจังหวัดสงขลา ส่วนใหญ่อยู่ในเขตอำเภอรัตภูมิต่อเนื่องลงไปทางทิศใต้ผ่านอำเภอหาดใหญ่ อำเภอคลองหอยโข่ง และอำเภอสะเดา บริเวณภูเขาตอนกลางของจังหวัดสงขลา ตั้งอยู่ในเขตอำเภอจะนะ อำเภอนาหม่อม ขึ้นไปทางเหนือผ่านอำเภอหาดใหญ่ อำเภอเมืองสงขลาจนถึงชายฝั่งทะเล และบริเวณภูเขารอยต่อระหว่างอำเภอจะนะ อำเภอเทพา และอำเภอนาทวี

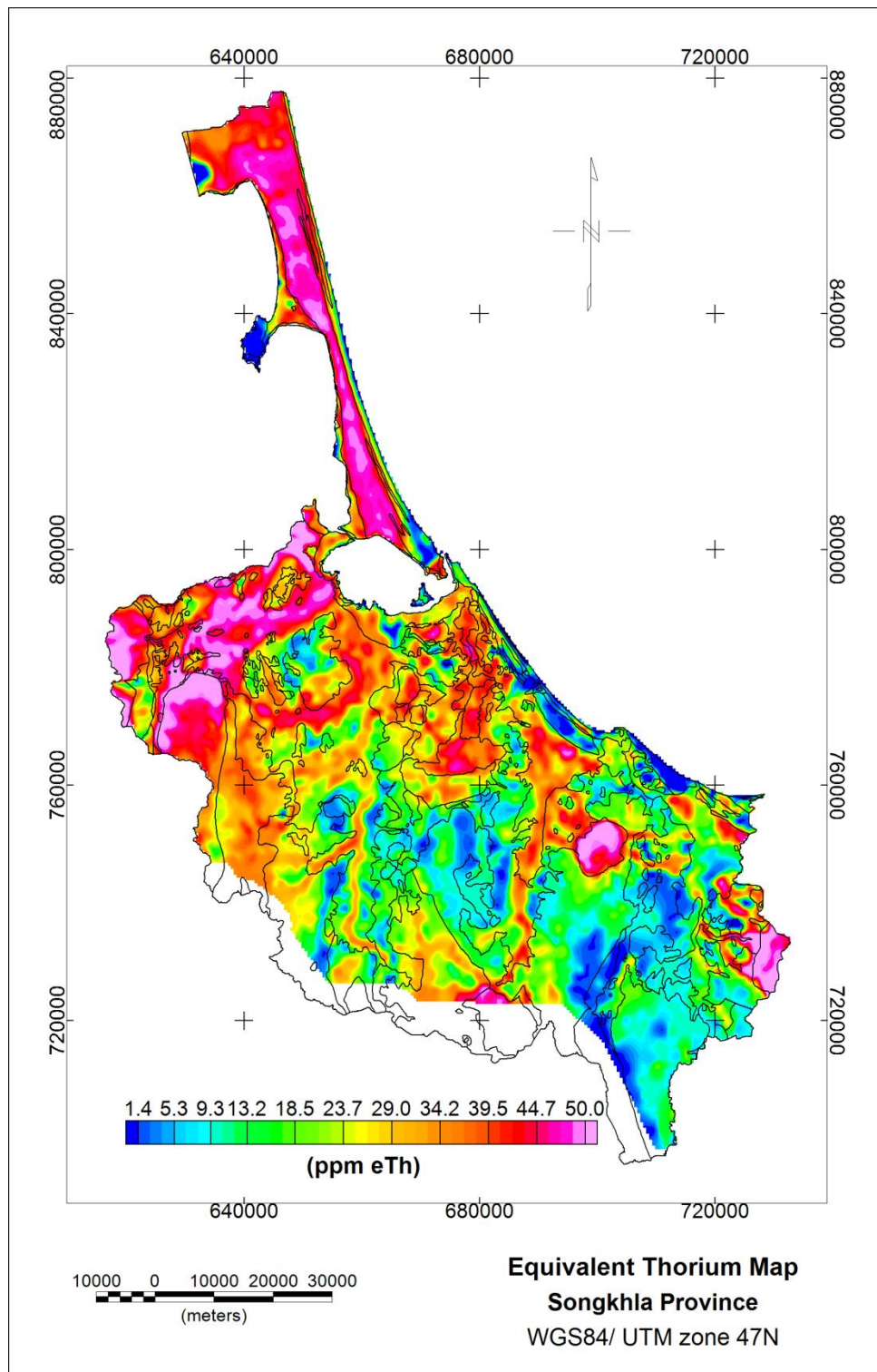
เมื่อพิจารณาดำเนินการบริเวณที่มีความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีสูง พบว่ามีความสอดคล้องกับตำแหน่งของภูเขาหินแกรนิตในพื้นที่ศึกษา เพื่อพิจารณาความสอดคล้องของธาตุกำมะถันตรังสีกับลักษณะทางธรณีวิทยาจึงจำแนกความเข้มข้นของโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลจากการสำรวจทางอากาศตามขอบเขตของหน่วยทางธรณีวิทยา ดังรูปที่ 4.9 พบว่า หินแกรนิตมีความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีสูงกว่าหน่วยธรณีวิทยาอื่นๆ โดยเฉพาะปริมาณของโพแทสเซียมค่อนข้างสูงกว่าอย่างชัดเจนซึ่งมีความสอดคล้องกับงานวิจัยก่อนหน้านี้ที่ได้ตรวจสอบความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีในหินชนิดต่างๆ ในบริเวณพื้นที่ศึกษาและจังหวัดใกล้เคียง (ตาราง 4.1) เมื่อเปรียบเทียบความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีในหินแกรนิตจากการสำรวจทางอากาศพบว่ามีค่าใกล้เคียงกับค่าที่วัดได้จากตัวอย่างหินจากงานวิจัยก่อนหน้านี้ หินแกรนิตมีเฟลด์สปาร์และไมกาเป็นแร่ประกอบหิน ดังนั้นจึงมีปริมาณของโพแทสเซียมสูง ขณะที่ทอเรียมและยูเรเนียมจะแทรกอยู่ในพวกแร่โมนาไซต์ ซีโนไทม์ และเซอร์คอน ซึ่งพบได้ในหินแกรนิตจึงทำให้บริเวณภูเขาหินแกรนิตมีความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีสูงโดดเด่นกว่าพื้นที่บริเวณอื่นๆ ขณะที่พื้นที่ส่วนใหญ่ในจังหวัดสงขลามีลักษณะเป็นพื้นที่ราบและถูกปกคลุมด้วยชั้นตะกอนจึงมีความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีค่อนข้างต่ำ ดังนั้นจึงอาจกล่าวได้ว่า บริเวณพื้นที่ภูเขาหินแกรนิตเป็นแหล่งกำเนิดของธาตุกำมะถันตรังสีตามธรรมชาติในพื้นที่ศึกษา



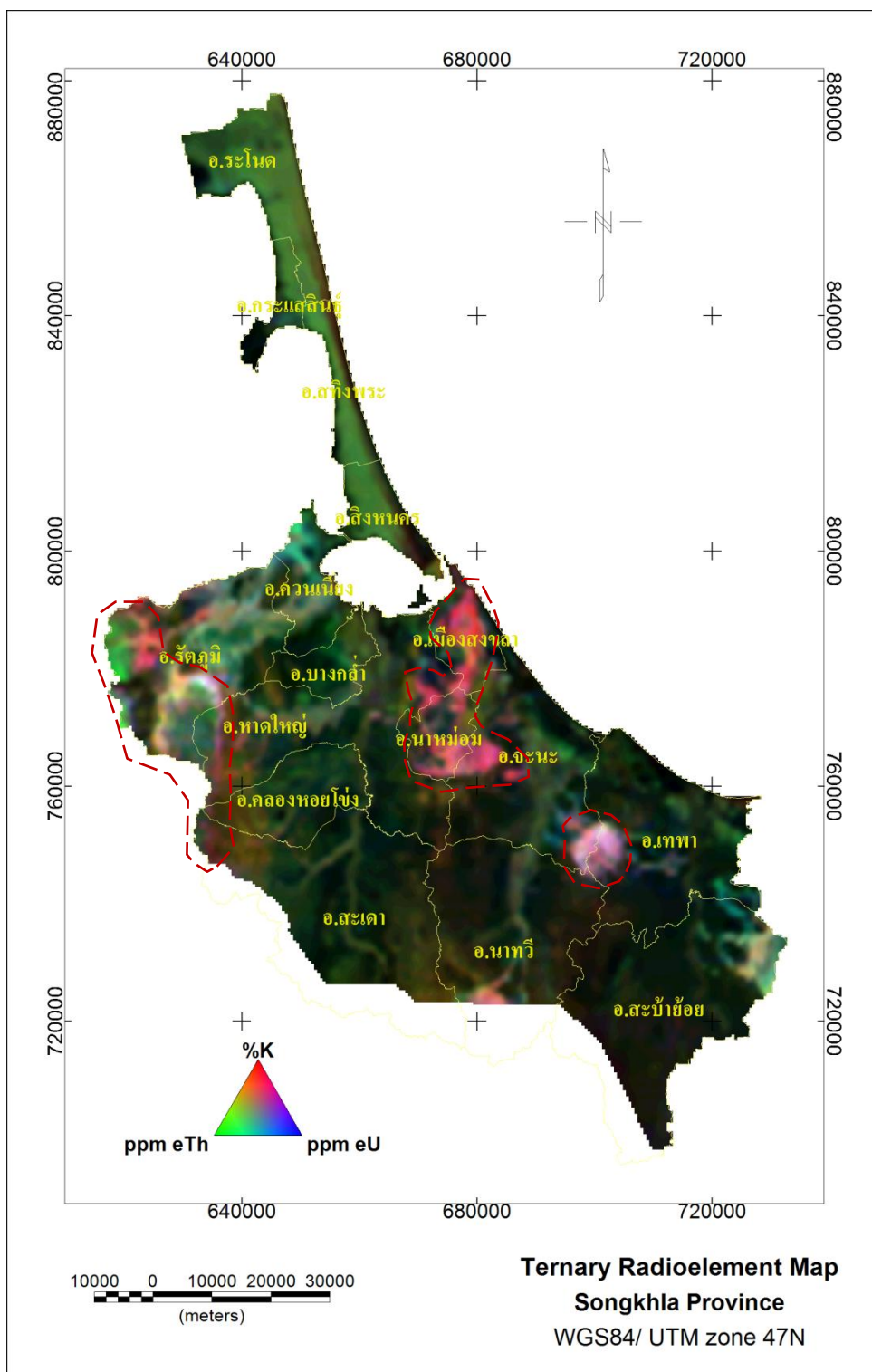
รูปที่ 4.2 แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (โพแทสเซียม) และขอบเขตทางธรณีวิทยา



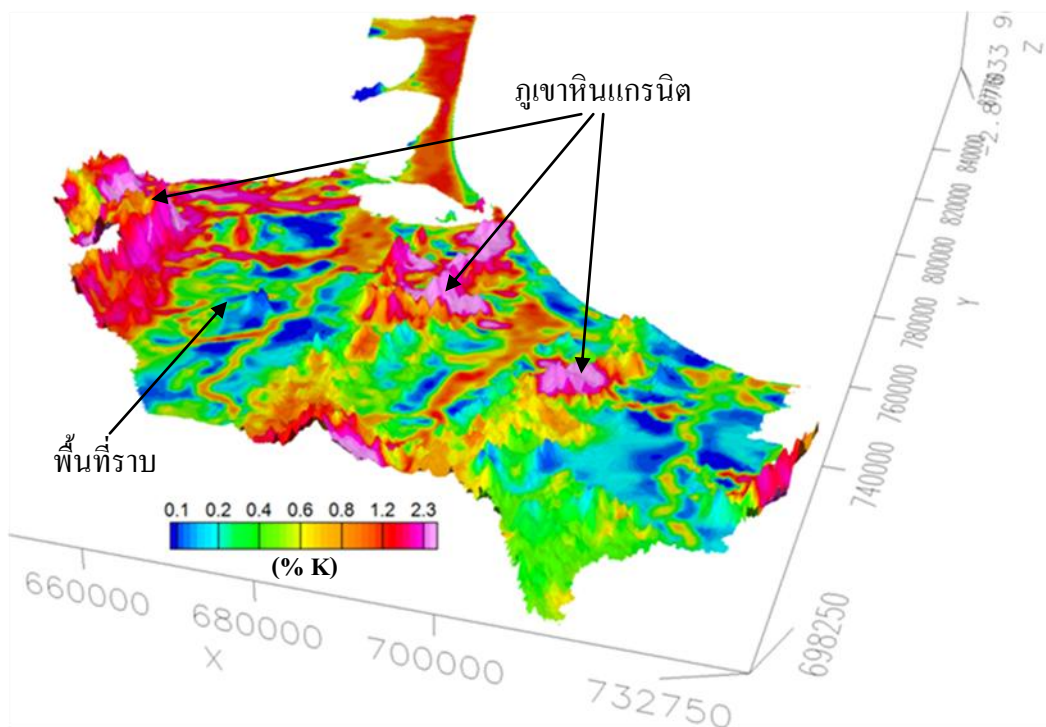
รูปที่ 4.3 แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (ยูเรเนียมสมมูล) และขอบเขตทางธรณีวิทยา



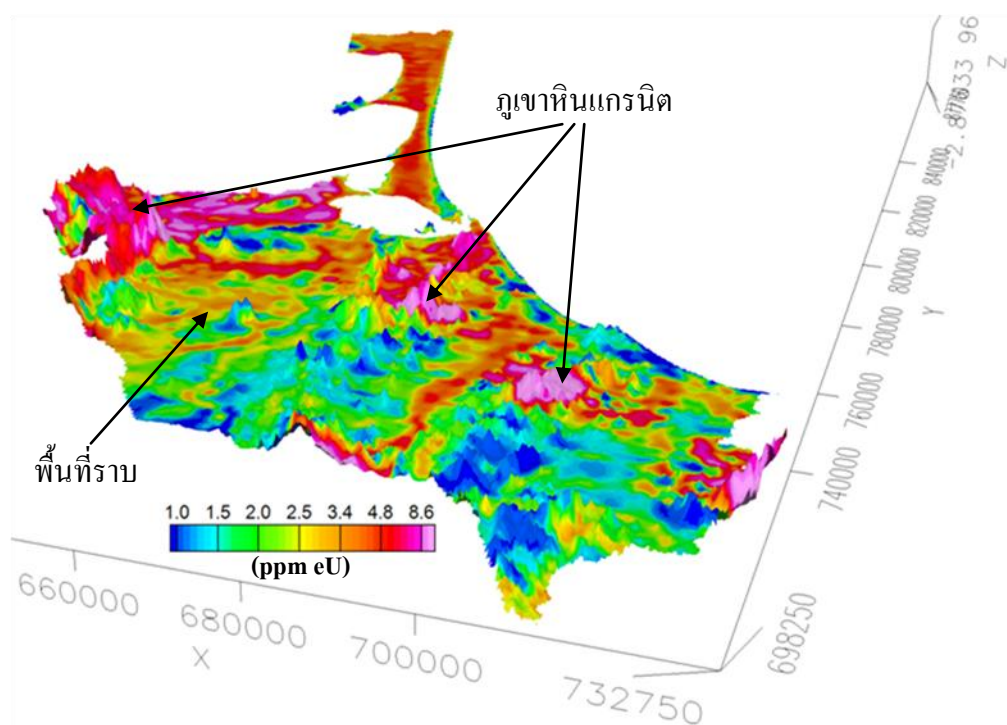
รูปที่ 4.4 แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (ทอเรียมสมมูล) และขอบเขตทางธรณีวิทยา



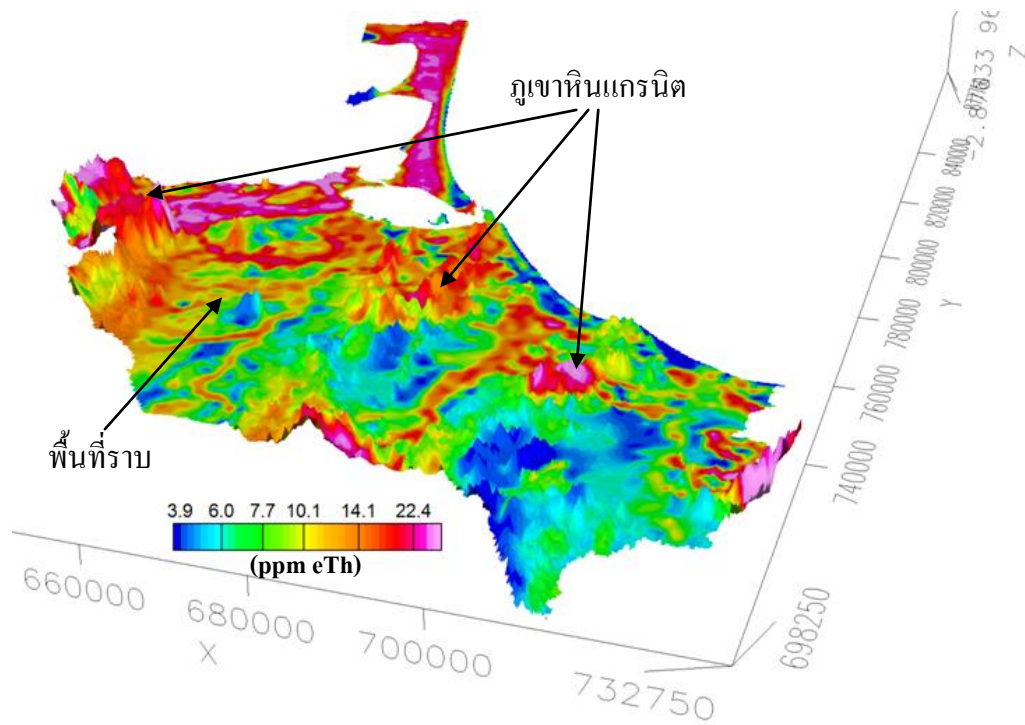
รูปที่ 4.5 แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศชนิดสีผสม ของ K-Th-U (RGB) ขอบเขตอำเภอใน จังหวัดสงขลา และบริเวณที่มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูง โดดเด่น (เส้นประสีแดง)



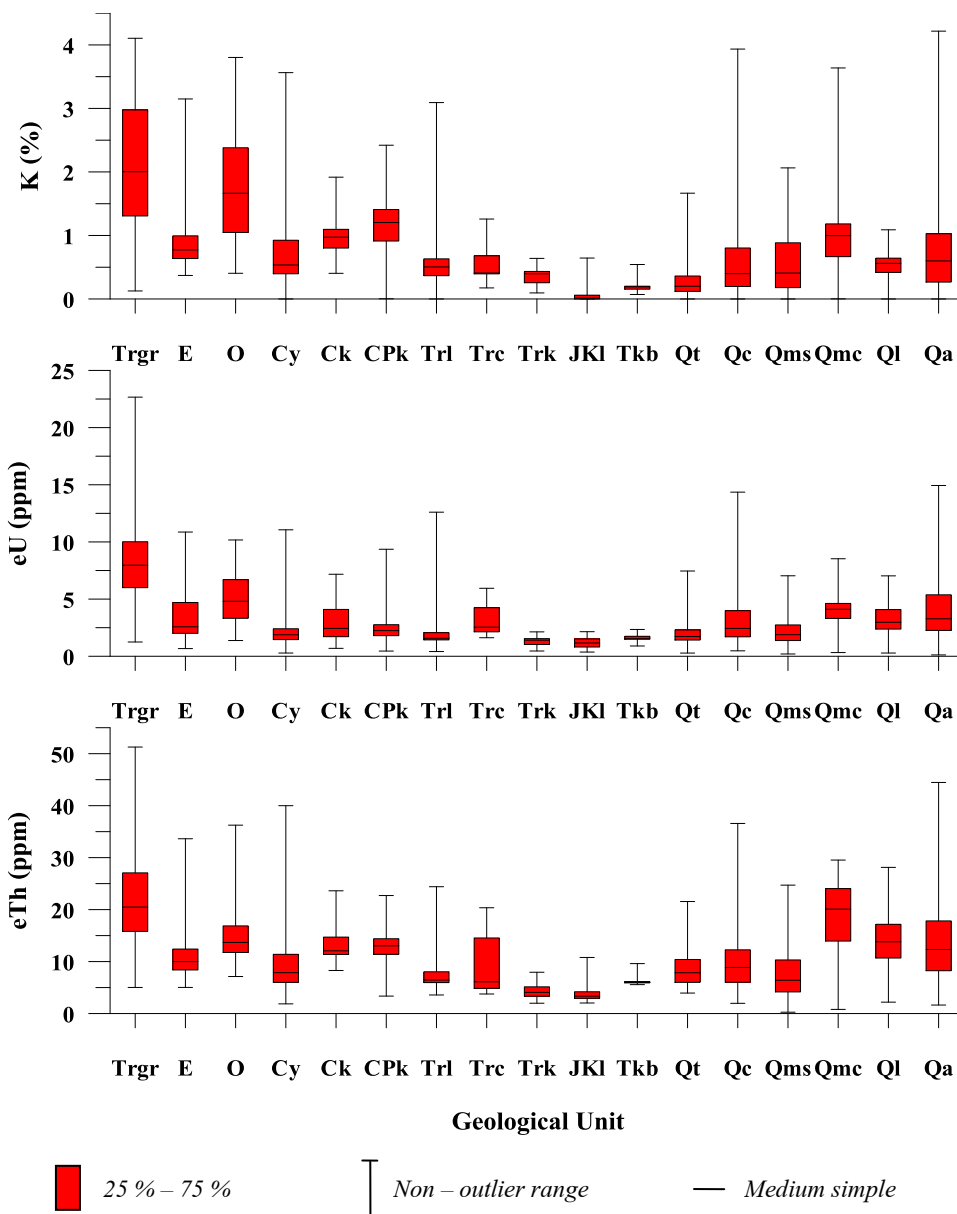
รูปที่ 4.6 ภาพมุมมอง 3 มิติ แผนที่ภูมิประเทศทางอากาศ (โพแทสเซียม) ซ้อนบนข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM



รูปที่ 4.7 ภาพมุมมอง 3 มิติ แผนที่ภูมิประเทศทางอากาศ (ยูเรเนียมสมมูล) ซ้อนบนข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM



รูปที่ 4.8 ภาพมุมมอง 3 มิติ แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศ (ทอเรียสมมูล) ซ้อนบนข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM



รูปที่ 4.9 ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากข้อมูลการสำรวจทางอากาศ จำแนกตามขอบเขตธรณีวิทยา

ตาราง 4.1 ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่วัดจากตัวอย่างหินในพื้นที่ศึกษาและจังหวัดใกล้เคียง

หิน	ยุค	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	อ้างอิง
หินอัคนี หินแกรนิต	ไทรแอสซิก	2.14±0.17	6.48±0.08	17.63±0.07	สุรศักดิ์ แก้วอ่อน, 2539
		2.27±0.21	8.78±0.24	19.94±0.84	สุวิทย์ เพชรห้วยลึก, 2539
		2.13(0.97)	8.37(3.42)	21.78(8.01)	ข้อมูล airborne radiometric*
หินตะกอนและหินแปร					
หินปูน	เพอร์เมียน	-0.01±0.01	1.34±0.02	0.85±0.01	สุรศักดิ์ แก้วอ่อน, 2539
		0.23±0.02	0.67±0.04	0.53±0.11	สุวิทย์ เพชรห้วยลึก, 2539
หินปูน	ออร์โดวิเซียน	0.39±0.05	1.45±0.02	2.04±0.02	สุรศักดิ์ แก้วอ่อน, 2539
		0.46±0.10	0.37±0.04	1.68±0.18	สุวิทย์ เพชรห้วยลึก, 2539
หินดินดาน	คาร์บอนิเฟอรัส	1.34±0.12	2.07±0.03	9.63±0.05	สุรศักดิ์ แก้วอ่อน, 2539
		1.03±0.14	1.23±0.03	5.75±0.39	สุวิทย์ เพชรห้วยลึก, 2539
		1.00(0.29)	2.90(1.55)	13.27(3.11)	ข้อมูล airborne radiometric*
หินทราย	ไทรแอสซิก	0.18±0.04	1.33±0.02	3.18±0.02	สุรศักดิ์ แก้วอ่อน, 2539
หินทราย	แคมเบรียน	0.65±0.11	1.30±0.07	3.46±0.30	สุวิทย์ เพชรห้วยลึก, 2539
หินเชิร์ต		1.6±0.12	3.15±0.17	11.05±4.11	พวงทิพย์ รุ่งเล็ก, 2538

หมายเหตุ: * ตัวเลขในวงเล็บข้อมูล airborne radiometric เป็นค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน

เมื่อพิจารณาความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศจำแนกตามขอบเขตของหน่วยทางธรณีวิทยาแล้ว จะเห็นว่าแต่ละหน่วยธรณีวิทยามีการกระจายค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีในช่วงที่กว้าง เป็นผลมาจากกระบวนการทางธรณีฐานวิทยาต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา

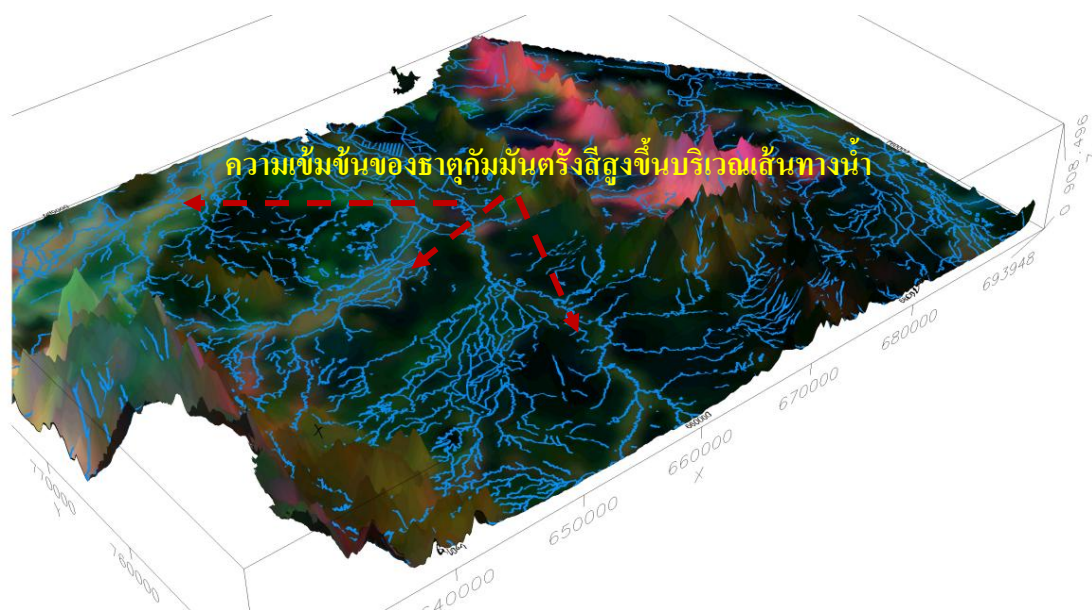
กระบวนการทางธรณีฐานวิทยาต่างๆ เช่น การผุพัง การกร่อน การพัดพา การทับถม เป็นต้น ส่งผลให้มีการกระจายความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีบริเวณพื้นผิว โดยเฉพาะการผุพังและการกร่อนของหินเป็นปัจจัยสำคัญที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงลักษณะของพื้นผิวโลกบริเวณนั้นๆ และสัดส่วนของอัตราการผุพังต่ออัตราการกร่อนยังส่งผลต่อการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศอีกด้วย (Wilford, Bierwith and Craig, 1997)

ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่ได้จากการสำรวจทางอากาศ อาจเป็นผลจาก หินฐาน หินผุหรือดิน ขึ้นอยู่กับอัตราการผุพังและอัตราการกร่อนของหินบริเวณนั้นๆ หากมีอัตราการผุพังของหินฐานสูงกว่าอัตราการกร่อนมาก ดินหรือหินผุจะมีการสะสมตัวบริเวณพื้นผิวเป็นชั้นหนา ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่สำรวจได้เป็นผลมาจากส่วนประกอบของดินหรือหินผุในทางกลับกันหากมีอัตราการกร่อนสูงกว่าอัตราการผุพังของหินฐานมาก ดินหรือหินผุจะไม่มีการสะสมตัวอยู่บริเวณนั้น ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่สำรวจได้เป็นผลมาจากธรณีเคมีและแร่ประกอบของหินฐาน

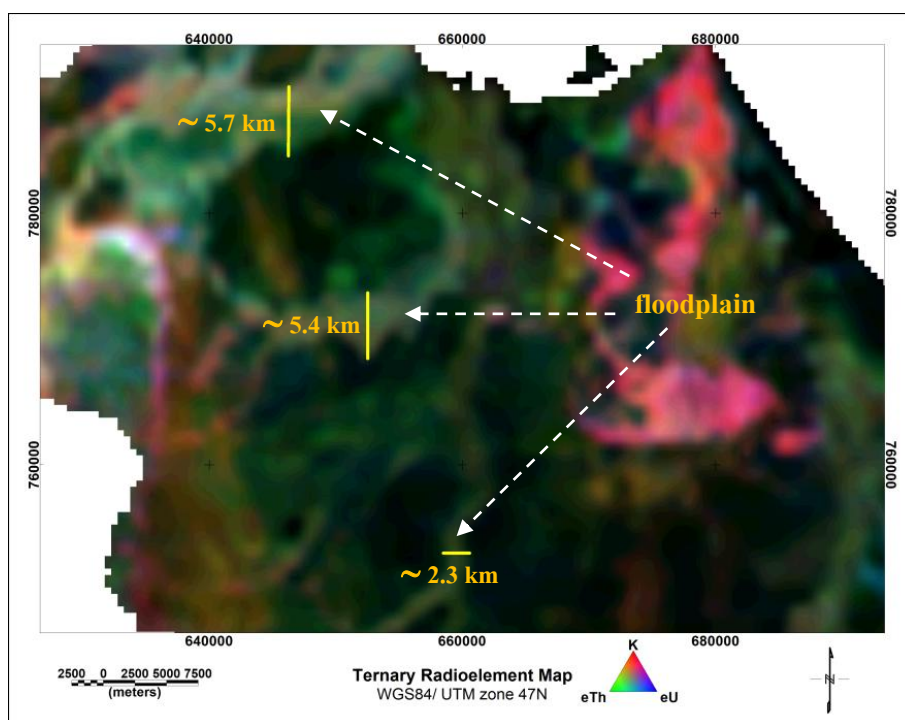
ตัวอย่างที่เห็นได้ในบริเวณพื้นที่ศึกษา คือ บริเวณแนวภูเขาหินแกรนิตทางด้านตะวันตกของพื้นที่ศึกษา ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีบริเวณขอบของภูเขาหินแกรนิตจะมีค่าสูงกว่าบริเวณตอนกลางๆ ของภูเขา บริเวณขอบภูเขาหินแกรนิตมีความลาดชันสูง จึงมีโอกาที่เกิดการกร่อนสูง ไปด้วย ดังนั้นความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่สำรวจได้เป็นผลจากหินแกรนิตซึ่งเป็นหินฐาน ขณะที่บริเวณตอนกลางของภูเขาซึ่งมีความลาดชันน้อยกว่า มีโอกาสที่จะเกิดการผุพังง่ายกว่า และเกิดการกร่อนได้ยากกว่า ดังนั้นความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่สำรวจได้เป็นผลจากดินที่สะสมตัวเป็นชั้นหนาที่เกิดจากการผุพังของหินแกรนิต

การพัดพา การทับถม ก็เป็นกระบวนการที่ส่งผลให้มีการกระจายความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีบริเวณพื้นผิวในพื้นที่ศึกษา ดังรูปที่ 4.10 บริเวณเส้นทางน้ำจะมีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูงกว่าพื้นที่ใกล้เคียง โดยทั่วไปชั้นตะกอนมีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีต่ำๆ แต่เมื่อมีเส้นทางน้ำไหลผ่าน โดยมีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีจากแหล่งที่มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูงซึ่งเป็นภูเขาหินแกรนิตมาตามเส้นทางน้ำและมีการทับถมในเส้นทางน้ำหรือบริเวณที่น้ำท่วมถึง ดังนั้นบริเวณเส้นทางน้ำจึงมีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูงกว่าชั้นตะกอนด้านข้าง

เมื่อพิจารณาขอบเขตความกว้างบริเวณเส้นทางน้ำที่มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูงกว่าบริเวณด้านข้างซึ่งเป็นผลมาจากการพัดพาเอาธาตุกัมมันตรังสีจากภูเขาหินแกรนิตมาตามเส้นทางน้ำไหลทั้งที่เป็นแม่น้ำในอดีต (paleochannel) และปัจจุบัน สามารถนำไปใช้กำหนดขอบเขตความกว้างบริเวณที่น้ำสามารถไหลผ่าน หรือที่ราบน้ำท่วมถึง (Floodplain) ของแต่ละบริเวณได้ ดังรูปที่ 4.11



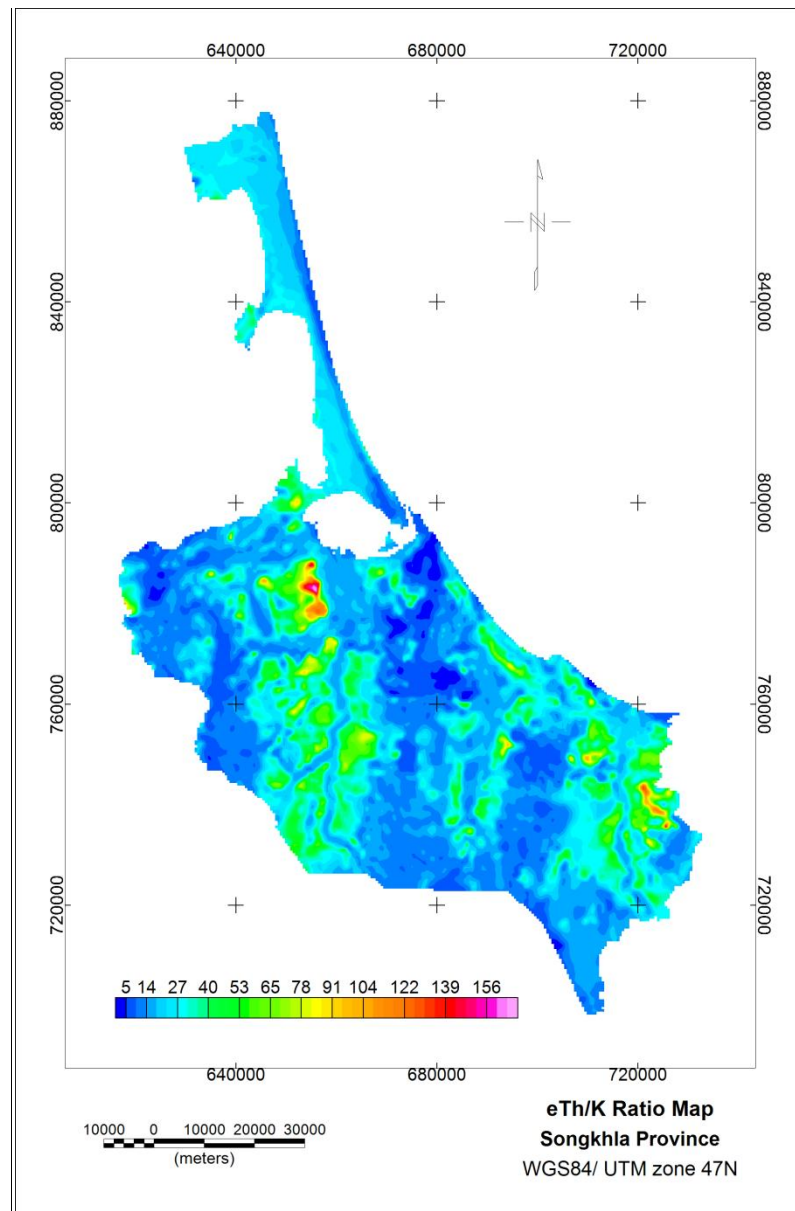
รูปที่ 4.10 ภาพมุมมอง 3 มิติ แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศชนิดสีผสม ของ K-Th-U (RGB) ซ้อนบนข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM และเส้นทางน้ำ (เส้นสีฟ้า)



รูปที่ 4.11 แผนที่กัมมันตภาพรังสีทางอากาศชนิดสีผสม ของ K-Th-U (RGB) และขอบเขตความกว้างบริเวณที่น้ำสามารถท่วมถึง (เส้นสีเหลือง)

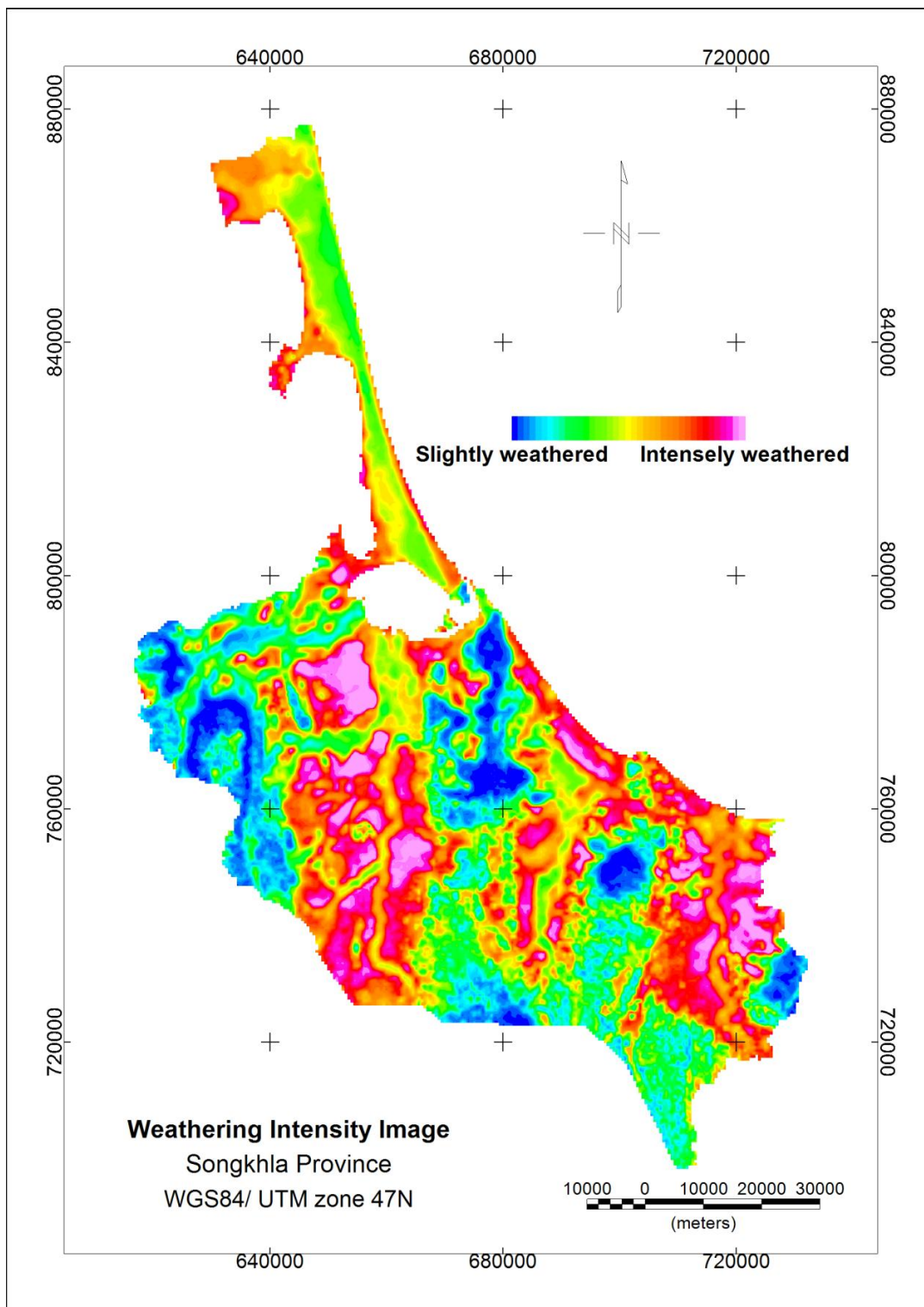
หินแกรนิตซึ่งเป็นแหล่งที่มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูงในพื้นที่ศึกษา (สูงทั้งโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล) เกิดการผุพังโดยปฏิกิริยาทางเคมีที่สำคัญ คือ ปฏิกิริยาไฮโดรไลซิสซึ่งเป็นปฏิกิริยาของแร่กับน้ำและทำให้แร่ผุพังลง แร่เฟลด์สปาร์ซึ่งเป็นแร่ประกอบของหินแกรนิตเมื่อเกิดการผุพังกลายเป็นแร่อิลไลต์ และถ้าหากมีการผุพังแบบรุนแรงในเขตร้อนชื้น แร่อิลไลต์จะเปลี่ยนไปเป็นแร่ดินขาวต่อไป (อภิสิทธิ์, 2530) เมื่อหินแกรนิตผุพังความเข้มข้นของธาตุโพแทสเซียมจะลดลงและจะถูกชะล้างไปจากโปรไฟล์การผุพัง โดยโพแทสเซียมมีอยู่มากในแร่เคลย์ซึ่งมีอนุภาคขนาดเล็กมาก และเคลื่อนที่ไปจากหินต้นกำเนิดได้เป็นระยะทางไกลๆ สำหรับทอเรียมเป็นธาตุที่ไม่ละลายน้ำและมีเสถียรภาพมากกว่าเมื่อหินมีการผุพัง ทอเรียมจึงเคลื่อนไปจากหินต้นกำเนิดได้ยากกว่าโพแทสเซียม ขณะที่ธรณีเคมีของยูเรเนียมมีทั้งที่ละลายน้ำได้และไม่ละลายน้ำ โดยเฉพาะธาตุเรเดียมซึ่งเป็นธาตุในอนุกรมการสลายตัวของยูเรเนียมมีความสามารถในการละลายน้ำได้ดี จึงสามารถเคลื่อนที่ไปจากหินต้นกำเนิดได้ง่ายและไกลเช่นกัน

จากพฤติกรรมที่แตกต่างกันระหว่างโพแทสเซียมและทอเรียมเมื่อหินมีการผุพังโดยปกติเมื่อความรุนแรงในการผุพังของหินเพิ่มขึ้นความเข้มข้นของโพแทสเซียมจะค่อยๆลดลง ขณะที่ทอเรียมมีการกระจายของความเข้มข้นเพิ่มขึ้น (Chen and Chan, 2001; Chan et al., 2007) และทอเรียมมีแนวโน้มที่คงอยู่ในโปรไฟล์การผุพังของหินเมื่อเทียบกับโพแทสเซียม (Widford, 2012) ดังนั้นอาจนำอัตราส่วนของทอเรียมสมมูลต่อโพแทสเซียม มาใช้เปรียบเทียบความรุนแรงในการผุพังของหินคร่าวๆได้ โดยบริเวณที่มีค่าอัตราส่วนของทอเรียมสมมูลต่อโพแทสเซียมสูง จะเป็นบริเวณที่มีความรุนแรงในการผุพังของหินสูงกว่าบริเวณที่มีค่าต่ำ รูปที่ 4.12 แสดงบริเวณที่มีความรุนแรงในการผุพังของหินสูง (eTh/K สูง) อยู่บริเวณพื้นที่ราบ และบริเวณที่มีความรุนแรงในการผุพังของหินต่ำ (eTh/K ต่ำ) อยู่บริเวณขอบของภูเขาหินแกรนิต



รูปที่ 4.12 แผนที่อัตราส่วนของทอเรียมสมมูลต่อโพแทสเซียม (eTh/K)

4.2 ผลการวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีผุพังของหิน



รูปที่ 4.13 ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS)

ภาพความรุนแรงการผุพังของหิน (รูปที่ 4.13) ได้จากแบบจำลองค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (Weathering Index of Songkhla: WIS) แสดงให้เห็นว่า การผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา มีความรุนแรงสูงบริเวณพื้นที่ราบซึ่งมีลักษณะเป็นชั้นตะกอน ตำแหน่งที่ตั้งของจังหวัดสงขลาอยู่ในเขตร้อนชื้น และมีฝนตกบ่อยๆ มีปริมาณน้ำฝนมากและอุณหภูมิที่สูงช่วยให้หินมีการผุพังทางเคมีที่รุนแรง ดังนั้นบริเวณพื้นที่ราบหรือมีความลาดชันน้อยจะเกิดการผุพังทางเคมีได้รวดเร็วกว่าบริเวณที่มีความลาดชันสูง เนื่องจากบริเวณพื้นที่ราบ หินจะได้รับปัจจัยที่มีผลต่อการผุพังของหินเป็นเวลายาวนาน สำหรับบริเวณเส้นทางน้ำค่าดัชนีผุพังของหินจะต่ำลงจากบริเวณชั้นตะกอนใกล้เคียงเนื่องจากการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีจากภูเขาหินแกรนิตมาทับถมกันตามแนวเส้นทางน้ำที่ไหลผ่าน บริเวณที่มีลักษณะเป็นภูเขาจะมีความรุนแรงในการผุพังที่ต่ำกว่าพื้นที่ราบ แม้ว่าลักษณะภูมิประเทศที่มีความสูงชันจะเกิดการผุพังทางกายภาพมากกว่าพื้นที่ราบ แต่การผุพังทางเคมีที่เกิดขึ้นจะน้อยกว่า เนื่องจากบริเวณที่มีความชันสูงหินได้รับปัจจัยที่มีผลต่อการผุพังในเวลาไม่นานมาก อีกทั้งมีโอกาสที่หินผุจะกร่อนไปจากเดิมได้ง่าย โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณที่มีความลาดชันสูงๆ ค่าดัชนีผุพังของหินจะมีค่าต่ำมาก โดยได้เลือกอธิบายเพิ่มเติมบางบริเวณในพื้นที่ศึกษา ดังรูปที่ 4.14 เพื่อให้สามารถเปรียบเทียบภาพความรุนแรงในการผุพังของหินกับลักษณะทางธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษาได้ละเอียดขึ้น ดังนี้

1. บริเวณภูเขาหินแกรนิตซึ่งเป็นบริเวณที่มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูงในพื้นที่ศึกษา มีลักษณะเป็นภูเขามีสภาพความลาดชันสูง ค่าดัชนีผุพังของหินบริเวณขอบภูเขาที่มีความลาดชันสูงๆ ส่วนใหญ่มีค่าต่ำ อยู่ในช่วง 0.5 – 1.6 (หินไม่มีการผุพังหรือมีความรุนแรงในการผุพังน้อย) อาจมีสาเหตุมาจากการกร่อนของหินแกรนิตที่ผุพัง ขณะที่บริเวณตอนกลางภูเขาซึ่งมีความลาดชันน้อยกว่า อาจมีการสะสมตัวของหินแกรนิตที่ผุพังเป็นชั้นหนา มีค่าดัชนีผุพังของหินอยู่ในช่วง 1.8 – 2.4 (หินมีความรุนแรงในการผุพังปานกลาง)

2. บริเวณภูเขาหินตะกอนและหินแปร ส่วนใหญ่เป็นพวกหินทราย หินดินดาน หินกรวดมนและหินเชิร์ต มีความลาดชันปานกลางถึงสูง แต่น้อยกว่าบริเวณภูเขาหินแกรนิตที่มีความลาดชันสูงๆ มีค่าดัชนีผุพังของหินอยู่ในช่วง 1.2 – 2.2 (หินไม่มีการผุพังหรือมีความรุนแรงในการผุพังน้อยไปจนถึงมีความรุนแรงในการผุพังปานกลาง)

3. บริเวณตะกอนตะพักลำน้ำ มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบ มีความลาดชันน้อย สำหรับชั้นตะกอนบริเวณนี้ส่วนใหญ่ไม่มีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถม มีค่าดัชนีผุพังของหินส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 2.7 – 3.7 (หินมีความรุนแรงในการผุพังมากถึงผุพังรุนแรง)

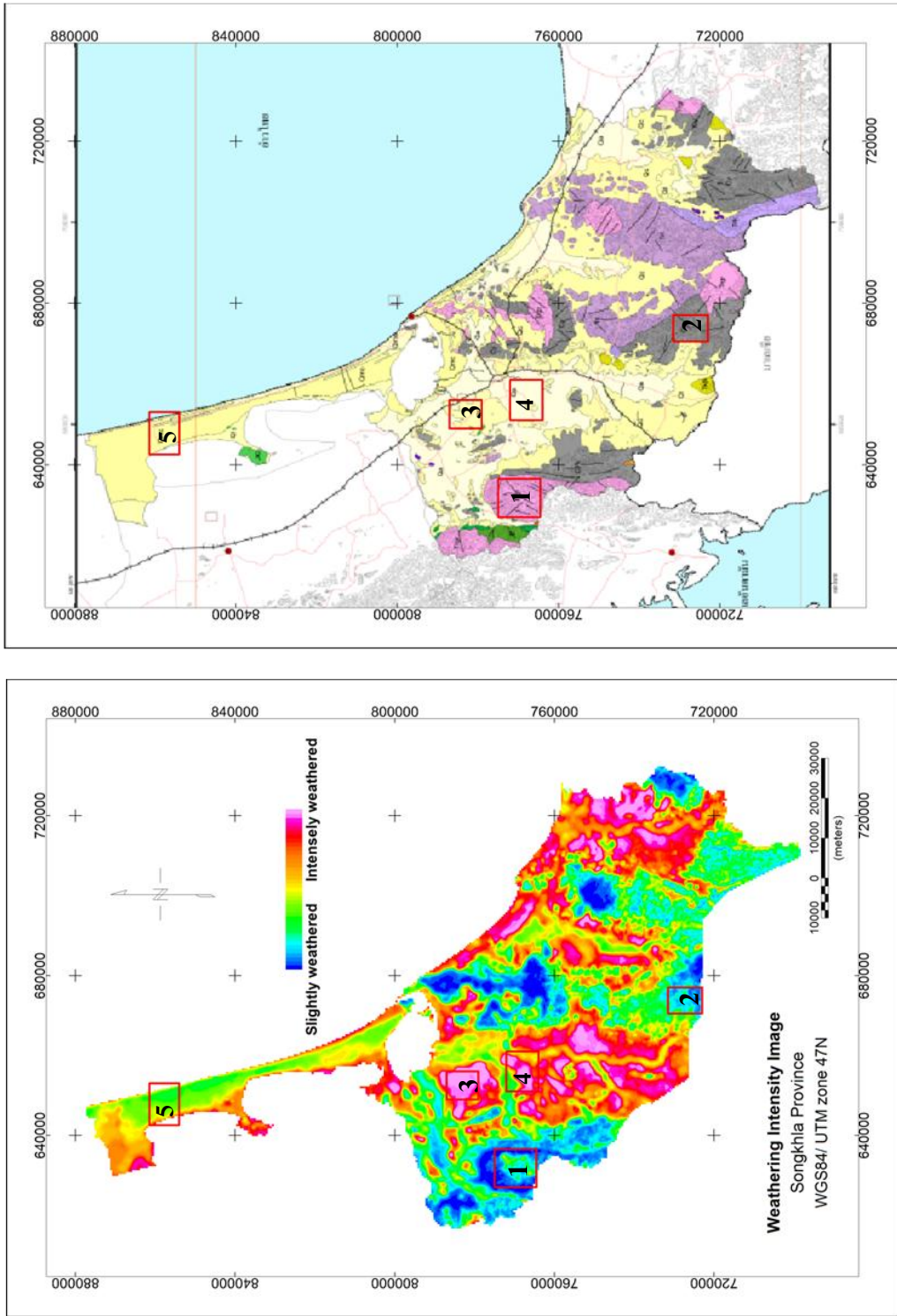
4. บริเวณตะกอนธารน้ำพา มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบและมีความลาดชันน้อยมาก เป็นบริเวณที่ตะกอนมีการสะสมตัวบริเวณร่องน้ำ คันดินแม่น้ำ และแอ่งน้ำท่วมถึง โดยการพัดพา

มาด้วยกระแสน้ำ บริเวณที่เห็นเป็นแนวเส้นทางน้ำที่มีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถมชัดเจนมีค่าดัชนีฟุ้งของหินอยู่ในช่วง 2.1 - 2.8 (หินมีความรุนแรงในการฟุ้งปานกลางไปจนถึงมีความรุนแรงในการฟุ้งรุนแรง) ขณะที่บริเวณที่ไม่เห็นว่ามีพัดพาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถม มีค่าดัชนีฟุ้งของหินอยู่ในช่วง 2.9 - 3.2 (หินมีความรุนแรงในการฟุ้งมากไปถึงฟุ้งรุนแรง) ซึ่งบริเวณนี้อาจไม่มีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถมเป็นเวลานานมาแล้ว

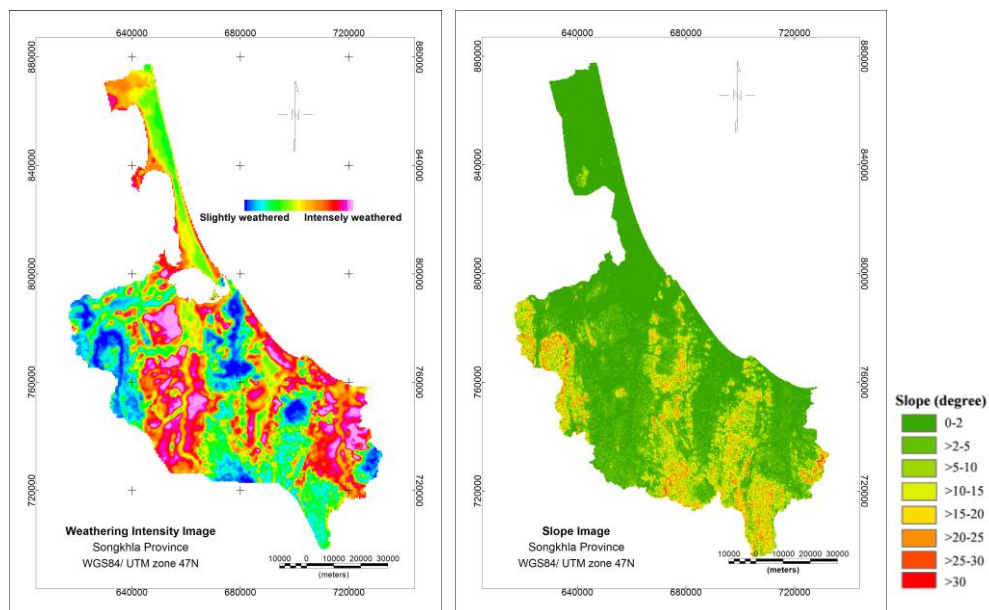
5. บริเวณตะกอนชายฝั่งทะเลโดยอิทธิพลจากกระแสน้ำขึ้นน้ำลง มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบ บริเวณนี้มีค่าดัชนีฟุ้งของหินอยู่ในช่วง 2.1 - 2.4 (หินมีความรุนแรงในการฟุ้งปานกลาง)

เมื่อเปรียบเทียบภาพความรุนแรงการฟุ้งของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา กับข้อมูลระดับความลาดชัน ดังรูปที่ 4.15 พบว่าระดับความชันของพื้นที่ที่มีความสอดคล้องกับค่าดัชนีฟุ้งของหิน บริเวณที่มีระดับความลาดชันสูงมีค่าดัชนีฟุ้งของหินต่ำ ขณะที่บริเวณที่มีความลาดชันต่ำ ค่าดัชนีฟุ้งของหินก็จะสูงขึ้น ระดับความลาดชันในพื้นที่ศึกษาจะส่งผลกระทบต่อระดับการกร่อนหรือการสูญเสียดินในพื้นที่ศึกษาด้วย

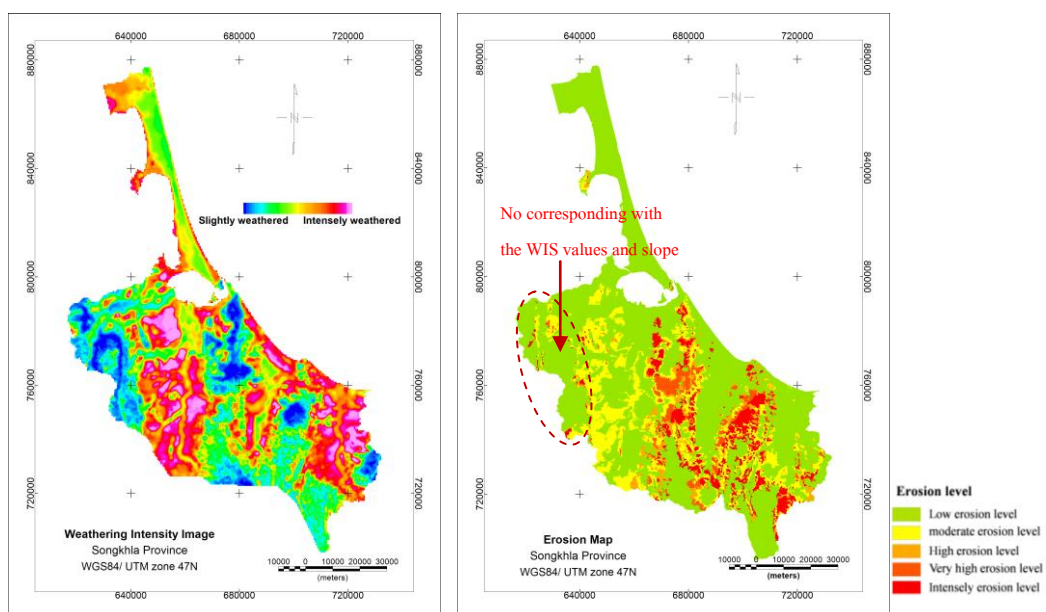
เมื่อเปรียบเทียบภาพความรุนแรงการฟุ้งของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา กับแผนที่ระดับการสูญเสียดินหรือระดับการกร่อน (กรมพัฒนาที่ดิน, 2545) ดังรูปที่ 4.16 พบว่าระดับการกร่อนส่วนใหญ่ในพื้นที่ศึกษามีความสอดคล้องกับค่าดัชนีฟุ้งของหิน บริเวณที่มีระดับการกร่อนสูงมีค่าดัชนีฟุ้งของหินต่ำ ขณะที่บริเวณที่มีระดับการกร่อนต่ำมีค่าดัชนีฟุ้งของหินที่สูงขึ้น อย่างไรก็ตามพบว่ามีบางบริเวณที่ไม่สอดคล้องกัน คือบริเวณภูเขาหินแกรนิตด้านตะวันตกของพื้นที่จังหวัดสงขลา บริเวณนี้มีลักษณะเป็นภูเขาหินแกรนิตมีทั้งบริเวณที่มีความลาดชันสูงๆ บริเวณขอบของภูเขา และมีความลาดชันต่ำลงบริเวณตอนกลางของภูเขา แผนที่การกร่อนแสดงให้เห็นว่ามีระดับในการกร่อนต่ำ ขณะที่ค่าดัชนีฟุ้งของหินมีค่าต่ำบริเวณที่มีความลาดชันสูง และมีค่าสูงขึ้นในบริเวณที่มีความลาดชันลดลง



รูปที่ 4.14 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินกับลักษณะทางธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษา

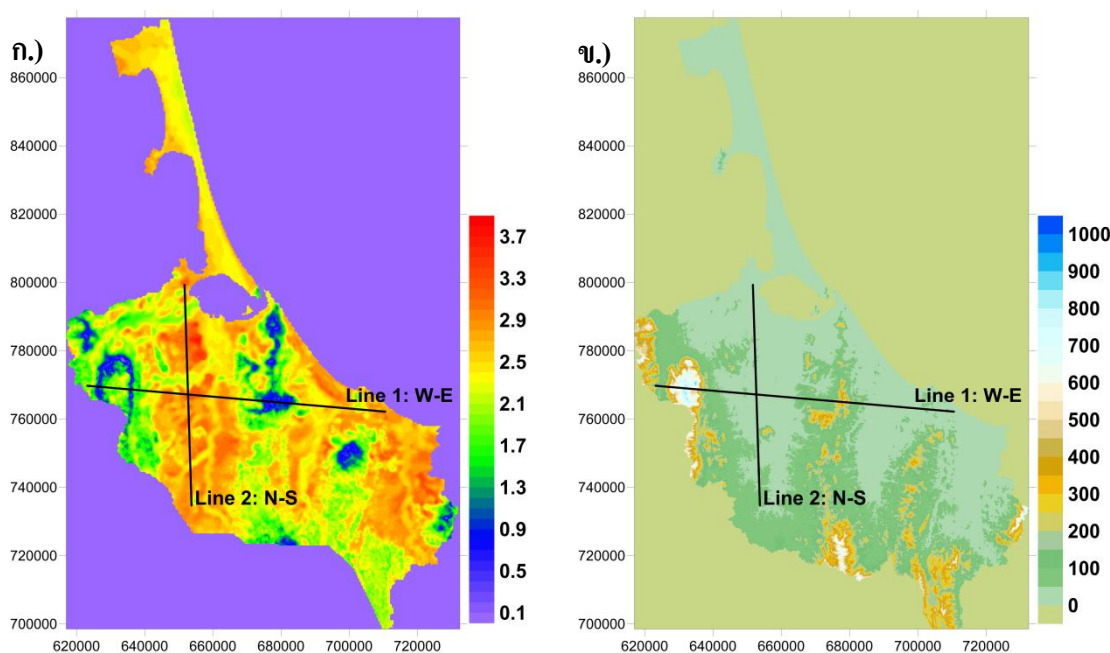


รูปที่ 4.15 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับระดับความชันในพื้นที่ศึกษาซึ่งได้จากการวิเคราะห์ข้อมูล SRTM DEM 90 m

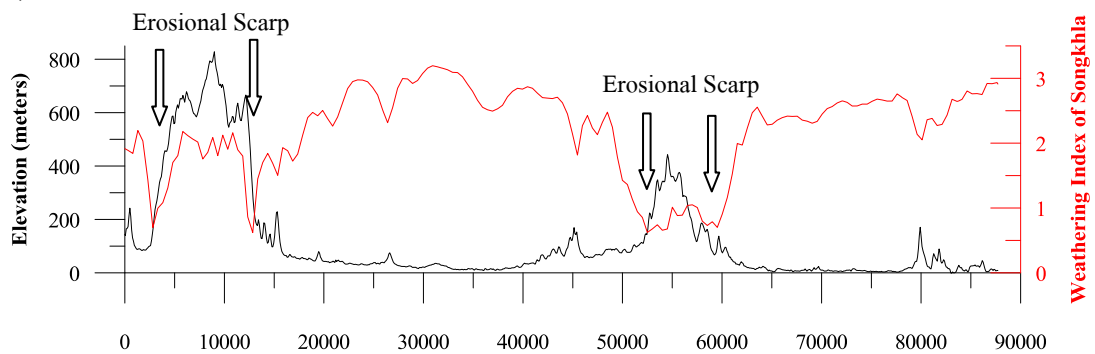
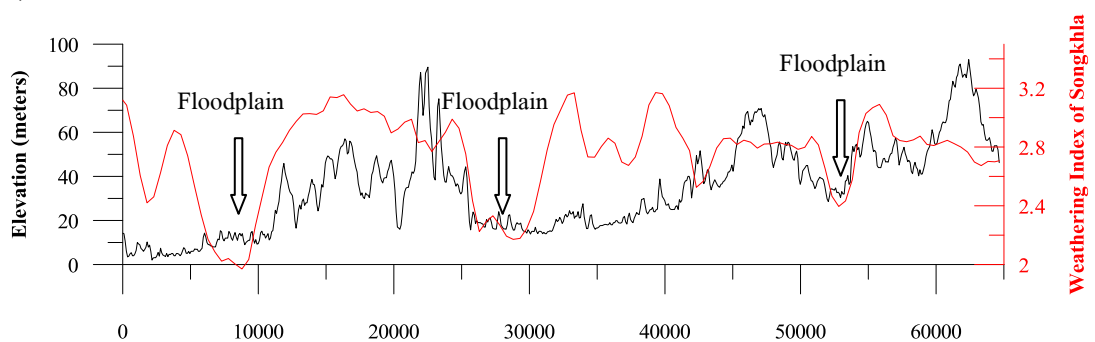


รูปที่ 4.16 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับระดับการกร่อนในพื้นที่ศึกษา

เพื่อให้เห็นความสอดคล้องของค่าดัชนีฟูฟงของหินกับลักษณะภูมิประเทศเพิ่มเติม ได้ตัดโปรไฟล์ผ่านพื้นที่ศึกษาจำนวน 2 แนว คือ แนวทิศตะวันตก-ตะวันออก และแนวทิศเหนือ-ใต้ ดังรูปที่ 4.17 การตัดโปรไฟล์แนวทิศตะวันตก-ตะวันออก เพื่อเปรียบเทียบให้เห็นความสอดคล้องของค่าดัชนีฟูฟงของหินระหว่างบริเวณภูเขาสูงๆ กับบริเวณที่มีลักษณะเป็นพื้นราบ (รูปที่ 4.18 ก.) บริเวณที่เป็นภูเขาสูงจะมีค่าดัชนีฟูฟงของหินต่ำกว่าบริเวณที่มีลักษณะที่เป็นพื้นราบ และเมื่อพิจารณาบริเวณที่มีความชันสูงๆ จะเห็นว่าค่าดัชนีฟูฟงของหินต่ำลงอย่างชัดเจน ซึ่งบริเวณนี้เป็นบริเวณที่มีการกร่อนสูง ขณะที่บริเวณตอนกลางภูเขาที่มีความชันลดลง มีค่าดัชนีฟูฟงของหินสูงขึ้น เนื่องจากมีการสะสมตัวของหินผุบริเวณนี้ การตัดโปรไฟล์แนวทิศเหนือ-ใต้ เพื่อเปรียบเทียบให้เห็นความสอดคล้องของค่าดัชนีฟูฟงของหินบริเวณพื้นราบที่มีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถมตามเส้นทางน้ำ (รูปที่ 4.18 ข.) บริเวณพื้นที่ราบโดยทั่วไปมีค่าดัชนีฟูฟงของหินสูง แต่บริเวณเส้นทางน้ำที่มีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีจากภูเขาหินแกรนิตมาทับถม (บริเวณที่ราบน้ำท่วมถึง) จะมีค่าดัชนีฟูฟงของหินต่ำลง



รูปที่ 4.17 การตัดโปรไฟล์ผ่านแนวพื้นที่ศึกษา ก.) ภาพความรุนแรงการฟูฟงของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา, ข.) ระดับความสูงของภูมิประเทศจังหวัดสงขลา

ก.) Line 1: W-Eข.) Line 2: N-S

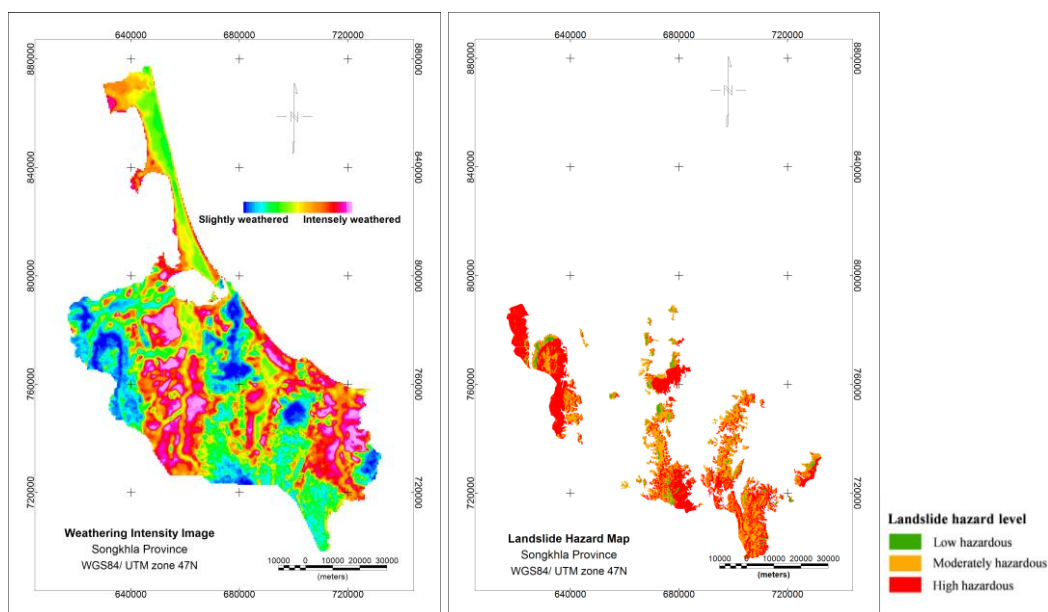
รูปที่ 4.18 ความสอดคล้องระหว่างระดับความสูงกับค่า WIS จากการตัดโปรไฟล์ ก.) แนวทิศตะวันตก-ทิศตะวันออก, ข.) แนวทิศเหนือ-ทิศใต้

เมื่อเปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา กับแผนที่เสี่ยงภัยดินถล่ม (กรมทรัพยากรธรณี, 2547) ดังรูปที่ 4.19 จากแผนที่เสี่ยงภัยดินถล่มแสดงให้เห็นว่าพื้นที่เสี่ยงภัยต่อการเกิดดินถล่มส่วนใหญ่อยู่บริเวณแนวภูเขา โดยเฉพาะแนวภูเขาหินแกรนิตจะมีความเสี่ยงในการเกิดดินถล่มสูง ขณะที่บริเวณอื่นๆ ที่มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบไม่มีความเสี่ยงในการเกิดดินถล่ม หินแกรนิตมีอัตราในการผุพังสูง เมื่อหินผุพังลงจะมีชั้นดินเป็นชั้นดินทรายร่วนหรือดินทรายปนดินเหนียว (แร่เคลย์) และมีชั้นดินที่หนา เมื่ออยู่ใกล้บริเวณที่มีความลาดชันจึงมีโอกาสในการเกิดดินถล่มได้ง่าย

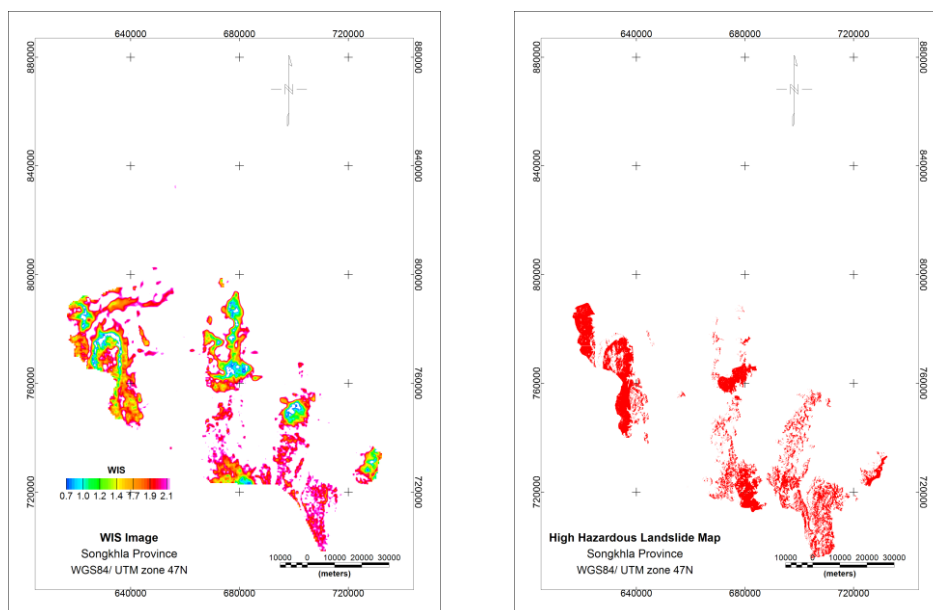
สำหรับค่าดัชนีผุพังของหินบริเวณภูเขาหินแกรนิตที่มีค่าสูงแสดงถึงระดับการผุพังของหินแกรนิตที่มากและการสะสมตัวของชั้นดินที่หนา หากมีความลาดชันและปริมาณน้ำฝนที่มากพอก็จะทำให้เกิดดินถล่มได้ง่าย ขณะที่บริเวณที่มีค่าดัชนีผุพังของหินต่ำๆ หินแกรนิตจะมีการผุพังที่น้อยกว่า หรือหินผุพังการกร่อนที่สูงทำให้มีชั้นดินสะสมตัวอยู่ไม่หนา จึงมีโอกาสในการเกิดดินถล่มน้อยกว่า จะเห็นว่านอกจากการผุพังของหินแล้วความลาดชันของพื้นที่ยังส่งผลต่อความเสี่ยงในการเกิดดินถล่มอีกด้วย แม้ว่าหินจะมีความรุนแรงในการผุพังมาก มีการสะสมตัวเป็นชั้นหนา แต่

หากเกิดขึ้นบริเวณพื้นที่ราบก็จะมีความเสี่ยงที่จะเกิดดินถล่มต่ำ ในทำนองเดียวกัน หากบริเวณนั้นมีความลาดชันสูงมากทำให้ไม่มีการสะสมตัวของชั้นดินบริเวณนั้น หรือมีการสะสมตัวเป็นชั้นบางๆ ความเสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินถล่มก็จะต่ำเช่นเดียวกัน เมื่อพิจารณาบริเวณที่มีความเสี่ยงสูงในการเกิดดินถล่มในพื้นที่จังหวัดสงขลา พบว่ามีความสอดคล้องกับค่า WIS ในช่วง 0.7 – 2.2 ในบริเวณภูเขาดังรูปที่ 4.20

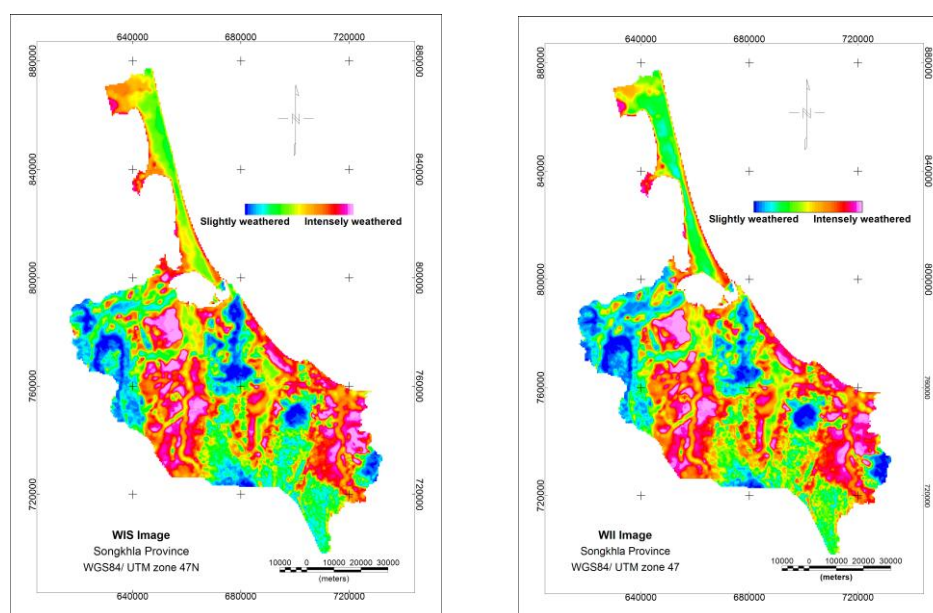
เมื่อเปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลากับภาพระดับความรุนแรงในการผุพังของหินที่ได้ประยุกต์ใช้ WII (Wilford, 2012) ดังรูป 4.21 พบว่าข้อมูลมีแนวโน้มที่สอดคล้องกัน คือระดับความรุนแรงในการผุพังของหินต่ำบริเวณที่เป็นภูเขา ขณะที่บริเวณพื้นที่ราบมีระดับความรุนแรงในการผุพังของหินสูง และบริเวณเส้นทางน้ำที่มีการพัดพาตะกอนจากภูเขาหินแกรนิตมาทับถม ค่าดัชนีความรุนแรงในการผุพังของหินจะต่ำลงจากบริเวณใกล้เคียง



รูปที่ 4.19 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่ม



รูปที่ 4.20 เปรียบเทียบค่า WIS ที่สอดคล้องกับบริเวณที่มีความเสี่ยงสูงในการเกิดดินถล่มในพื้นที่จังหวัดสงขลา

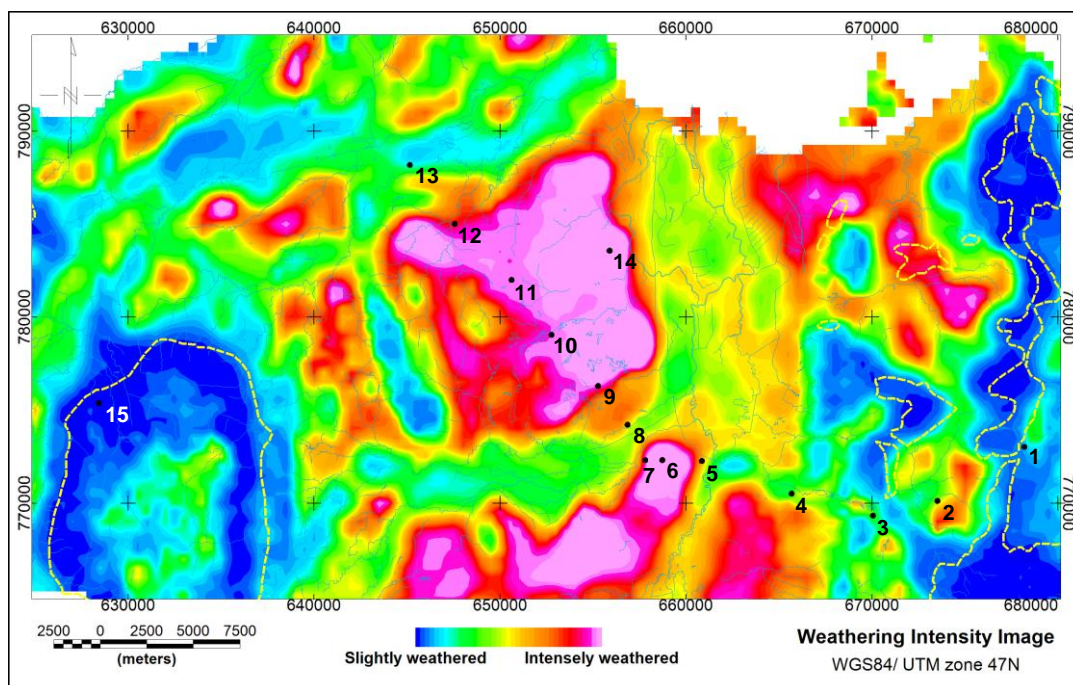


รูปที่ 4.21 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับภาพความรุนแรงการผุพังของหินที่ได้ประยุกต์ใช้ WII (Wilford, 2012)

การศึกษาการผุพังของหินครั้งนี้ได้ประยุกต์ใช้ความเข้มข้นของโพแทสเซียมจากการศึกษาของ Wilford เป็นข้อมูลเบื้องต้น และเลือกเฉพาะบางตัวแปรที่มีความสัมพันธ์กันโดยตรงกับการผุพังของหิน เพื่อนำไปวิเคราะห์หาค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่ศึกษามีความสอดคล้องกันดีกับข้อมูลต่างๆ เช่น ลักษณะธรณีวิทยา ระดับความชันของภูมิประเทศ ระดับการกร่อน เป็นต้น ค่าดัชนีผุพังของหินจากการศึกษาในครั้งนี้สามารถใช้เปรียบเทียบความแตกต่างของระดับความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่ศึกษา และสามารถประยุกต์ใช้เป็นแนวทางในการศึกษาการผุพังของหินในพื้นที่ศึกษาอื่นๆ

4.3 ผลการวิเคราะห์ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน

ดินตัวอย่างได้เก็บมาจากตำแหน่งต่างๆ ซึ่งมีระดับความรุนแรงในการผุพังของหินที่แตกต่างกัน และบางตำแหน่งที่มีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีจากภูเขาหินแกรนิตมาทับถมกันตามเส้นทางน้ำ ดังรูปที่ 4.22 เพื่อตรวจสอบการกระจายของธาตุกัมมันตรังสีและค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน



รูปที่ 4.22 ตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดินบนภาพความรุนแรงการผุพังของหิน เส้นทางน้ำ (เส้นสีฟ้า) และขอบเขตของภูเขาหินแกรนิต (เส้นประสีเหลือง)

ผลจากการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีในตัวอย่างดินจากตำแหน่งต่างๆ แสดงในตาราง 4.2 เมื่อเปรียบเทียบความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีแต่ละตำแหน่ง ดังรูปที่ 4.23 พบว่า ตำแหน่งที่ 15 มีปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีสูงโดดเด่นกว่าตำแหน่งอื่นๆ อย่างชัดเจนเนื่องจากเป็นบริเวณของภูเขาหินแกรนิตซึ่งมีปริมาณธาตุกัมมันตรังสีสูง นอกจากนี้พบว่า ตำแหน่งที่ 13 มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูง แต่ไม่สูงมากเท่าตำแหน่งที่ 15 โดยมีปริมาณที่เห็นชัดเจนคือโพแทสเซียม ตำแหน่งนี้ตั้งอยู่ใกล้ทางน้ำไหลจึงมีการนำพาธาตุกัมมันตรังสีไหลผ่าน มาทำให้มีปริมาณของโพแทสเซียม และยูเรเนียมสมมูลสูงขึ้น สำหรับตำแหน่งอื่นๆ ส่วนใหญ่มีลักษณะเป็นชั้นตะกอนจึงมีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีในดินไม่สูง

ในการสำรวจกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ รังสีแกมมาที่ตรวจวัดได้ส่วนใหญ่แล้ว ปล่อยออกมาจากบริเวณพื้นผิวโลกช่วง 30 เซนติเมตร ด้านบน ส่วนรังสีแกมมาที่มาจากระดับลึกกว่านั้นส่วนใหญ่จะถูกชั้นดินด้านบนดูดกลืนเอาไว้ ดังนั้นจึงได้เปรียบเทียบความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีในดินเฉลี่ยช่วง 30 เซนติเมตร ด้านบน กับข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศ พบว่า ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีมีความสอดคล้องกัน มีแนวโน้มไปในแนวทางเดียวกัน โดยที่ปริมาณของโพแทสเซียมจากตัวอย่างดินมีแนวโน้มต่ำกว่าเล็กน้อย ขณะที่ปริมาณของยูเรเนียมสมมูลและทอเรียมสมมูลในดินมีแนวโน้มที่สูงกว่าเล็กน้อย อย่างไรก็ตาม ตำแหน่งที่ 15 มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศแตกต่างจากตัวอย่างดินค่อนข้างมากแม้จะมีแนวโน้มไปในแนวทางเดียวกัน โดยเฉพาะปริมาณของยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลในดินมีค่าสูงกว่า ข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศมาก ตำแหน่งนี้ตั้งอยู่บริเวณเขตภูเขาหินแกรนิตซึ่งมีดินไม่ขึ้นอย่างหนาที่บ อาจเป็นสาเหตุหนึ่งที่ลดทอนรังสีแกมมาในการสำรวจทางอากาศ นอกจากนี้ข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศได้มาจากแหล่งกำเนิดรังสีบนพื้นดินที่เป็นบริเวณกว้างกว่าการสำรวจภาคพื้นดิน โดยประมาณ 80% ของข้อมูลได้มาจากช่วงรัศมี 300 เมตรบริเวณพื้นดิน เมื่อบินสำรวจที่ความสูง 100 เมตร (Wilford and Minty, 2007)

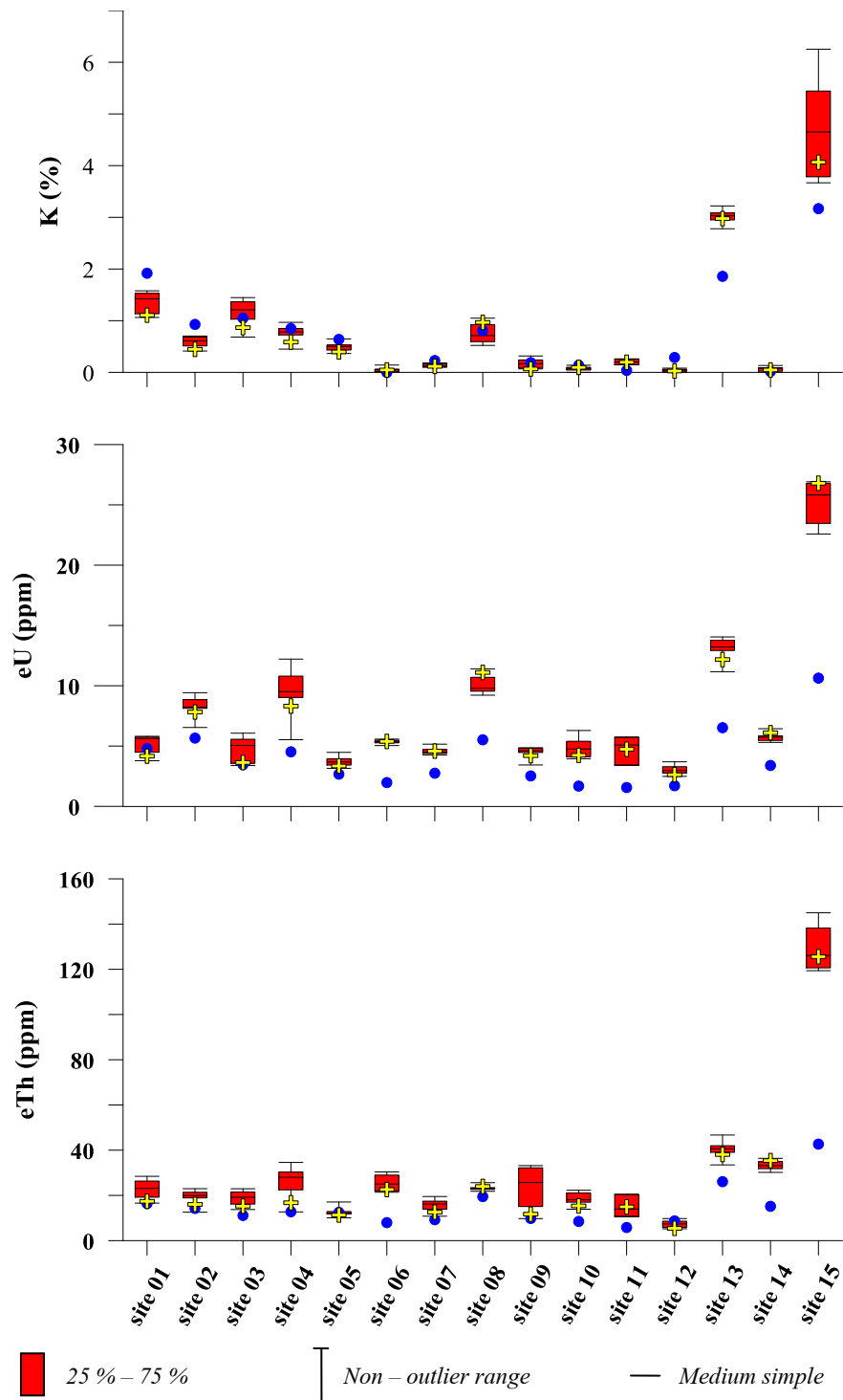
จากการเปรียบเทียบค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดินที่เก็บ กับความเข้มข้นจากการสำรวจทางอากาศที่มีความสอดคล้องกันและมีค่าแตกต่างกันไม่มากนัก เป็นการยืนยันให้เห็นว่าสามารถนำข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศไปใช้อย่างน่าเชื่อถือได้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการศึกษาข้อมูลจากพื้นที่ที่ครอบคลุมเป็นบริเวณกว้าง




ตาราง 4.2 ค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดิน

Site		site 01	site 02	site 03	site 04	site 05	site 06	site 07	site 08	site 09	site 10	site 11	site 12	site 13	site 14	site 15
E		678203	673532	670065	665688	660858	658735	657820	656866	655278	652779	650628	647578	645160	655899	628441
N		773015	770114	769326	770507	772257	772308	772306	774208	776293	779041	781992	785008	788172	783565	628441
k (%)	Depth 0-10 cm	1.06	0.43	0.68	0.45	0.42	0.00	0.14	1.05	0.08	0.11	0.15	0.08	2.78	0.08	4.74
	11-20 cm	1.13	0.41	0.89	0.59	0.37	0.09	0.12	0.95	0.07	0.14	0.20	0.02	3.22	0.06	3.67
	21-30 cm	1.13	0.51	1.03	0.72	0.43	0.06	0.10	0.92	0.08	0.05	0.26	0.00	2.95	0.01	3.78
	31-40 cm	1.45	0.58	1.13	0.78	0.45	0.02	0.17	0.72	0.32	0.07		0.02	3.02	0.08	5.38
	41-50 cm	1.31	0.59	1.25	0.79	0.54	0.00	0.18	0.57	0.24	0.07		0.04	3.19	0.02	6.25
	51-60 cm	1.40	0.65	1.17	0.76	0.51	0.05	0.18	0.59	0.21	0.09		0.04	2.94	0.11	5.44
	61-70 cm	1.58	0.69	1.34	0.80	0.49	0.03	0.10	0.52	0.17	0.00		0.05	3.08	0.00	4.56
	71-80 cm	1.53	0.70	1.41	0.97	0.53	0.05	0.10	0.67	0.22	0.04		0.06	3.04	0.13	4.17
	81-90 cm	1.58	0.63	1.36	0.91	0.51	0.14	0.15	0.70	0.13	0.08		0.06	2.98	0.07	
	91-100 cm	1.48	0.68	1.45	0.85	0.65	0.06	0.13	0.80		0.10		0.06	3.08	0.09	
eU (ppm)	Depth 0-10 cm	3.78	6.54	3.43	5.53	3.46	5.28	4.31	11.40	3.43	3.95	3.41	2.79	11.16	5.84	26.79
	11-20 cm	4.27	8.13	3.39	8.68	3.42	5.43	4.57	11.26	4.42	4.05	5.09	2.48	13.08	6.09	26.74
	21-30 cm	4.49	8.84	4.15	10.80	3.20	5.49	4.93	10.70	4.82	4.74	5.74	2.64	12.32	6.44	26.91
	31-40 cm	5.34	8.29	3.58	10.83	3.95	5.35	4.42	9.70	4.47	4.11		3.10	13.76	5.62	25.98
	41-50 cm	5.74	7.85	4.83	9.37	3.71	5.38	4.38	9.88	4.86	4.90		3.15	14.05	5.85	24.26
	51-60 cm	5.81	8.17	6.07	9.14	3.64	5.25	4.26	9.55	4.62	4.77		2.84	13.05	5.46	25.67

ตาราง 4.2 ค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดิน (ต่อ)

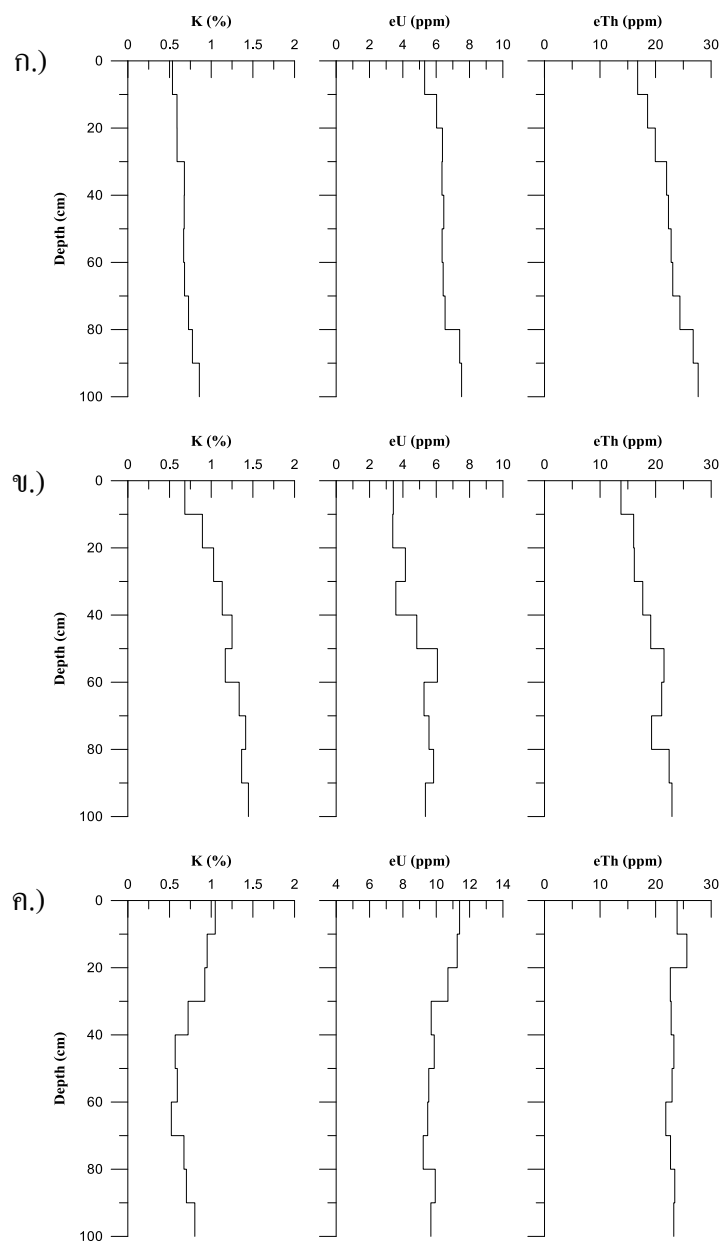
Site		site 01	site 02	site 03	site 04	site 05	site 06	site 07	site 08	site 09	site 10	site 11	site 12	site 13	site 14	site 15
E		678203	673532	670065	665688	660858	658735	657820	656866	655278	652779	650628	647578	645160	655899	628441
N		773015	770114	769326	770507	772257	772308	772306	774208	776293	779041	781992	785008	788172	783565	628441
	61-70 cm	5.79	8.16	5.27	9.66	3.16	5.58	4.42	9.49	4.64	4.50		3.29	14.04	5.47	23.46
	71-80 cm	5.75	8.88	5.57	9.03	3.92	5.50	4.56	9.22	4.50	5.40		3.40	13.43	5.81	22.59
	81-90 cm	5.54	9.42	5.84	9.98	4.48	5.27	5.16	9.94	4.74	6.20		3.69	13.36	5.30	
	91-100 cm	5.71	8.39	5.35	12.21	4.06	5.04	4.70	9.68		6.29		2.77	12.92	5.65	
eTh (ppm)	Depth 0-10 cm	16.64	12.58	13.76	12.70	12.25	24.67	10.81	23.86	9.74	13.89	10.69	5.22	33.49	34.59	127.48
	11-20 cm	16.59	16.85	16.04	15.41	11.90	21.40	13.36	25.62	10.57	15.25	13.96	5.56	41.97	35.44	124.74
	21-30 cm	19.20	18.89	16.16	22.45	10.08	21.98	13.90	22.64	15.08	17.24	20.46	5.83	39.06	36.40	124.73
	31-40 cm	22.71	20.08	17.68	27.45	12.08	22.01	15.87	22.79	25.69	16.99		7.60	39.97	34.93	138.28
	41-50 cm	22.49	19.97	19.12	28.88	12.88	23.40	16.53	23.29	24.86	18.32		7.19	42.15	31.16	145.03
	51-60 cm	23.47	19.64	21.51	28.61	12.03	25.36	17.26	22.96	25.93	18.72		8.60	38.75	33.63	128.31
	61-70 cm	24.67	19.89	21.09	30.30	12.06	27.97	15.21	21.83	29.00	17.82		6.99	41.20	32.26	119.39
	71-80 cm	28.45	21.40	19.27	30.34	10.91	30.38	18.30	22.68	33.17	22.29		8.22	41.41	30.19	120.63
	81-90 cm	26.35	22.97	22.43	27.29	14.24	30.27	17.45	23.44	32.19	22.08		9.76	40.14	32.71	
	91-100 cm	26.51	22.75	22.94	34.59	17.09	28.99	19.51	23.27		21.06		9.16	46.70	31.83	



รูปที่ 4.23 ค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่ตำแหน่งต่างๆ  คือ ความเข้มข้นจากตัวอย่างดิน ที่ความลึกต่างๆ  คือ ความเข้มข้นเฉลี่ยจากตัวอย่างดินในช่วง 30 cm บน และ  คือ ความเข้มข้นจากการสำรวจทางอากาศ

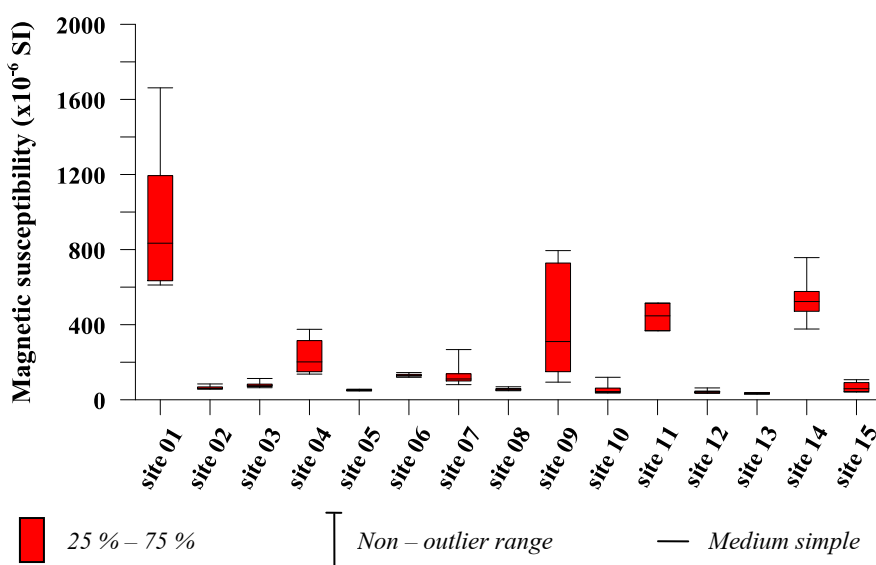
เมื่อพิจารณาการเปลี่ยนแปลงค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีตามความลึกจาก ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีเฉลี่ยแต่ละระดับความลึกของข้อมูลตำแหน่งที่ 1 ถึง 14 พบว่า ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีเฉลี่ยในดินมีค่าลดลงเมื่อใกล้พื้นผิวดินมากขึ้น ดังรูปที่ 4.24 ก. สาเหตุที่ไม่ใช้ข้อมูลตำแหน่งที่ 15 เนื่องจากมีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่สูงและมีความ แตกต่างจากตำแหน่งอื่นๆ มาก จึงมีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงค่าเฉลี่ยที่ระดับความลึกต่างๆ สูง

อย่างไรก็ตามการเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีตามความลึกของ แต่ละตำแหน่งแตกต่างกันขึ้นอยู่กับลักษณะกระบวนการที่เกิดขึ้นบริเวณตำแหน่งนั้นๆ เช่น ตำแหน่งที่ 3 มีลักษณะทางธรณีเป็นตะกอนหินเชิงเขาและตะกอนผุอยู่กับที่ อยู่ใกล้กับภูเขา หินแกรนิต ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีลดลงเมื่อใกล้พื้นผิวมากขึ้น ลดลงทั้งโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล ดังรูปที่ 4.24 ข. บริเวณนี้มีการผุพังอยู่กับที่และธาตุกัมมันตรังสี ในดินโดนพัดพาชะล้างไป ทำให้ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีลดลง โดยที่บริเวณพื้นผิว ด้านบนมีความเข้มข้นต่ำกว่าด้านล่าง และไม่มีตะกอนจากภูเขาหินแกรนิตซึ่งเป็นแหล่งธาตุ กัมมันตรังสีพัดพามาทับถมกันบริเวณนี้ อีกหนึ่งตำแหน่งที่นำมาอธิบายเพื่อเปรียบเทียบให้เห็น ความแตกต่างของกระบวนการที่เกิดขึ้นบริเวณพื้นผิวดิน คือ ตำแหน่งที่ 8 ซึ่งอยู่ไกลจากภูเขา หินแกรนิต มีลักษณะทางธรณีวิทยาเป็นตะกอนธารน้ำพา บริเวณนี้ค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียม และยูเรเนียมสมมูลเพิ่มสูงขึ้นเมื่ออยู่ใกล้พื้นผิวดิน ขณะที่ปริมาณของทอเรียมสมมูลค่อนข้างจะ คงที่ ดังรูปที่ 4.24 ค. แสดงให้เห็นว่าชั้นดินด้านบนมีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีจากภูเขาหินแกรนิต มาทับถมและตกตะกอนบริเวณนี้ โดยเคลื่อนที่ตามแนวเส้นทางน้ำไหลทั้งในอดีตและปัจจุบัน โพแทสเซียมอาจถูกพัดพามาในรูปของอนุภาคของดิน ขณะที่ยูเรเนียมสมมูลอาจเป็นเรเดียมที่ ละลายไหลมาตามน้ำ



รูปที่ 4.24 การเปลี่ยนแปลงค่าความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีตามความลึก ก.) ความเข้มข้นของธาตุกำมะถันตรังสีเฉลี่ย ตำแหน่งที่ 1-14, ข.) ตำแหน่งที่ 3, ค.) ตำแหน่งที่ 8

ผลจากการวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน แสดงในตาราง 4.3 รูปที่ 4.25 แสดงการกระจายของค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก พบว่า ค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดินตำแหน่งต่างๆ ส่วนใหญ่มีค่าค่อนข้างต่ำ เนื่องจากค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของดินโดยทั่วไปแล้วขึ้นอยู่กับหินต้นกำเนิดของดินนั้นๆ จากตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดินส่วนใหญ่มีลักษณะทางธรณีวิทยาเป็นชั้นตะกอน ได้แก่ ตะกอนเชิงเขา ตะกอนน้ำพา และตะกอนตะพักลำน้ำ รวมถึงตัวอย่างดินที่เก็บจากบริเวณภูเขาหินแกรนิตซึ่งมีค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กไม่สูง อย่างไรก็ตามค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กในดินสูงชันได้เป็นผลมาจากสภาพการผุพังของหินที่สูงชันโดยเปลี่ยนไอออน Fe^{2+} ซึ่งอยู่ในพวกซิลิเกตไปเป็น Fe^{3+} นอกจากนี้ กระบวนการเกิดดิน การเผาไหม้ที่เป็นปฏิกิริยาออกซิเดชัน-รีดักชันยังส่งผลให้ค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กของดินสูงชันอีกด้วย



รูปที่ 4.25 ค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดินตำแหน่งต่างๆ

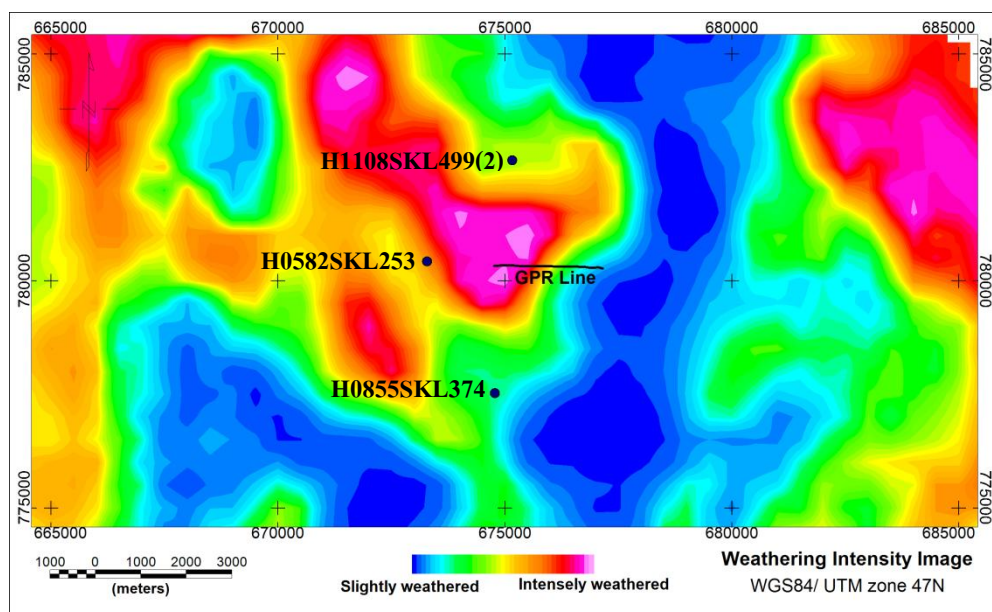
ตาราง 4.3 ค่าสภาพรีบไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน

Site	site 01	site 02	site 03	site 04	site 05	site 06	site 07	site 08	site 09	site 10	site 11	site 12	site 13	site 14	site 15
E	678203	673532	670065	665688	660858	658735	657820	656866	655278	652779	650628	647578	645160	655899	628441
N	773015	770114	769326	770507	772257	772308	772306	774208	776293	779041	781992	785008	788172	783565	628441
Magnetic susceptibility ($\times 10^{-6}$)															
Depth 0-10 cm	947.9	84.3	113.4	315.2	53.8	122.1	113.3	69.3	94.4	119.8	447.1	63.1	34.8	471.3	72.1
11-20 cm	629.2	74.0	101.2	327.9	56.4	119.6	80.6	62.4	93.9	77.8	367.7	48.7	36.5	412.6	107.0
21-30 cm	611.4	60.4	83.4	375.3	52.5	135.4	100.2	54.6	149.6	62.2	514.7	46.2	31.5	576.9	91.6
31-40 cm	720.3	62.1	75.6	227.3	53.3	127.2	104.3	48.1	589.2	54.3		44.6	29.8	757.3	65.7
41-50 cm	634.0	61.8	74.7	176.3	49.9	126.0	98.8	49.0	728.4	44.3		44.2	31.2	516.9	40.8
51-60 cm	683.5	56.7	70.9	141.4	48.4	129.0	108.3	55.3	794.6	38.0		45.8	29.9	698.0	44.2
61-70 cm	979.5	56.2	70.9	149.4	52.8	130.5	115.0	50.7	439.6	40.3		38.5	33.3	529.7	50.9
71-80 cm	1194.0	59.4	69.7	253.9	54.1	145.0	138.6	59.9	276.2	37.7		37.8	38.2	564.4	52.2
81-90 cm	1661.7	60.0	64.2	153.5	50.1	136.0	165.7	59.8	310.1	43.6		34.0	38.2	472.8	
91-100 cm	1432.3	68.6	76.0	136.8	46.7	128.5	267.4	56.2		36.0		35.2	37.0	376.9	

4.4 ผลการตีความการสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์

4.4.1 ผลการตีความการสำรวจเรดาร์หยั่งลึก

การสำรวจเรดาร์หยั่งลึก (Ground Penetrating Radar, GPR) เพื่อตรวจสอบโครงสร้างใต้พื้นดินเมื่อระดับความรุนแรงในการผุพังของหินแตกต่างกัน โดยค่าดัชนีผุพังของหินบริเวณแนวสำรวจมีค่าที่ค่อนข้างแตกต่างกันมากพอสมควร ดังรูปที่ 4.26 มีความยาวของแนวสำรวจ 2,400 เมตร ลักษณะทางธรณีวิทยาของพื้นที่สำรวจถูกปกคลุมด้วยชั้นตะกอนควอเทอร์นารี (Qc) ได้คาดการณ์ว่ามีความลึกของหินฐานไม่มากเนื่องจากอยู่ใกล้กับแนวภูเขาหินแกรนิต อาจเห็นความลึกที่แตกต่างของชั้นหินผุ หรือระดับของหินฐานบริเวณใต้แนวสำรวจ เนื่องจากการสำรวจเรดาร์หยั่งลึกจะให้ข้อมูลภาพตัดขวางชั้นดินได้ดีในระดับตื้น ประมาณ 10 – 30 เมตร (ขึ้นอยู่กับความถี่ของสัญญาณที่ใช้)



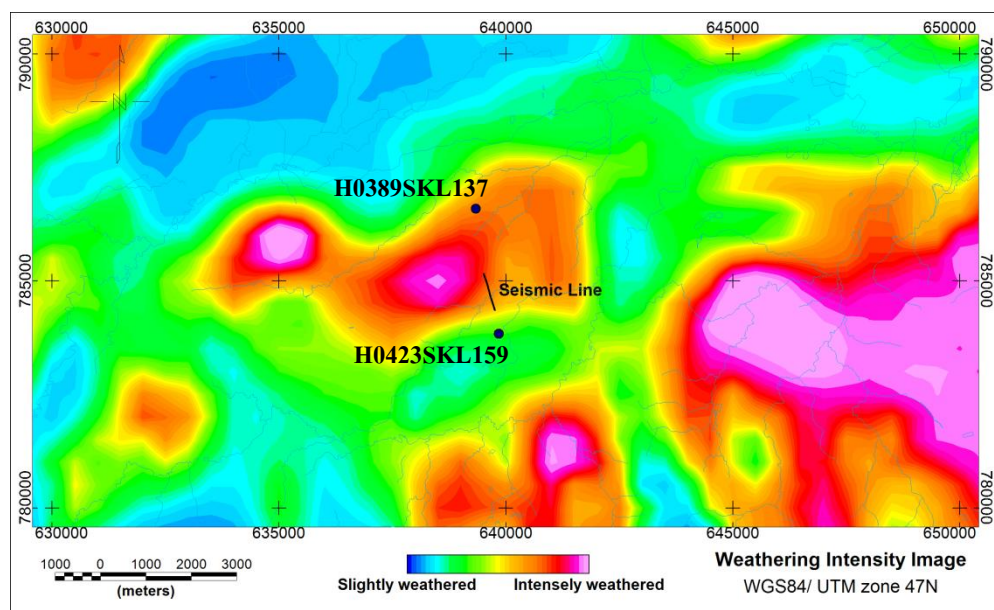
รูปที่ 4.26 แนวสำรวจเรดาร์หยั่งลึกบนภาพความรุนแรงการผุพังของหิน และตำแหน่งหลุมเจาะใกล้แนวสำรวจ

จากภาพตัดขวางการสำรวจเรดาร์หยั่งลึก รูปที่ 4.28 แสดงโครงสร้างใต้แนวสำรวจ (W-E) พบว่า สัญญาณสะท้อนปรากฏอยู่ในระดับตื้นๆ เท่านั้น โดยเป็นสัญญาณสะท้อนที่อาจเกิดจากการพัฒนาของตะกอนมาทับถมกันบริเวณพื้นผิวด้านบน จากการตรวจสอบหาความเร็วของคลื่นเรดาร์หยั่งลึกบริเวณกลางแนวสำรวจโดยใช้วิธีการ Wide Angle Reflection and Refraction (WARR) พบว่าคลื่นเรดาร์หยั่งลึกมีความเร็วประมาณ 0.15 เมตร/นาโนวินาที ซึ่งเป็นความเร็วของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่เคลื่อนที่ผ่านชั้นทราย (Davis and Anan, 1989) สอดคล้องกับข้อมูลหลุมเจาะ

ใกล้แนวสำรวจพบว่าชั้นตะกอนมีลักษณะเป็นกรวดและทรายเป็นส่วนใหญ่ ดังรูปที่ 4.30 คาดว่าเป็นผลจากการผุพังของหินแกรนิตแล้วมีการสะสมตัวบริเวณนี้เป็นชั้นตะกอนที่มีความหนาในการทำให้อาจไม่สามารถตรวจสอบความหนาของชั้นหินผุบริเวณนี้โดยการสำรวจเรดาร์หยั่งลึกได้

4.4.2 ผลการตีความการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Seismic Reflection Survey) เพื่อศึกษาโครงสร้างของชั้นตะกอนใต้พื้นดินบริเวณที่มีลักษณะเป็นที่ราบน้ำท่วมถึง แนวสำรวจมีความยาวประมาณ 800 เมตร ลักษณะทางธรณีวิทยาของพื้นที่สำรวจถูกปกคลุมด้วยชั้นตะกอนควอเตอร์นารี (Qa) จากภาพความรุนแรงในการผุพังของหิน รูปที่ 4.27 แสดงให้เห็นลักษณะการพัดพาตะกอนจากภูเขาหินแกรนิตซึ่งเป็นแหล่งกำเนิดธาตุกัมมันตรังสีในพื้นที่ศึกษามาทับถมกันตามเส้นทางน้ำจึงทำให้ดัชนีผุพังของหินต่ำลงแต่มีค่าไม่แตกต่างกันมาก



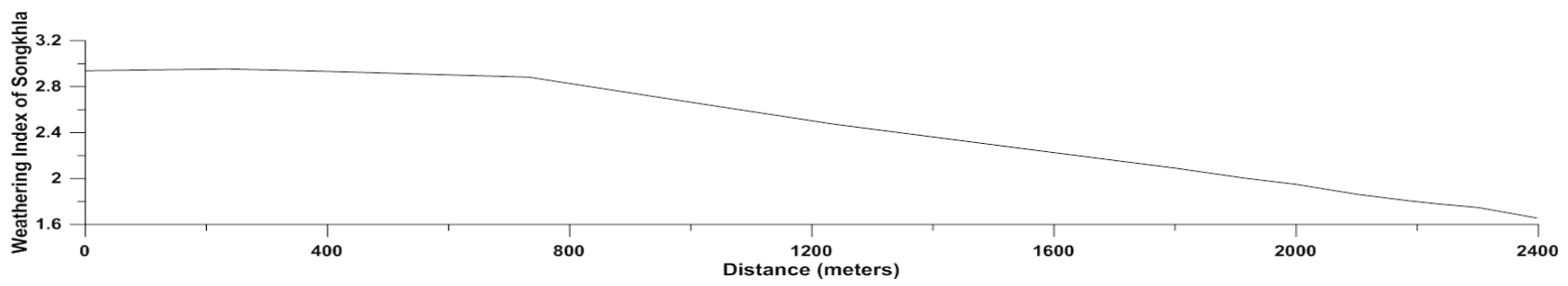
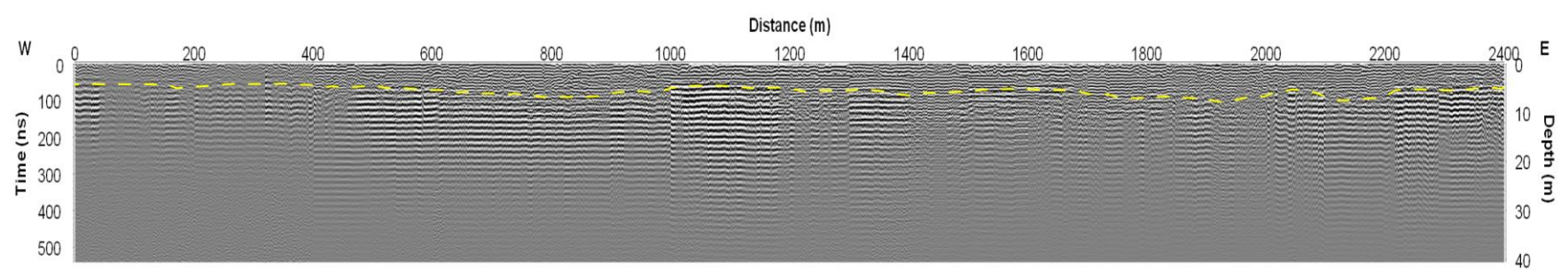
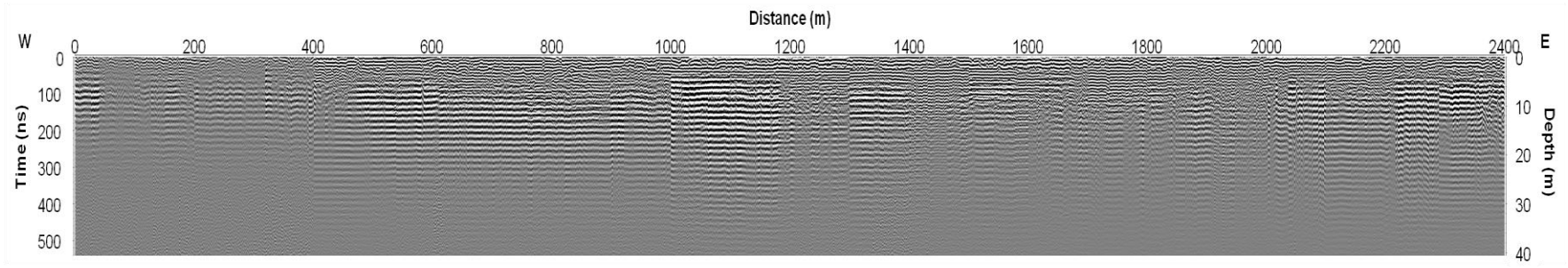
รูปที่ 4.27 แนวสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนบนภาพความรุนแรงการผุพังของหิน และตำแหน่งหลุมเจาะใกล้แนวสำรวจ

ภาพตัดขวางการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนได้แนวสำรวจ (N/NW – S/SE) รูปที่ 4.29 แสดงลักษณะโครงสร้างใต้พื้นดินถึงความลึก 300 เมตร โดยเริ่มตรวจพบโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่ความลึกประมาณ 30-50 เมตร โดยข้อมูลที่ขาดหายไปเนื่องจากระยะ minimum offset ในขั้นตอนการเก็บข้อมูล และการตัดสัญญาณคลื่นหักเหด้านบนในขั้นตอนการ

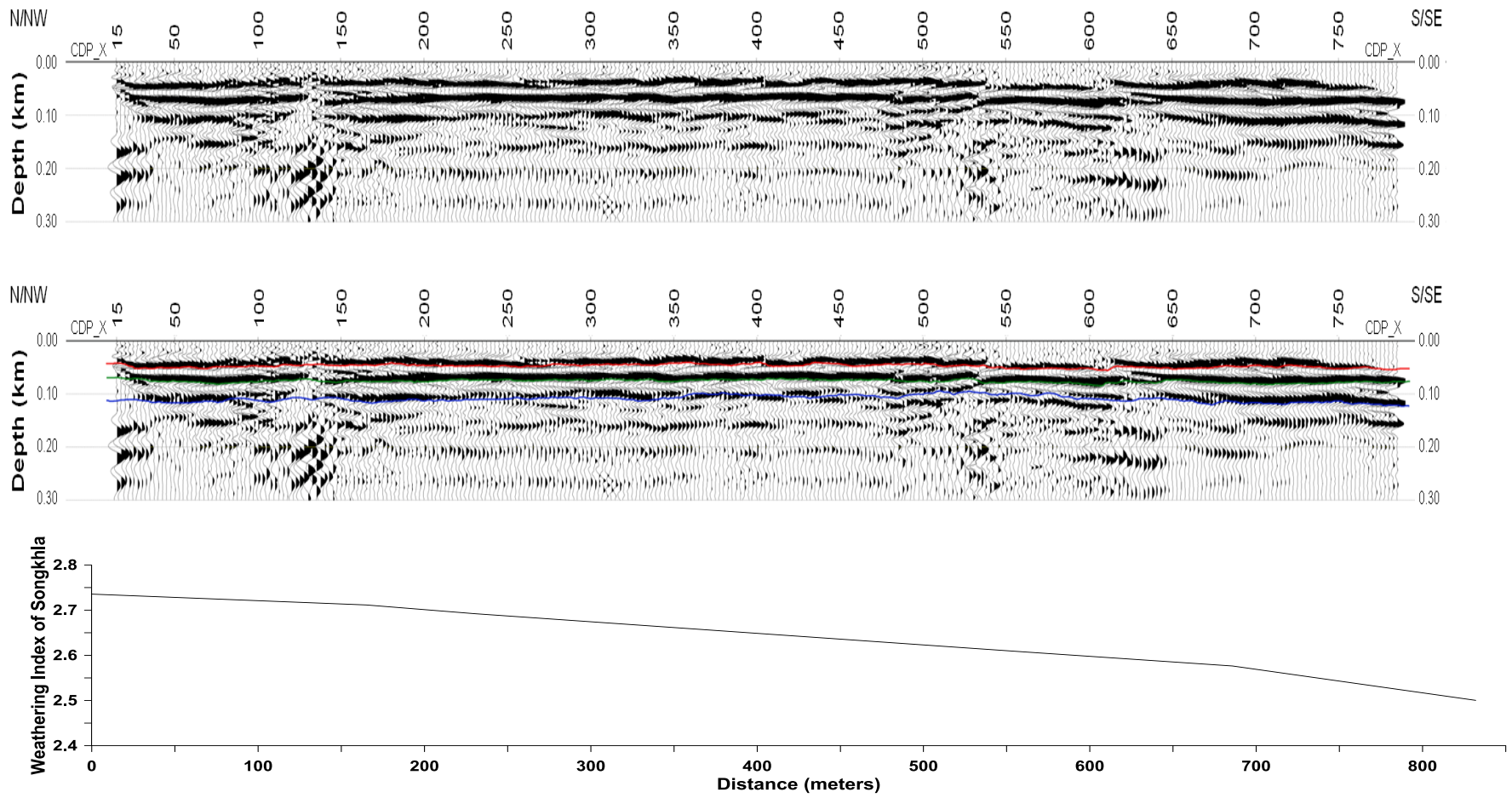
ประมวลผล ขณะที่ข้อมูลที่มีความลึกมากกว่า 150 เมตร จะมีความกำกวมเนื่องจากมีสัญญาณรบกวนสูง ทำให้มีความคลาดเคลื่อนสูง

ลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาในช่วงความลึกประมาณ 30 – 150 เมตร พบลักษณะผิวสัญญาณสะท้อนที่มีความต่อเนื่องกันซึ่งจำแนกได้เป็น 3 ชั้น โดยชั้นที่ 1 มีความลึกอยู่ในช่วง 30 - 50 เมตร มีความเร็วคลื่นเฉลี่ยประมาณ 800 - 1,000 เมตร/วินาที คาดว่าเป็นฐานของชั้นตะกอน ชั้นที่ 2 มีความลึกอยู่ในช่วง 60 - 80 เมตร มีความเร็วคลื่นเฉลี่ยประมาณ 1,800 - 2,000 เมตร/วินาที จากข้อมูลหลุมเจาะบริเวณใกล้เคียงแนวสำรวจพบว่ามีชั้นหินดินดานปรากฏอยู่ในระดับตื้น ดังรูปที่ 4.31 เมื่อพิจารณาจากแผนที่ธรณีวิทยาจึงคาดว่าเป็นหินดินดานในยุคไทรแอสซิกในกลุ่มหินลำปาง (Tr) เนื่องจากปรากฏในแผนที่ธรณีวิทยาอยู่ใกล้แนวสำรวจ ดังนั้นจึงคาดว่าผิวสัญญาณสะท้อนในชั้นที่ 2 เป็นฐานของหินดินดานที่มีการแตกแยกของหิน ชั้นที่ 3 มีความลึกประมาณอยู่ในช่วง 100 - 120 เมตร มีความเร็วคลื่นสูงกว่า 2,000 เมตร/วินาที คาดว่า เป็นฐานของหินดินดานที่สดแน่น

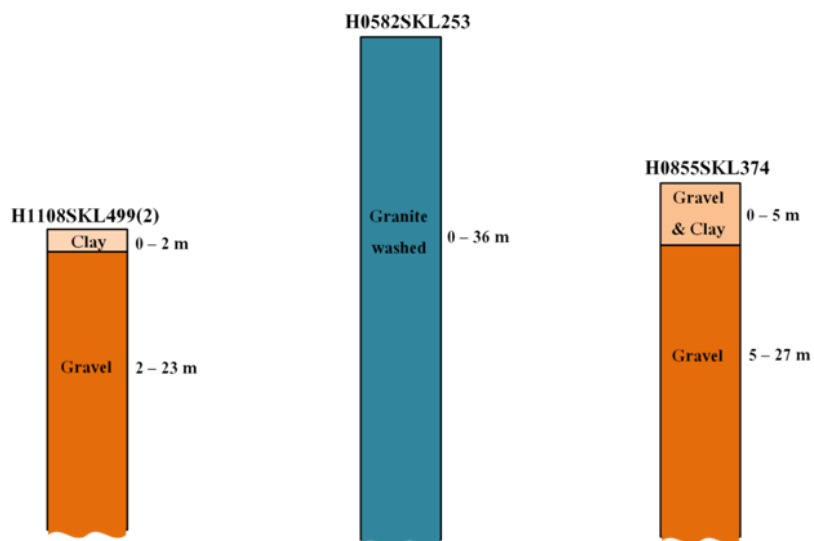
ผลจากการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนครั้งนี้ไม่อาจแสดงให้เห็นลักษณะโครงสร้างที่แตกต่างชัดเจนของชั้นตะกอนบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึงและแนวโน้มขอบเขตของบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึง อาจเป็นผลมาจากข้อมูลระดับตื้นที่ขาดหายไป หรือความไม่แตกต่างของความหนาแน่นของตะกอนบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึง อย่างไรก็ตาม การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนครั้งนี้สามารถตรวจสอบระดับความลึกของหินฐานในแนวสำรวจได้



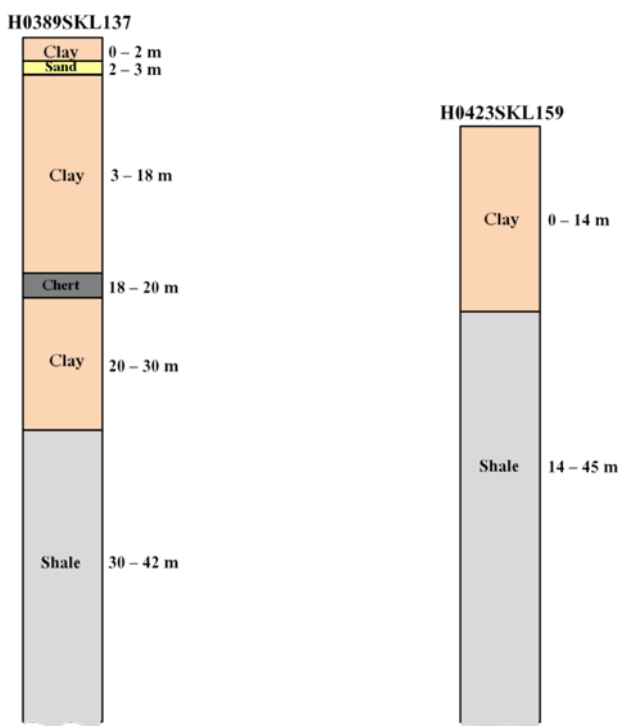
รูปที่ 4.28 ภาพตัดขวางการสำรวจเรดาร์หยั่งลึก และค่า WIS ของหินใต้แนวสำรวจ



รูปที่ 4.29 ภาพตัดขวางการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน และค่า WIS ของหินใต้แนวสำรวจ



รูปที่ 4.30 ลักษณะชั้นดินที่หลุมเจาะใกล้แนวสำรวจเรดาร์หยั่งลึก



รูปที่ 4.31 ลักษณะชั้นดินที่หลุมเจาะใกล้แนวสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

4.5 แนวทางการนำค่าดัชนีผุพังของหินไปประยุกต์ใช้

จากการศึกษาการผุพังของหินนั้น ค่าดัชนีผุพังของหินที่ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศและข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิประเทศมีประโยชน์ในการประเมินระดับความรุนแรงในการผุพังของหินครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้าง นอกจากนี้ยังมีแนวทางในการนำผลจากการศึกษาความรุนแรงในการผุพังของหินในพื้นที่ศึกษาไปประยุกต์เพื่อใช้ประโยชน์ด้านอื่นๆ ด้วยเช่นกัน

4.5.1 ท่วงชี้ความหนาของชั้นดิน

จากการศึกษานี้ได้มีการสำรวจโดยใช้ระเบียบวิธีการทางธรณีฟิสิกส์เพื่อตรวจสอบลักษณะโครงสร้างใต้ชั้นดิน แม้ว่าผลจากการสำรวจไม่ได้แสดงลักษณะของภาพตัดขวางชั้นดินที่เปรียบเทียบให้เห็นความแตกต่างความลึกของชั้นหินเมื่อค่าดัชนีผุพังของหินแตกต่างกัน อย่างไรก็ตาม ระดับความรุนแรงในการผุพังของหินย่อมส่งผลต่อความหนาของชั้นดิน บริเวณที่มีค่าดัชนีผุพังของหินต่ำมีแนวโน้มที่ระดับความหนาของชั้นดินจะน้อยกว่าบริเวณที่มีค่าดัชนีผุพังของหินที่สูงกว่า สาเหตุนี้เป็นเพราะว่าบริเวณที่มีค่าดัชนีผุพังของหินต่ำ หินในบริเวณนั้นอาจมีอัตราในการผุพังต่ำ หรืออาจมีอัตราในการผุพังสูงแต่มีอัตราในการกร่อนสูงด้วยเช่นกัน ทำให้มีชั้นดินสะสมอยู่น้อย ขณะที่บริเวณที่มีค่าดัชนีผุพังของหินสูงหินก็ย่อมมีอัตราในการผุพังของหินสูงและมีอัตราการกร่อนต่ำ ทำให้มีการสะสมตัวของชั้นดินเป็นชั้นหนา

4.5.2 ศึกษาการก่อตัวของดิน

การก่อตัวของดินหรือการกำเนิดดินมีความสัมพันธ์กับการผุพังของหินเนื่องจากดินเกิดจากหินที่ผุพังลงซึ่งเป็นสารอนินทรีย์วัตถุ ผสมคลุกเคล้ากับอินทรีย์วัตถุต่างๆ ดังนั้นการก่อตัวของดินจึงมีความสัมพันธ์กับการผุพังของหินโดยตรง ปัจจัยสำคัญที่มีผลต่อการก่อตัวของดินประกอบด้วย 5 ปัจจัยที่มีอิทธิพลเท่าๆ กัน ประกอบด้วย หินต้นกำเนิด (parent material) สภาพภูมิอากาศภายนอก (external climate) ลักษณะภูมิประเทศ (topography) ศักยภาพของสิ่งมีชีวิต และเวลา (jenny, 1941) จะเห็นว่าหลายปัจจัยมีความสอดคล้องกับตัวแปรในการวิเคราะห์หาค่าดัชนีผุพังของหิน เช่น ความเข้มของธาตุกัมมันตรังสีสะท้อนให้เห็นลักษณะของหินต้นกำเนิด relief ก็สะท้อนให้เห็นลักษณะภูมิประเทศรวมทั้งยังสอดคล้องกับเวลาที่หินเกิดการผุพังอีกด้วย ดังนั้นจะมีประโยชน์อย่างมากหากนำค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่ศึกษาไปใช้ในการศึกษาการก่อตัวของดิน

4.5.3. ศึกษาความอุดมสมบูรณ์ของดิน

โพแทสเซียมเป็นหนึ่งในสามธาตุหลักที่มีความสำคัญต่อการเจริญเติบโตของพืช หากศึกษาเรื่องความอุดมสมบูรณ์ของดิน การศึกษาปริมาณของโพแทสเซียมในดินน่าจะเป็นแนวทางหนึ่ง ค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียมบริเวณพื้นผิวสามารถตรวจสอบจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศซึ่งได้ข้อมูลที่ครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้าง และหากนำค่าดัชนีสุฟ่งของหินร่วมด้วยอาจให้รายละเอียดในการศึกษาความอุดมสมบูรณ์ของดินเพิ่มเติมมากขึ้น ยกตัวอย่างเช่น เมื่อหินแกรนิตสุฟ่งลง เฟลด์สปาร์ซึ่งเป็นแร่ประกอบของหินแกรนิตและมีโพแทสเซียมเป็นธาตุประกอบจะเปลี่ยนเป็นแร่เคลย์ หากหินแกรนิตมีระดับความรุนแรงในการสุฟ่งของหินเพิ่มขึ้น ปริมาณโพแทสเซียมที่อยู่ในหินจะเปลี่ยนไปอยู่ในรูปของแร่เคลย์เพิ่มขึ้น

4.5.4 ศึกษาทางธรณีस्थฐาน

ธรณีस्थฐานวิทยาเป็นการศึกษาเกี่ยวกับพื้นโลก ได้แก่ รูปร่างตามธรรมชาติ กระบวนการเกิดและพัฒนา รวมถึงการเปลี่ยนแปลงต่างๆ ที่เกิดขึ้น การสุฟ่งของหินและการกร่อน มีบทบาทสำคัญต่อการเปลี่ยนแปลงลักษณะบริเวณพื้นผิว นอกจากนี้ค่าดัชนีสุฟ่งของหินยังมีความสัมพันธ์กับลักษณะและกระบวนการทางธรณีस्थฐานวิทยาอื่นๆ เช่น ความสูงชันของพื้นที่ หินมีการสุฟ่งทางเคมีที่รุนแรงเมื่อพื้นผิวมีลักษณะเป็นพื้นที่ราบหรือมีความสูงชันต่ำๆ สำหรับการศึกษาดินถล่มนั้นอาจนำค่าดัชนีสุฟ่งของหินไปใช้ประกอบในการทำนายพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่มได้ ปัจจุบันหลัก 4 ประการ ที่ทำให้เกิดดินถล่มในประเทศไทย ประกอบด้วย สภาพทางธรณีวิทยา สภาพภูมิประเทศ ปริมาณน้ำฝน และสภาพสิ่งแวดล้อม (อ้างถึงใน กรมทรัพยากรธรณี, 2557) จะเห็นว่าค่าดัชนีสุฟ่งของหินมีความสัมพันธ์โดยตรงกับสภาพธรณีวิทยา และลักษณะภูมิประเทศ ดังนั้นจึงเชื่อว่าค่าดัชนีสุฟ่งของหินมีประโยชน์สำหรับใช้ในการศึกษาพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่มหรือใช้ปรับปรุงแผนที่เสี่ยงภัยดินถล่มต่อไป

แนวทางการนำค่าดัชนีสุฟ่งของหินไปประยุกต์ใช้ที่กล่าวมานั้นเป็นเพียงแค่ตัวอย่างบางด้านเท่านั้น ยังมีแนวทางอื่นๆ ในการนำค่าดัชนีสุฟ่งของหินไปใช้ประโยชน์ เช่น การนำค่าดัชนีสุฟ่งของหินร่วมกับแผนที่ลักษณะพื้นที่และลักษณะของดินในการทำนายและสร้างแผนที่ดินในรูปแบบดิจิทัล การใช้ค่าดัชนีสุฟ่งของหินในการสำรวจหาแหล่งแร่ หรือการวิเคราะห์หาบริเวณที่มีศักยภาพเป็นแร่ดินขาว เป็นต้น ดังนั้นค่าดัชนีสุฟ่งของหินนอกจากใช้ในการประเมินการสุฟ่งของหินแล้วยังมีประโยชน์ด้านอื่นๆ อีกด้วย

บทที่ 5

สรุปและข้อเสนอแนะ

การวิจัยในครั้งนี้มีจุดประสงค์เพื่อศึกษาการฟุ้งของหิน โดยการวิเคราะห์หาค่าดัชนีฟุ้งของหินจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศและแบบจำลองระดับความสูงของภูมิภาค โดยมีสรุปผลและข้อเสนอแนะดังนี้

5.1 สรุปผล

5.1.1 การตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศ

ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศในพื้นที่ศึกษามีปริมาณโพแทสเซียมอยู่ในช่วง 0 - 4.21 %, ยูเรเนียมรวมอยู่ในช่วง 0.11-22.66 ppm และทอเรียมรวมอยู่ในช่วง 0.09 – 51.27 ppm

ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศในพื้นที่ศึกษา มีความสอดคล้องกับลักษณะทางธรณีวิทยา ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีมีปริมาณสูงโดดเด่นบริเวณแนวภูเขาหินแกรนิต ขณะที่พื้นที่ราบส่วนใหญ่มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีต่ำ

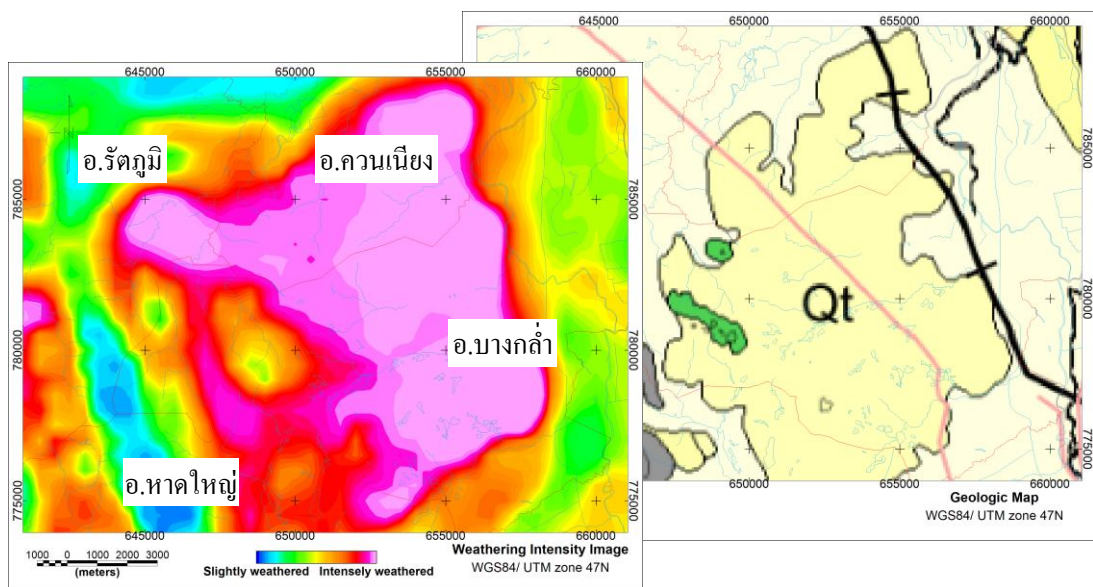
กระบวนการทางธรณีฐานวิทยาต่างๆ เช่น การฟุ้ง การกร่อน การพัดพา การทับถม มีผลต่อการกระจายความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีบริเวณพื้นผิวทำให้ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีอาจแตกต่างกันไปจากลักษณะทางธรณีวิทยา โดยเฉพาะอัตราการฟุ้งและอัตราการกร่อนของหินจะมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงวัสดุบริเวณพื้นผิว ขณะที่บริเวณเส้นทางน้ำหากมีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถมกันจะส่งผลให้มีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีสูงขึ้นกว่าบริเวณใกล้เคียง และขอบเขตบริเวณเส้นทางน้ำที่มีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถมกันทั้งในอดีตและปัจจุบันสามารถนำไปใช้ในการกำหนดขอบเขตความกว้างบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึงของแต่ละบริเวณได้

5.1.2 การวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีผุพังของหิน

การวิเคราะห์หาค่าดัชนีผุพังของหินจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศและแบบจำลองระดับความสูงของภูมิประเทศ ได้แบบจำลองค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา คือ $WIS = 2.778 - 4.53 * K + 0.006 * eTh/K - 0.005 * Relief$ บริเวณที่มีค่าดัชนีผุพังของหินสูงแสดงถึงระดับการผุพังของหินที่สูง บริเวณที่มีค่าดัชนีผุพังของหินต่ำแสดงถึงระดับการผุพังของหินที่ต่ำกว่า

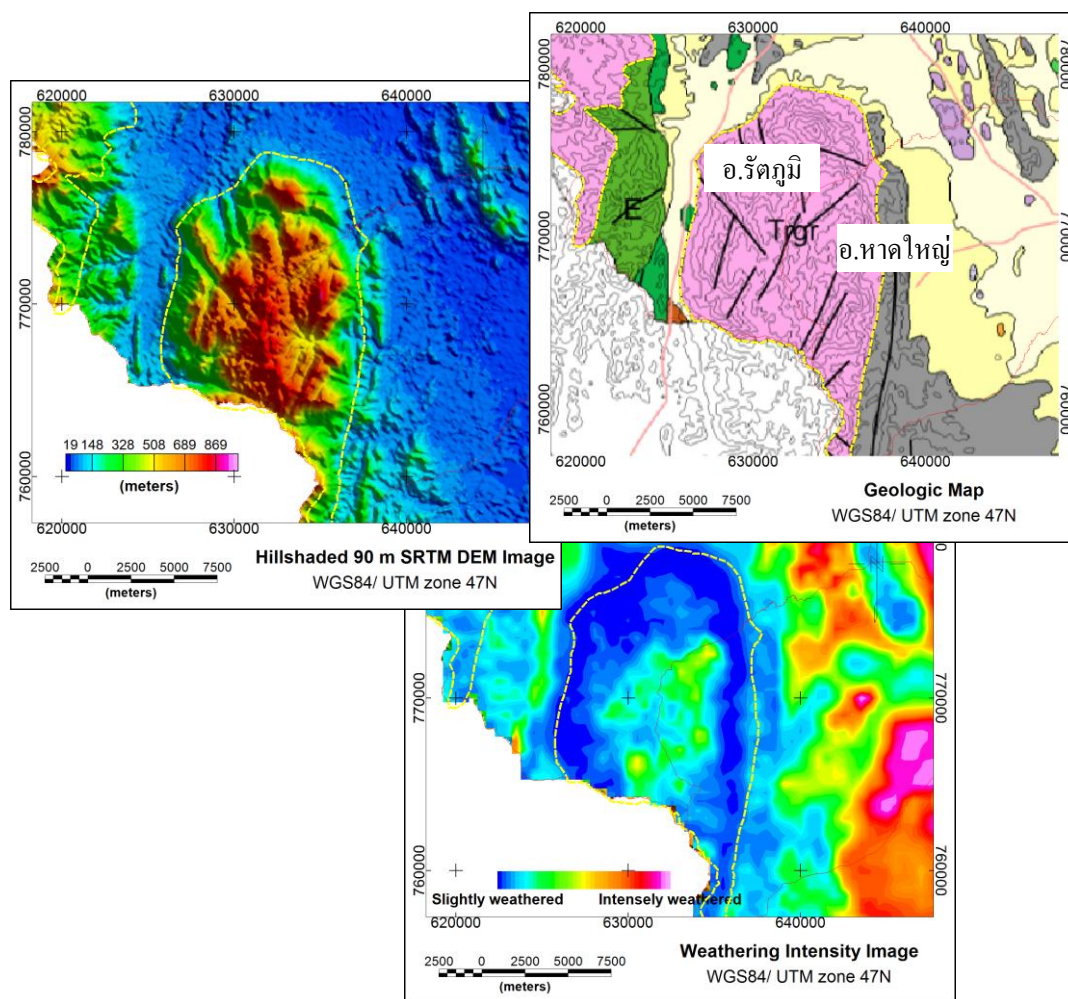
การผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลามีความความรุนแรงสูงบริเวณพื้นที่ราบซึ่งมีลักษณะเป็นขั้นตะกอน บริเวณที่มีลักษณะเป็นภูเขาจะมีความรุนแรงในการผุพังที่ต่ำกว่าพื้นที่ราบ และภาพความรุนแรงการผุพังของหินมีความสอดคล้องกันดีกับข้อมูลต่างๆ เช่น ความสูงชันของภูมิประเทศ การกร่อน และพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่ม เป็นต้น

บริเวณที่มีค่า WIS สูงในจังหวัดสงขลาส่วนใหญ่ตั้งอยู่บริเวณขั้นตะกอน โดยเฉพาะบริเวณขั้นตะกอนตะพักลำน้ำ เนื่องจากภูมิประเทศที่มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบและมีการผุพังอยู่กับที่เป็นเวลานาน โปแทสเชียมก็จะซึมชะละลายไป และไม่มีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีจากบริเวณอื่นมาทับถม จึงทำให้บริเวณขั้นตะกอนตะพักลำน้ำมีค่า WIS สูงที่สุด สำหรับพื้นที่ที่มีค่า WIS สูงสุดในจังหวัดสงขลาอยู่บริเวณขั้นตะกอนตะพักลำน้ำบริเวณเขตอำเภอบางกล่ำและอำเภอกวนเนียง ดังรูปที่ 5.1 โดยมีค่า WIS สูงสุดคือ 3.7



รูปที่ 5.1 บริเวณที่มีค่า WIS สูงสุดในจังหวัดสงขลา

บริเวณที่มีโอกาสเกิดดินถล่มขนาดใหญ่ในจังหวัดสงขลาจะอยู่ใกล้แนวภูเขาหินแกรนิต แม้ว่าบริเวณภูเขาหินแกรนิตจะมีค่า WIS ต่ำ เมื่อเทียบกับบริเวณชั้นตะกอนในพื้นที่ราบซึ่งเกิดจากการผุพังของหินอย่างรุนแรงและเป็นเวลายาวนานจนหินกลายเป็นสภาพและทับถมกันเป็นชั้นตะกอน อย่างไรก็ตามหินแกรนิตมีอัตราในการผุพังที่สูง เมื่ออยู่ในภูมิประเทศที่มีความลาดชันเหมาะสม และมีการสะสมตัวของชั้นหินผุที่หนา ก็มีโอกาสในการเกิดดินถล่มขนาดใหญ่ได้สูง สำหรับพื้นที่ที่มีโอกาสเกิดดินถล่มขนาดใหญ่สูงสุดในจังหวัดสงขลา คาดว่าอยู่บริเวณแนวภูเขาหินแกรนิตด้านตะวันตกของจังหวัดสงขลา อยู่ในเขตอำเภอรัตภูมิและอำเภอหาดใหญ่ (รูปที่ 5.2) เนื่องจากภูเขาหินแกรนิตบริเวณนี้มีความลาดชันสูงกว่าบริเวณอื่นๆ อีกทั้งยังมีลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่เป็นรอยเลื่อนหลายแนว อาจทำให้เกิดรอยแตก รอยแยกของชั้นหินจำนวนมาก ส่งผลให้เกิดการผุพังของหินได้ง่ายขึ้น เมื่อเกิดเหตุการณ์ดินถล่มจะมีก้อนหินขนาดใหญ่จำนวนมากออกมาด้วยซึ่งสร้างความเสียหายต่อทรัพย์สินเป็นอย่างมาก



รูปที่ 5.2 บริเวณที่มีโอกาสเกิดดินถล่มขนาดใหญ่สูงสุดในจังหวัดสงขลา

5.1.3 การวิเคราะห์ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีและค่าสภาพรีปไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน

ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดินตำแหน่งต่างๆ สอดคล้องกับลักษณะทางธรณีวิทยาและกระบวนการธรณีฐานวิทยา และส่วนใหญ่มีปริมาณใกล้เคียงกับข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศ เหตุผลที่ทำให้ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดินแตกต่างจากข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศคือ การลดทอนจากป่าไม้ที่หนาแน่นบนบริเวณภูเขา และรัศมีมีความกว้างบริเวณพื้นดินในการสำรวจที่แตกต่างกัน

ค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีตามความลึกโดยเฉลี่ยจากตำแหน่งต่างๆ มีปริมาณลดลงเมื่ออยู่ใกล้พื้นผิวมากขึ้น แต่เมื่อพิจารณาแต่ละตำแหน่งก็มีลักษณะที่แตกต่างกันขึ้นอยู่กับกระบวนการธรณีฐานวิทยาบริเวณนั้นๆ บางตำแหน่งมีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีลดลงเมื่อใกล้ผิวดินมากขึ้นเนื่องจากหินมีการผุพังและธาตุกัมมันตรังสีโคจรต่างไป ขณะที่บางตำแหน่งมีความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีเพิ่มขึ้นเมื่อใกล้ผิวดินเนื่องจากมีการพัดพาธาตุกัมมันตรังสีมาทับถมกัน

ค่าสภาพรีปไว้ได้ทางแม่เหล็กในตัวอย่างดินที่เก็บมาจากตำแหน่งต่างๆ ซึ่งเป็นบริเวณชั้นตะกอนและบริเวณภูเขาหินแกรนิตมีค่าสภาพรีปไว้ได้ทางแม่เหล็กไม่สูง แต่ผลจากกระบวนการต่างๆ สามารถทำให้ดินมีค่าสภาพรีปไว้ได้ทางแม่เหล็กสูงขึ้นได้ เช่น การผุพังกระบวนการเกิดดิน และการเผาไหม้ เป็นต้น

5.1.4 การตีความการสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์

การสำรวจเรดาร์หยังลึกเพื่อตรวจสอบระดับความลึกของชั้นตะกอนพบว่าสัญญาณสะท้อนปรากฏอยู่ในระดับตื้นๆ เท่านั้นคาดว่า เป็นตะกอนที่มีการพัฒนามาทับถมกันด้านบน ความเร็วของคลื่นเรดาร์หยังลึกมีค่าประมาณ 0.15 เมตร/นาโนวินาที ซึ่งเป็นความเร็วของคลื่นเรดาร์ที่เดินทางผ่านชั้นทราย และบริเวณแนวสำรวจมีชั้นตะกอนที่หนามากจึงไม่สามารถตรวจสอบหาความหนาของตะกอนโดยวิธีการสำรวจเรดาร์หยังลึกได้

การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนเพื่อตรวจสอบลักษณะโครงสร้างของชั้นตะกอนบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึง จากลักษณะของผิวสัญญาณคลื่นสะท้อนที่มีความต่อเนื่องจำแนกได้เป็น 3 ชั้น โดยชั้นที่ 1 คาดว่าเป็นฐานของชั้นตะกอน ชั้นที่ 2 คาดว่าเป็นฐานของหินดินดานที่มีการแตกแยกของหิน และชั้นที่ 3 คาดว่าเป็นฐานของชั้นหินดินดานที่สดแน่น อย่างไรก็ตาม ผลจากการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนไม่ได้แสดงให้เห็นลักษณะโครงสร้างที่แตกต่างชัดเจนของชั้นตะกอนบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึงรวมทั้งแนวโน้มขอบเขตของ

บริเวณที่ราบน้ำท่วมถึงเนื่องจากข้อมูลระดับดินที่ขาดหายไป หรือความหนาแน่นของตะกอนบริเวณที่ราบน้ำท่วมถึงไม่มีความแตกต่างกัน

5.1.5 แนวทางการนำค่าดัชนีผู้ฟังของหินไปประยุกต์ใช้

การหาค่าดัชนีผู้ฟังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลามีเป้าหมายเพื่อใช้ในการประเมินการผู้ฟังของหินครอบคลุมพื้นที่บริเวณกว้าง อย่างไรก็ตามค่าดัชนีผู้ฟังของหินยังมีประโยชน์และสามารถนำค่าดัชนีผู้ฟังของหินไปประยุกต์ใช้ด้านอื่นๆ เช่น บ่งชี้ความหนาของชั้นดิน การศึกษาการก่อตัวและความอุดมสมบูรณ์ของดิน และการศึกษาทางธรณีสัณฐาน เป็นต้น

5.2 ข้อเสนอแนะ

1. การศึกษาการผู้ฟังของหินจากข้อมูลภูมิอากาศทางอากาศและข้อมูลระดับความสูงของภูมิภาคเพื่อสร้างแบบจำลองค่าดัชนีผู้ฟังของหินในงานวิจัยนี้ สามารถใช้เปรียบเทียบความแตกต่างของระดับความรุนแรงในการผู้ฟังของหินได้ อย่างไรก็ตามควรตรวจสอบระดับความรุนแรงในการผู้ฟังของหินจากทั้งภาคสนามและตรวจสอบในห้องปฏิบัติการ เพื่อนำไปสร้างแบบจำลองค่าดัชนีผู้ฟังของหินที่มีถูกต้องมากขึ้นต่อไป
2. การศึกษาการผู้ฟังของหินควรนำปัจจัยอื่นๆ ที่เกี่ยวข้อง เช่น ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยต่อปี ความชันของพื้นที่ เป็นต้น มาศึกษาหาความสัมพันธ์กับระดับความรุนแรงในการผู้ฟังของหินต่อไป

บรรณานุกรม

กรมทรัพยากรธรณี. 2527. ศัพท์บัญญัติชื่อทางธรณีวิทยา. กรุงเทพมหานคร: กองธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี. 53 หน้า.

กรมทรัพยากรธรณี. 2550. แผนที่ธรณีวิทยาจังหวัดสงขลา. กรุงเทพมหานคร: สำนักธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี.

กรมทรัพยากรธรณี. 2550. ธรณีวิทยาประเทศไทย. กรุงเทพมหานคร: กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม. 628 หน้า.

กรมทรัพยากรธรณี. 2557. การจำแนกเขตเพื่อการจัดการด้านธรณีวิทยาและทรัพยากรธรณีจังหวัดสงขลา. กรุงเทพมหานคร: กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม. 144 หน้า

กรมทรัพยากรธรณี. 2557. ความรู้เกี่ยวกับดินถล่ม. สำนักธรณีวิทยาสิ่งแวดล้อมและธรณีพิบัติภัย กรมทรัพยากรธรณี.

http://www.dmr.go.th/download/Lanslide/what_landslide1.thm (สืบค้นเมื่อ 28 ตุลาคม 2557)

ธงชัย พึ่งรัมย์. 2531. ธรณีวิทยาทั่วไป. กรุงเทพมหานคร: สำนักพิมพ์โอเดียนสโตร์. 530 หน้า.

บุญรวม สงกรานต์. 2539. การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ (Airborne geophysical surveys). รายงานกองพัฒนาทรัพยากรธรณี ฉบับที่ 10/2539. กรุงเทพมหานคร: กรมทรัพยากรธรณี. 129 หน้า.

พวงทิพย์ รุ่งเล็ก. 2538. การศึกษาพลูตอนลิวง จังหวัดสงขลา ด้วยธรณีฟิสิกส์. วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตร์มหาบัณฑิต, สาขาวิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์, มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์.

พิษณุ วงศ์พรชัย. 2548. ธรณีฟิสิกส์ประยุกต์. ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่. 341 หน้า.

พิษณุ วงศ์พรชัย. 2548. ธรณีวิทยาเบื้องต้น. ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่. 300 หน้า.

เพียงตา สาทร์ภย์. 2544. การสำรวจใต้ผิวดินด้วยคลื่นสั้นสะเทือน. ภาควิชาเทคโนโลยีธรณี คณะเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยขอนแก่น. ขอนแก่น: โรงพิมพ์มหาวิทยาลัยขอนแก่น. 316 หน้า.

ราชบัณฑิตยสถาน. 2544. พจนานุกรมศัพท์ธรณีวิทยา ฉบับราชบัณฑิตยสถาน. กรุงเทพมหานคร: ราชบัณฑิตยสถาน. 384 หน้า.

วรวิทย์ โลหะวิจารณ์. การสำรวจ ธรณีฟิสิกส์ 1. ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์.

สมศักดิ์ โพธิ์สัตย์. 2536. สรุปผลการดำเนินงานของโครงการพัฒนาทรัพยากรธรณี. การประชุมวิชาการ “ การใช้ข้อมูลธรณีฟิสิกส์ทางอากาศในการทำแผนที่และสำรวจทรัพยากรธรณี”, 30 มิถุนายน - 1 กรกฎาคม พ.ศ. 2536. หน้า 1-1 – 1-6.

สำนักงานจังหวัดสงขลา. 2557. ข้อมูลทั่วไปจังหวัดสงขลา.
<http://www.songkhla.go.th> (สืบค้นเมื่อ 10 มกราคม 2557)

สุวิทย์ เพชรห้วยลึก. 2539. การศึกษาโครงสร้างธรณีวิทยาเชิงภูมิภาคในจังหวัดสงขลา พัทลุง และตรัง ด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์. วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์, มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์.

สุรศักดิ์ แก้วอ่อน. 2539. การศึกษาโครงสร้างทางธรณีวิทยาเชิงภูมิภาคในจังหวัดสตูลและจังหวัดสงขลา ด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์. วิทยานิพนธ์วิทยาศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์, มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์.

ศูนย์อุตุนิยมวิทยาภาคใต้ฝั่งตะวันออก. 2557. ข้อมูลสถิติอุตุนิยมวิทยา สงขลา. กรมอุตุนิยมวิทยา กระทรวงเทคโนโลยีสารสนเทศและการสื่อสาร.

<http://www.songkhla.tmd.go.th/> (สืบค้นเมื่อ 6 มีนาคม 2557)

อภิสิทธิ์ เอี่ยมหน่อ. 2530. ธรณีฐานวิทยา. กรุงเทพมหานคร: บริษัทสำนักพิมพ์ ไทยวัฒนาพานิชย์ จำกัด. 393 หน้า.

Beauvais, A., Ritz, M., Parisot, J., Bantsimba, C. and Dukhan, M., 2004. Combine ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering systems. *Geoderma* 119: 121 – 132.

Bourman, R.P., 2007. Deep regolith weathering on the summit surface of the southern Mount Lofty Ranges, South Australia: a contribution to the 'laterite' debate. *Geographical Research* 45(3): 291 – 299.

Chan, L.S., Wong, P.W. and Chen, Q.F., 2007. Abundances of radioelements (K, U, Th) in weathered igneous rocks in Hong Kong. *Journal of Geophysics and Engineering* 4: 285 – 292.

Chen, M.Q.F. and Chan, L.S., 2002. In-situ gamma-ray spectrometric study of weathered volcanic rocks in Hong Kong. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 613 – 625.

Davis, J.L. and Annan, A.P. 1989. Ground-penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37: 531-551.

Dickson, B.L. and Scott, K.M., 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* 17(2): 187 – 200.

- Ehlen, J., 2005. Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathered mantle. *Geomorphology* 67: 7 – 21.
- IAEA, 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma-ray spectrometry data. IAEA-TECDOC-1363, Vienna. 173 p.
- Jenny, H., 1941. Factors of soil formation. New York: McGraw-Hill. 281 p.
- Minty, B.R.S., 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* 17(2): 39 – 50.
- Taboada, T., Cortizas, A.M., Garcia, C. and Garcia-Rodeja, E., 2006. Uranium and thorium in weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from NW Span. *Science of the Total Environment* 356: 192-206.
- Thompson, R. and Oldfield, F., 1986. Environmental magnetism. London: Allen & Unwin. 227 p.
- Tulyatid, J., 1994. Airborne geophysical data interpretation of Trang – Satun – Songkhla – Phatthalung area : A preliminary study. Economic Geology Report No. 16/1994. Bangkok: DRM. 94 p.
- Wilford, J.R., Bierwirth, P.N. and Craig, M.A., 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* 17(2): 201 – 216.
- Wilford, J., 2012. A weathering intensity index for the Australian continent using airborne gamma-ray spectrometry and digital terrain analysis. *Geoderma* 183 – 184: 124 – 142.
- Wilford, J. and Minty, B., 2007. The use of airborne gamma-ray imagery for mapping soils and understanding landscape processes. *Developments in Soil Science* 31: 207 – 220.

- Wilford, J., Murphy, B. and Summerell, G., 2007. Delineating regolith materials using multi-scaled terrain attributes and gamma-ray imagery – applications for updating soil-landscape map and managing dryland salinity. *Modsim 07 Christchurch*: 678 – 684.
- Yamakawa, Y., Kosugi, K., Masaoka, N., Sumida, J., Tani, M. and Mizuyama, T., 2012. Combine geophysical methods for detecting soil thickness distribution on a weathered granitic hillslope. *Geomorphology* 145 – 146: 56 – 69.

ภาคผนวก

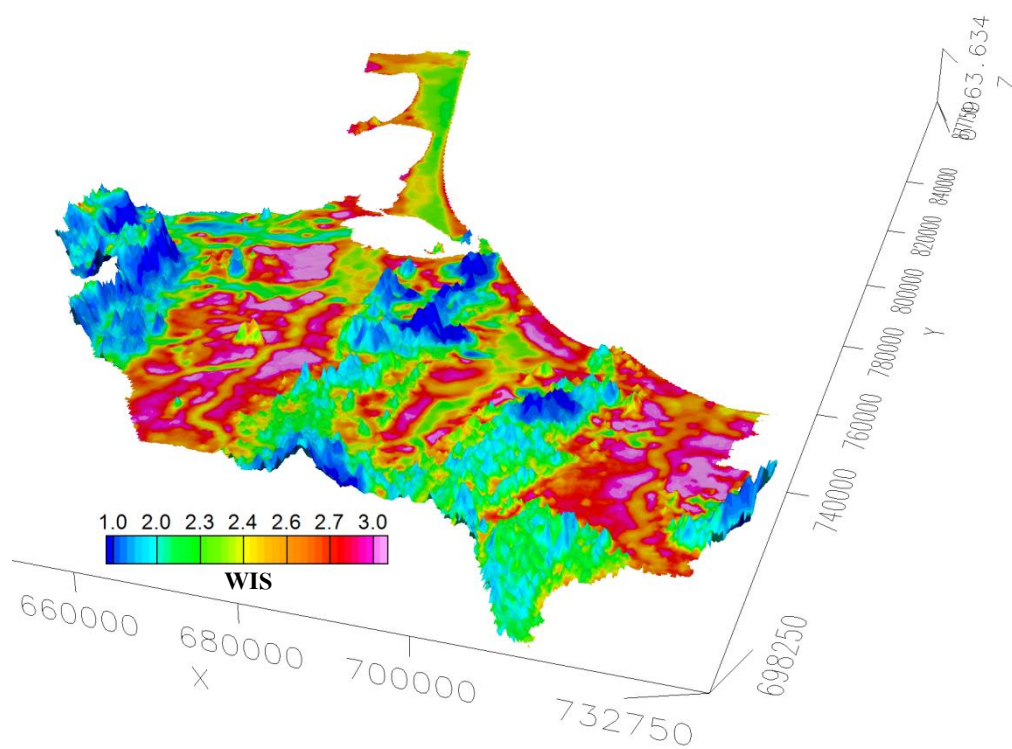
ภาคผนวก ก

ข้อมูลของตำแหน่งตัวแทนการผูกของหินแต่ละระดับ

E	N	WC	K (%)	eTh/K (ppm eTh / % K)	Relief (m)
636300	773800	1	2.83	8.27	138.21
676200	763000	1	3.58	6.83	97.68
626200	767000	1	3.49	9.20	81.45
677100	785500	1	3.22	5.65	97.10
700000	746700	1	2.54	7.80	150.22
696600	749300	1	3.22	7.73	42.79
682300	723700	1	3.51	6.47	54.04
621800	784600	1	2.99	8.40	133.99
641000	750900	1	1.72	9.60	156.15
683600	765500	1	3.01	3.98	59.54
639800	763200	2	1.28	13.12	34.55
674800	773300	2	1.25	11.66	24.30
644000	750500	2	1.22	11.71	33.45
680500	778000	2	1.10	14.38	29.50
677800	782400	2	1.58	14.50	27.49
643800	750500	2	1.27	11.15	28.40
673600	771100	2	1.12	13.24	16.18
641500	762100	2	1.37	11.57	23.14
696000	750600	2	1.13	14.77	15.22
723100	734300	2	1.25	19.92	27.59
654000	786900	3	0.11	101.29	14.72
656400	752200	3	0.01	46.08	14.15
671000	780500	3	0.82	24.29	7.98
654500	781000	3	0.03	51.51	14.65
662000	763500	3	0.15	39.09	10.80
645500	779500	3	0.51	19.20	13.54
699800	759900	3	0.19	30.51	11.54
665700	786400	3	0.14	24.00	3.10
693100	771200	3	0.13	32.14	7.21
712500	733200	3	0.12	46.15	13.83

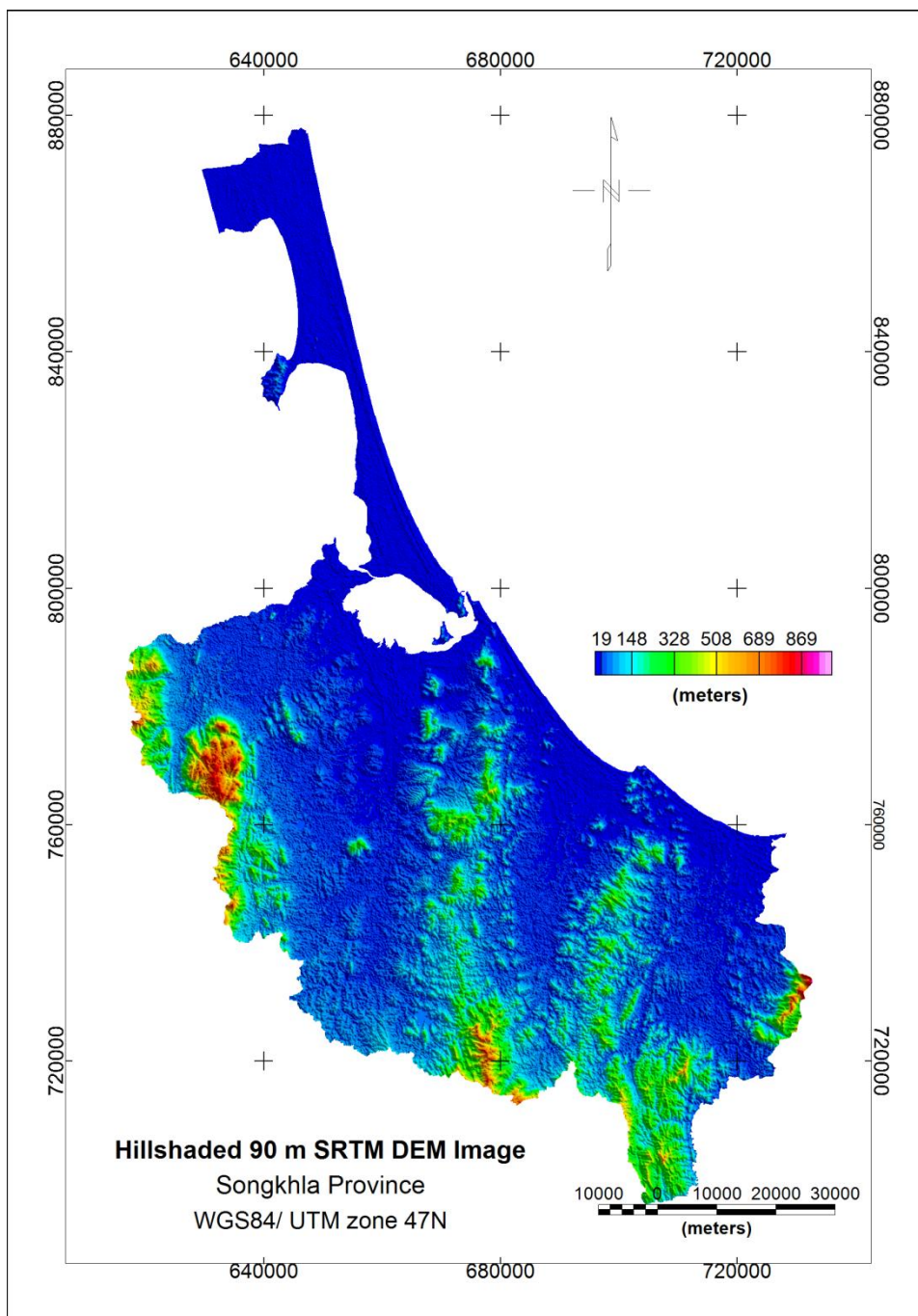
ภาคผนวก ข

ภาพมุมมอง 3 มิติ ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS)
ซ้อนบนข้อมูลความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM



ภาคผนวก ค

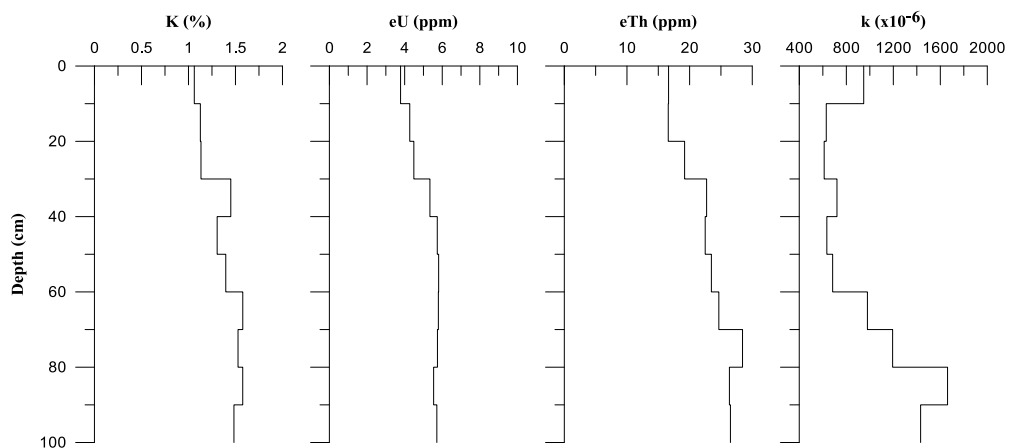
ภาพแบบจำลองความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM 90 เมตร ของจังหวัดสงขลา



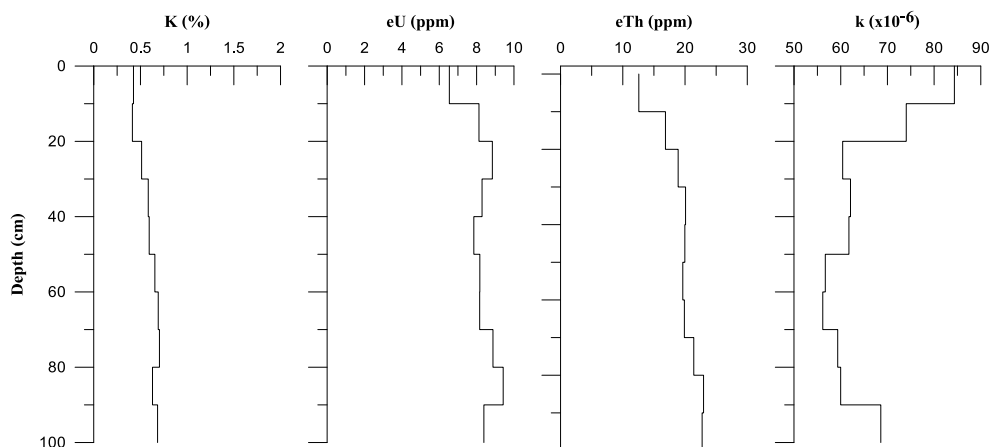
ภาคผนวก ง

การเปลี่ยนแปลงค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี และค่าสภาพรีปไว้ได้ทางแม่เหล็ก
ในตัวอย่างดินตามระดับความลึกที่ตำแหน่งต่างๆ

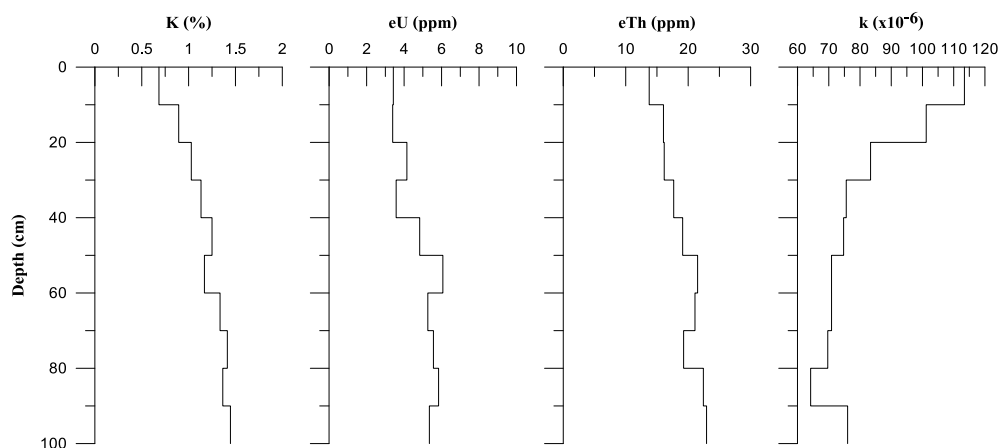
ตำแหน่งที่ 1



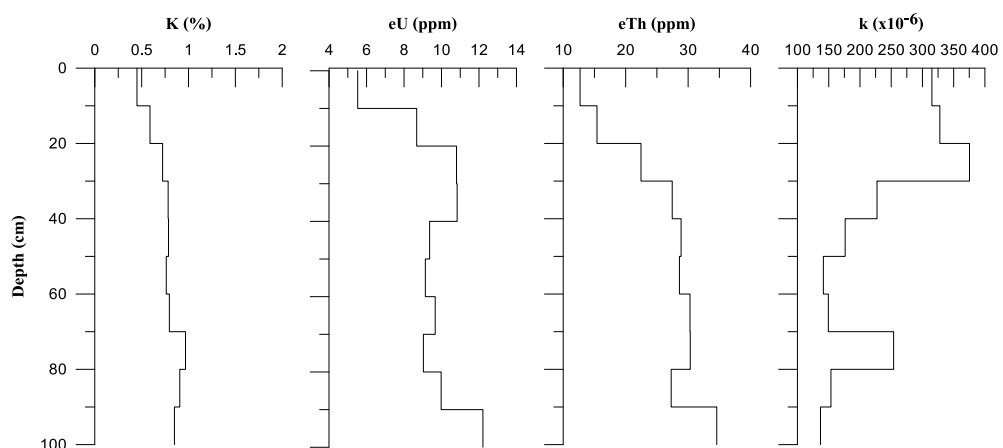
ตำแหน่งที่ 2



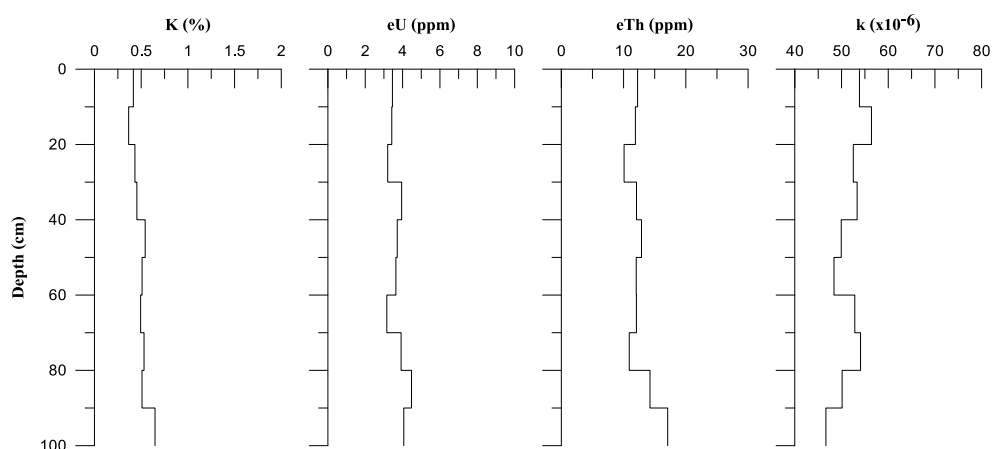
ตำแหน่งที่ 3



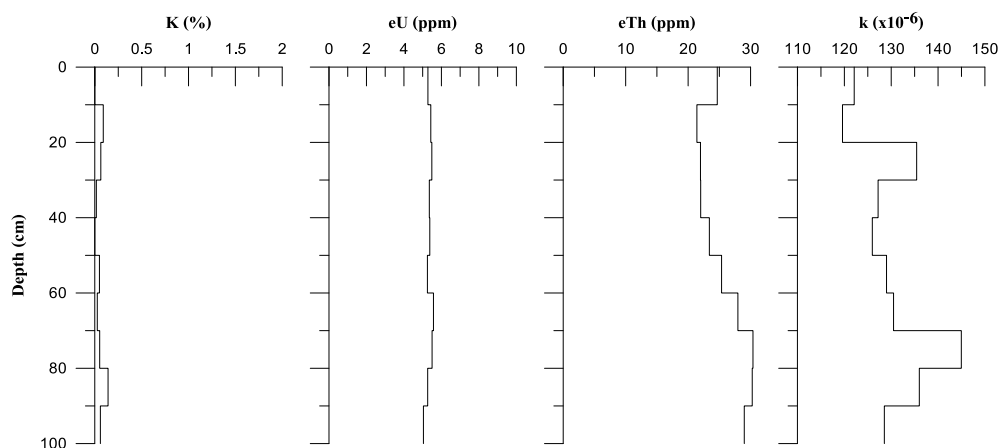
ตำแหน่งที่ 4



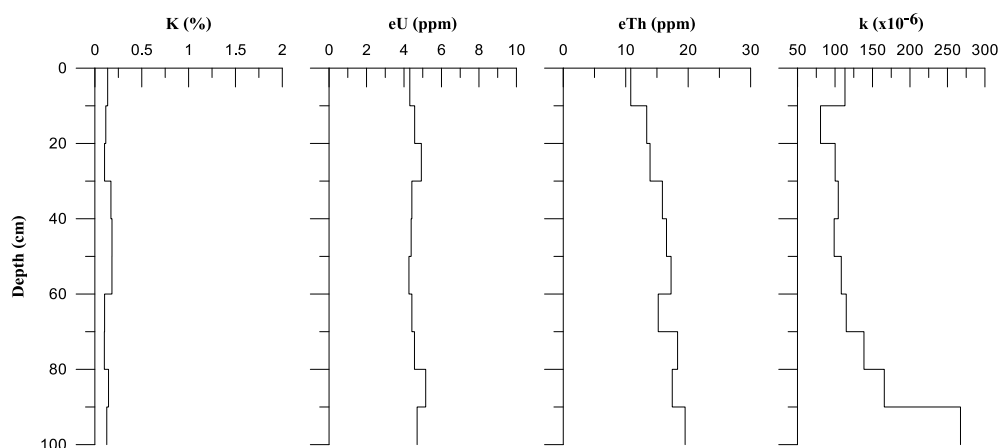
ตำแหน่งที่ 5



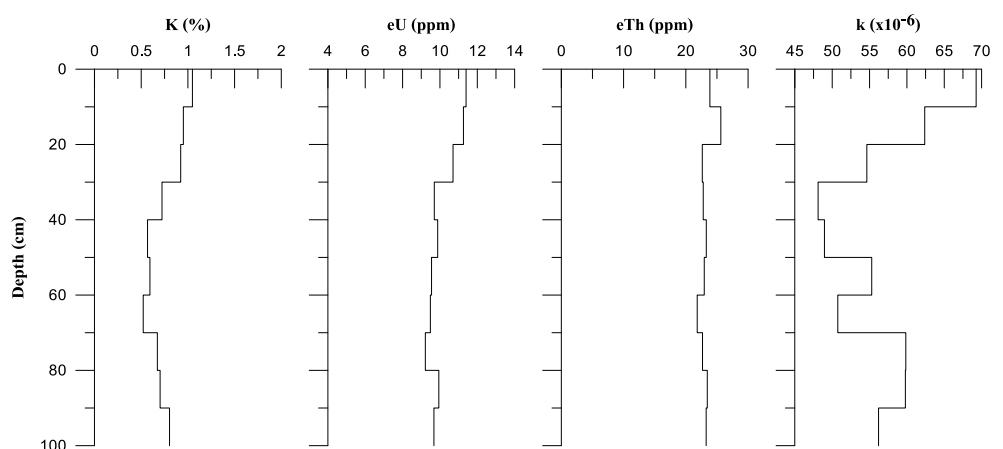
ตำแหน่งที่ 6



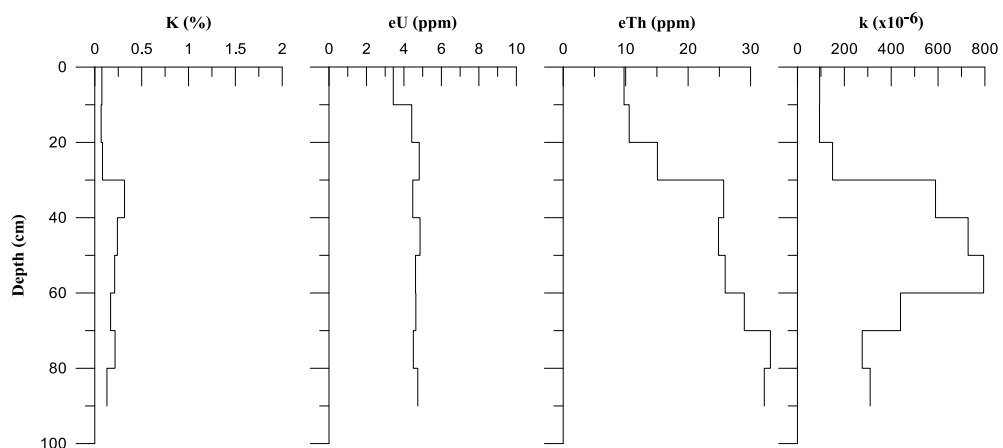
ตำแหน่งที่ 7



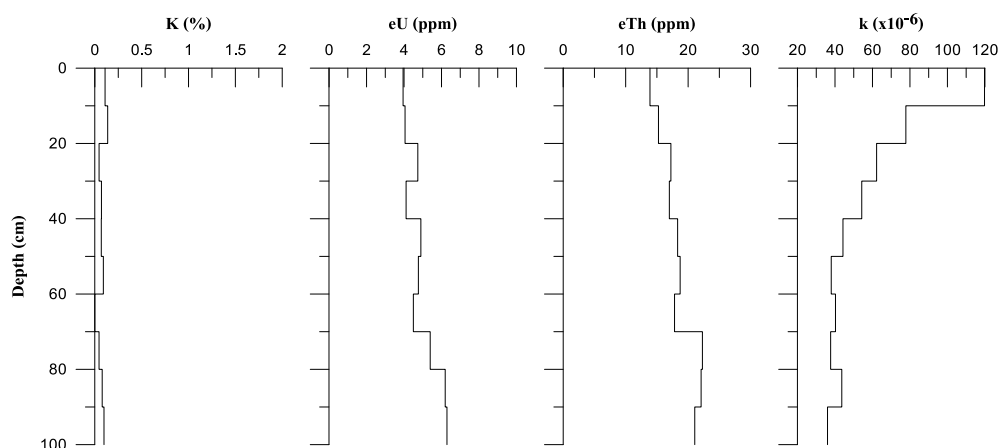
ตำแหน่งที่ 8



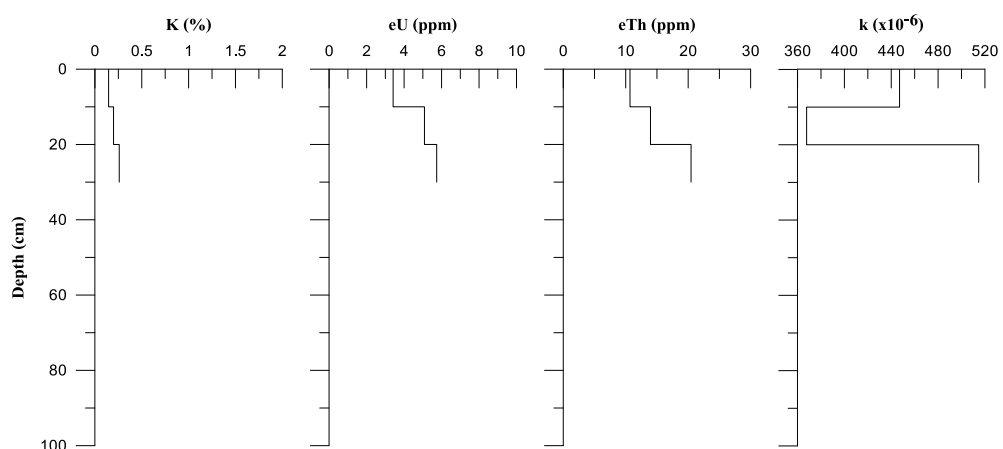
ตำแหน่งที่ 9



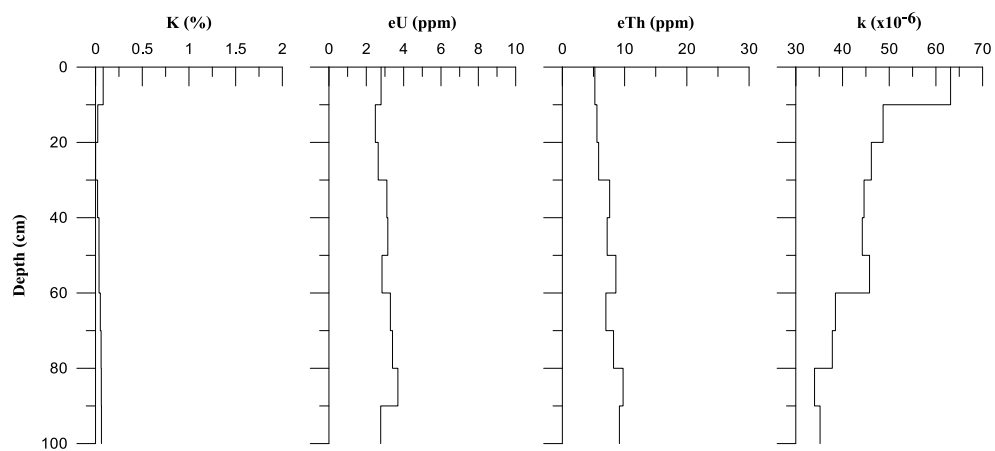
ตำแหน่งที่ 10



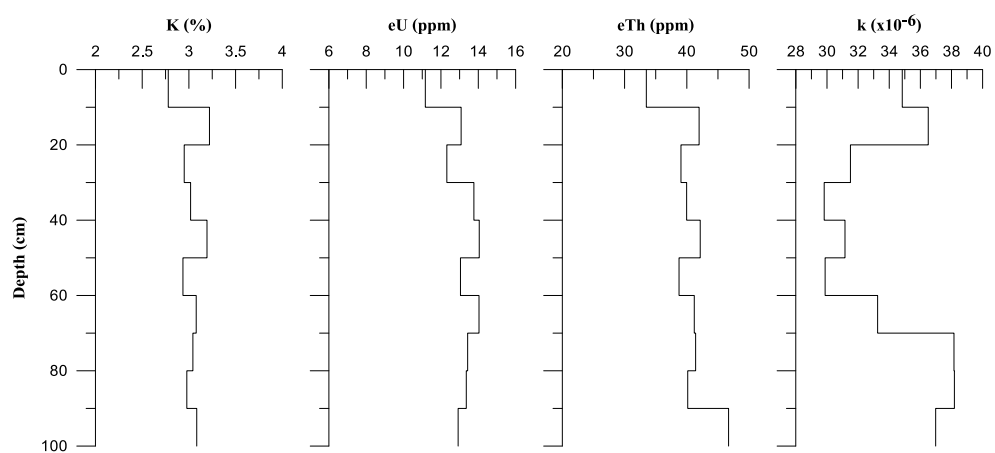
ตำแหน่งที่ 11



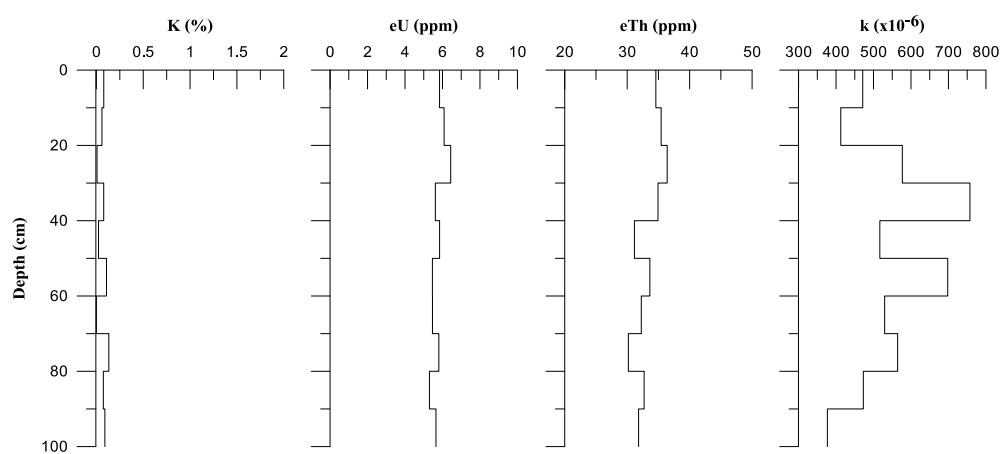
ตำแหน่งที่ 12



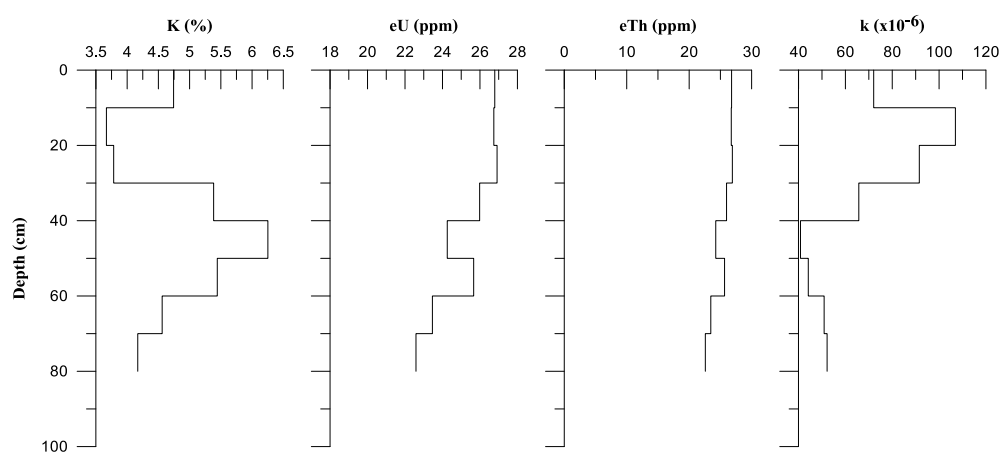
ตำแหน่งที่ 13



ตำแหน่งที่ 14



ตำแหน่งที่ 15



ภาคผนวก จ

ข้อมูลหลุมเจาะใกล้แนวสำรวจทางด้านธรณีฟิสิกส์
(ที่มา: กองน้ำบาดาล กรมทรัพยากรธรณี)

H0389SKL137

Report Date 08/08/44 Zone 47N 639337E 786592N

Ban Ban Plai Han School Mu Thi 05 Tambon Kamphaeng Phet

Amphoe Rattaphum Chanwat Songkhla

Depth: 42 m Aquifer type: clay, chert Depth to bed rock: 30.0 m

Perforation: 15 – 27 m

<u>Rock type</u>	<u>Depth (m): from - to</u>
Clay: light gray, silty, sandy, nonplastic, slightly compacted to loose.	0 - 2
Sand: reddish brown, clayey, ferruginous, medium grained to coarse grained, Angular to subangular, poorly sorted to moderately sorted, composed of quartz with feldspars.	2 - 3
Clay: light reddish brown and yellowish brown, partially limonitic, lateritic, composed of chert presented at the lower parts, nonplastic to slightly plastic, slightly compacted to moderately compacted.	3 - 18
Chert: yellowish brown, slightly calcareous, limonitic, hard to compacted.	18 - 20
Clay: grayish black, calcareous, partially limonitic, nonplastic, slightly compactd.	20 - 30
Shale: greenish black and black, calcareous, hard to compacted, highly weathered at the upper parts.	30 - 42

H0423SKL159

Report Date: 08/09/43 Zone 47N 639844E 783838N
 Ban Ban Huai On School Mu Thi 04 Tambon Kamphaeng Phet
 Amphoe Rattaphum Chanwat Songkhla
 Depth: 45 m Aquifer type: - Depth to bed rock: 13.5 m
 Perforation: -

<u>Rock type</u>	<u>Depth (m): from - to</u>
Clay: reddish brown, ferruginous, nonplastic, slightly compacted.	0 - 5
Clay: gray, nonplastic, slightly compacted.	5 - 14
Shale: black, calcareous, dense, hard to compacted.	14 - 15

H0582SKL253

Report Date: 07/02/44 Zone 47N 673285E 780431N
 Ban Wat Tha Kham School Mu Thi 03 Tambon Tha Kham
 Amphoe Hat Yai Chanwat Songkhla
 Depth: 36 m Aquifer type: granite washed Depth to bed rock: unconsolidated
 Perforation: 24 – 27, 30 – 33 m

<u>Rock type</u>	<u>Depth (m): from - to</u>
Granite washed: white, coarse sand, subangular to rounded, poorly sorted, composed of quartz with micas fragments.	0 - 36

H0855SKL374

Report Date: 08/09/43 Zone 47N 674779E 777529N

Ban Ban Khao Kloi (Ok Thanon) Mu Thi 07 Tambon Tha Kham

Amphoe Hat Yai Chanwat Songkhla

Depth: 27 m Aquifer type: gravel Depth to bed rock: unconsolidated

Perforation: 12 – 18 m

<u>Rock type</u>	<u>Depth (m): from - to</u>
Gravel & Clay :	0 - 5
light reddish brown and pinkish brown, sandy, limonitic, very fine gravel, subangular, consists of 70% gravel, 30% clay, composed of quartz with feldspars, plastic, compacted.	
Gravel : yellowish brown, clayey, sandy, very fine grained, subangular, well sorted, composed of quartz with feldspars.	5 - 9
Gravel : light gray, sandy, clayey, very fine grained, subangular, well sorted, composed of quartz with feldspars with muscovite fragments.	9 - 27

H1108SKL499 (2)

Report Date: 17/08/90 Zone 47N 675162E 782659N

Ban Ban Klang Mu Thi 05 Tambon Phawong

Amphoe Muang Chanwat Songkhla

Depth: 23 m Aquifer type: gravel Depth to bed rock: unconsolidated

Perforation: 12 – 21 m

<u>Rock type</u>	<u>Depth (m): from - to</u>
Clay : light yellowish brown, moderately sandy, slightly gravelly, plastic.	0 - 2
Gravel : light brownish gray, moderately sandy, moderately clayey, very fine gravel, subrounded to rounded, well sorted, composed of quartz.	2 - 11
Gravel : light brownish gray, slightly clayey, fine gravel, subrounded to rounded, very well sorted, composed of quartz.	11 - 23

ผลงานตีพิมพ์เผยแพร่จากวิทยานิพนธ์

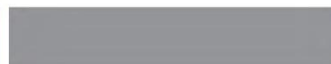
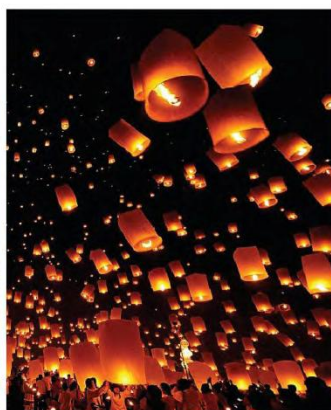
The 8th Annual Conference of Thai Physics Society Chiang Mai, Thailand

March 21-23, 2013



PROCEEDINGS

SPC 2013





Application of Airborne Gamma-ray Spectrometric Data to Study Weathering of Rocks in Songkhla Province

M. Boonya¹ and T. Bhongsuwan^{1,2,*}

¹Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Hatyai, Songkhla, 90112, Thailand

²Geophysics Research Center, Prince of Songkla University, Hatyai, 90112, Thailand

*Corresponding author. E-mail: tripop.b@psu.ac.th

Abstract

Airborne gamma-ray spectrometric survey measures the abundance of natural gamma ray emitted from potassium (K), uranium (U) series and thorium (Th) series in the top of the earth's surface. Gamma ray emitted from the ground surface relates to the mineralogy and geochemistry of bedrock and weathered materials. Airborne gamma-ray spectrometric method can be used to study weathering of rocks. The weathering is disintegration or alteration of rocks and minerals by chemical and physical processes those relate to environmental condition at or near the earth's surface. The weathering process modifies the distribution and concentration of radioelements from initial bedrock concentration. The concentration of potassium generally decreases with increasing the weathering of rocks because potassium is highly soluble and leaches from weathering profile, whereas the concentration of uranium and thorium in weathered rocks depends on complexities of dissolution and precipitation process of each radioelement. The weathering data of rocks in Songkhla Province obtained from analyzing airborne gamma-ray spectrometric data and digital elevation model are compared with geological, erosion and landslide hazard maps. Data processing and interpretation are currently being carried out.

Keywords: Airborne gamma-ray spectrometry, Weathering, Radioelements, Songkhla Province

Introduction

Airborne gamma-ray spectrometric survey is one of aerial geophysical methods by measuring abundance of natural gamma ray emitted from potassium (K), Uranium (U) series and thorium (Th) series in the top of the earth's surface. The abundance of gamma ray emitted from the ground surface relates to geochemistry and mineralogy of bedrock and weathered materials. Airborne gamma-ray spectrometric survey has been used in many applications, such as detecting mineral deposits, geological mapping tool and environmental applications. The objective of this work is using airborne gamma-ray spectrometric data to study the weathering of rocks. Studying the weathering of rocks is beneficial because the weathering is one of important factors affecting the occurrence of landslide apart from rainfall and deforestation. Nowadays, the landslide is an important disaster destroying a lot of lives and building. Consequently, the weathering data of rocks covering a wide area are useful to further study the landslide hazard area.

Radioactivity is common phenomena of natural geological materials. Radioactivity occurred in three types that are named alpha particle, beta particle and gamma ray. Alpha and beta particles cannot move

though soils, rocks and air. Therefore, there is only gamma ray that can be detected by airborne radiometric survey. Generally, there are many natural radioisotopes. However, there are only radioisotopes of potassium, uranium series and thorium series that can produce sufficient gamma ray to be measured by gamma-ray spectrometry. Potassium measurement is direct estimate from abundance of ⁴⁰K. Uranium and Thorium measurement are indirect estimate through daughter radioisotopes, ²¹⁴Pb and ²⁰⁸Tl respectively.

Potassium is a major component of the earth's crust (~2.5%) [Wilford, Bierwirth and Craig, 1997] and is mainly found in rock-forming minerals such as K-feldspar and mica. The abundance of potassium is high in felsic rock but low in mafic and ultramafic rocks. Uranium and thorium are a minor component of the earth's crust (~3 and ~12 ppm respectively) [Wilford, Bierwirth and Craig, 1997]. The abundance of uranium and thorium is high in accessory and resistant minerals such as monazite, xenotime and zircon but low in rock-forming minerals.

Weathering is breaking down or alteration of rocks and minerals by chemical and physical processes that relate to environmental conditions at or near the earth's surface. The weathering of rocks can be separated in two major types which consist of physical weathering and chemical weathering. The



physical weathering is disintegration of rocks into smaller pieces by mechanical process without a change in mineral and chemical composition of rocks. The chemical weathering is alteration in composition by chemical reaction of minerals with elements in water and air. Factors influencing the weathering intensity of rock consist of parent material, external climate, topography, biotic potential and time. During weathering, potassium concentration generally decreases with increasing the weathering because potassium has high solubility. In contrast, Thorium has low solubility and solubility of uranium depends on valence state of uranium ion. Therefore, the concentration variation of uranium and thorium during weathering is complicated. Uranium and thorium are released from rocks during weathering but can be adsorbed by clay oxide of Fe and Al in weathering profile.

Materials and Methods

Study Area

Study area is Songkhla Province. Songkhla is an east coastal province in southern Thailand which covers an area of 7,393.889 km². This area is located in 6°17'-7°56' N latitude and 100°1'-101°6' E longitude. Landform in the north part mainly is alluvial plain, the east part is coastal plain and the west and the south parts are mountains and plateau. Songkhla has been influenced by tropical monsoons which include the northeast monsoon and the southwest monsoon. Therefore, Songkhla has only two seasons. The hot season is from February to July. The rainy season is from October to January. Figure 1 shows geological map of Songkhla [DMR, 2007]. Songkhla is mostly covered by Quaternary sediments. The found oldest rock occurs in Cambrian period. Sedimentary and metamorphic rocks are found having many types. Moreover, igneous rock found in this area is granite occurring in Triassic period.

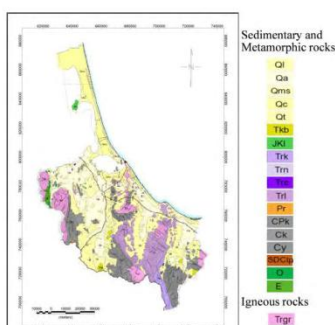


Figure 1. Geological map of Songkhla Province.

Data sets

This work studied the weathering of rocks by using airborne gamma-ray spectrometric data. The data consist of K, eU and eTh. These data were derived from surveying in 1984-1989 which cover most area of Thailand under handling of the Department of Mineral and Resources. Potassium is expressed in percent while uranium and thorium are in parts per million. The digital elevation model (DEM) was also used in this work. DEM was derived from The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) elevation data collected in 2000. Figure 2 shows all data sets that were used.

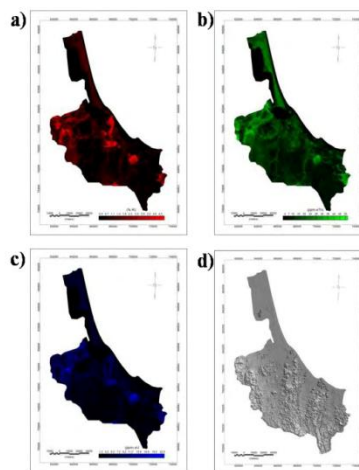


Figure 2. a) Potassium map, b) Thorium map, c) Uranium map and d) DEM.

Weathering intensity of rocks

This work used the weathering intensity index (WII) [Wilford, 2012] to assess weathering intensity of rocks in study area. The WII formula was generated by analyzing correlation between airborne gamma-ray spectrometric data and DEM with weathering class for the Australian continent in 2012. The weathering class is levels of rocks-weathering intensity from field investigations which separated into six levels. The WII formula is shown below.

$$WII = 6.751 + -0.851K + -1.319Relief + 2.682Th/K + -2.590Dose \quad (1)$$

The dose rate was calculated by using the formula 13.078 K (%) + 5.67 U (ppm) + 2.49 Th (ppm) [IAEA, 2003] and is expressed in nanoGrays per hour (nGy/h). The relief surface was generated from DEM analysis by calculating the difference between the

lowest and the highest elevations within a 270 m radius.

Results and Discussion

The abundance of radioelements corresponds with geological features and landscape process (figure 1, 2 and 3). Figure 3 is ternary map (RGB = K, Th and U). Granite mountain zones apparently show high concentration of K, Th and U, whereas other zones of sedimentary and metamorphic rocks show lower concentration. Moreover, the ternary map can show channel as a result of transportation and deposition from granitic mountain.

Area of special interest is granite mountain zones. Main component of granite are quartz and feldspar. Feldspar is easily weathered by hydrolysis reaction. Besides, granite zones are higher steep than other zones. Therefore, these zones have high risks in occurrence of landslide.

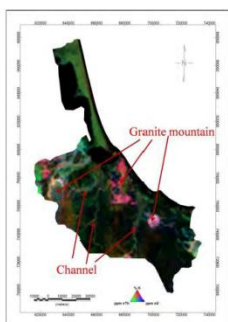


Figure 3. Ternary map.

The WII image for Songkhla shown in Figure 4 was calculated by using equation 1. The WII values can be used to indicate weathering intensity of rocks. Values of the WII increase with increasing weathering of rocks.

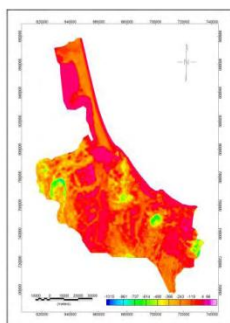


Figure 4. WII image.

The WII image in Songkhla indicates that the WII values in low plain areas are higher than mountain zones. In plain areas, there is much time for rocks to weather. In contrast, mountain zones have more slopes. Weathering of rocks in these zones is more difficult. Moreover, weathered rocks in these zones may be eroded from the origin by agents such as wind and water. Therefore, the WII values in mountain areas are lower.

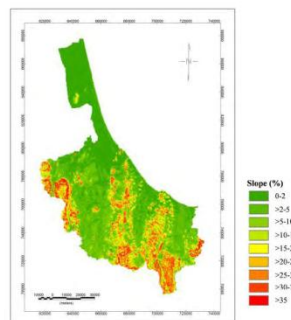


Figure 5. Slope image derived from DEM.

Slope image for Songkhla shown in Figure 5 was calculated from DEM data. Levels of slope were separated into nine levels. The slope levels correspond with WII values. High levels of slope correlate with low WII values, whereas lower levels correlate with higher WII values. The levels of slope affect weathering intensity of rocks and erosion rate.

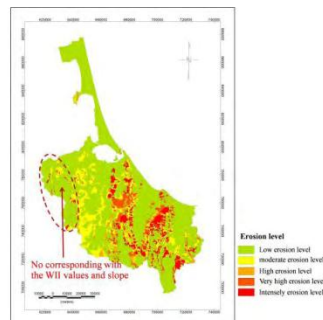


Figure 6. erosion map.

Figure 6 shows erosion map [LDD, 2002]. Erosion levels are separated into five levels. Most of erosion map corresponds with the WII values. High erosion levels correlate with low WII values, whereas lower levels correlate with higher WII values. However, some zones are not correlated. For example, the WII values of the granite mountain area in west Songkhla are not correlated with erosion levels. This area is mountainous that there are both high and low



slope. The erosion map shows low levels in this area, whereas the WII image shows low values in steep

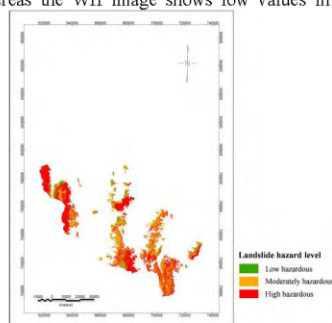


Figure 7. Landslide hazard map.

Figure 7 shows landslide hazard map [DMR, 2004]. This map shows risks in occurrence of landslide which separated into three levels. This map indicates that landslide hazard areas mostly are near the granite mountain, whereas other zones have no risk although there are the high WII values. In the risk zones, high values of the WII indicate high risks in occurrence of landslide, whereas lower values indicate lower risks. High values of the WII in mountainous zone are result of high weathering intensity of rock and thick layer of weathered rocks. In contrast, low values may be result of low weathering intensity of rocks or high erosion rate.

Conclusions

The airborne gamma-ray spectrometric data can be used to assess weathering intensity of rocks. Particularly, potassium content systematically decreases with increasing the weathering of rocks. This work indicates possibility of applying the WII in order to assess weathering intensity of rock in Songkhla area. The WII values correlate with geological map, slope image derived from DEM, erosion map and landslide hazard map. However, this index might be adjusted for this area because of difference in geology and climate between Thailand and Australia.

Acknowledgments

The authors would like to thank the Graduate School, Prince of Songkhla University for the financial support. We greatly thank the Department of Mineral Resources for providing the airborne radiometric map and geological map. We are also thankful the GEO-Informatics Research Center of Natural Resource and Environment for providing the necessary GIS data. We also thank the Department of physics, Faculty of Science and the Geophysics Research Center, Prince of Songkhla University for

zones and higher value in more flat zones.

many supports.

References

13. J.R. Wilford, P.N. Bierwirth and M.A. Craig, "Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology", *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* **17(2)** (1997), 201-216.
14. J. Wilford, "A weathering intensity index for the Australian continent using airborne gamma-ray spectrometry and digital terrain analysis", *Geoderma* **183-184** (2012), 124-142.
15. IAEA, Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data, IAEA-TECDOC-1363, Vienna, 2003.
16. B.L. Dickson and K.M. Scott, "Interpretation of areal gamma-ray surveys - adding the geochemical factors", *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* **17(2)** (1997), 187-200.
17. L.S. Chan, P.W. Wong and Q.F. Chen, "Abundances of radioelements (K,U,Th) in weathered igneous rocks in Hong Kong", *Journal of Geophysics and Engineering* **4** (2007), 285-292.
18. Q.F. Chen and L.S. Chan, "In-situ gamma-ray spectrometric study of weathered volcanic rocks in Hong Kong", *Earth Surface Processes and Landforms* **27** (2002), 613-625.
19. B.R.S. Minty, "Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry", *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* **17(2)** (1997), 39-50.
20. J. Wilford and B. Minty, "The use of airborne gamma-ray imagery for mapping soils and understanding landscape processes", *Developments in Soil Science* **31** (2007), 207-220.
21. J. Ehlen, "Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathered mantle", *Geomorphology* **65** (2005), 7-21.
22. DMR, Geological map of Songkhla Province, 1:250,000 scale, Department of Minerals Resources, Bangkok, 2007.
23. DMR, Landslide hazard map of Songkhla Province, 1:1,000,000 scale, Geohazard Section, Environmental Geology Division, Department of Minerals Resources, Bangkok, 2004.
24. LDD, Erosion map of Songkhla Province, Land Development Department, Bangkok, 2002.

ประวัติผู้เขียน

ชื่อ สกุล นายมนัสพงษ์ บุญญะ

รหัสประจำตัวนักศึกษา 5410220042

วุฒิการศึกษา

วุฒิ	ชื่อสถาบัน	ปีที่สำเร็จการศึกษา
วิทยาศาสตรบัณฑิต (ฟิสิกส์)	มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์	2550

ทุนการศึกษา (ที่ได้รับในระหว่างการศึกษา)

ทุนอุดหนุนเพื่อวิทยานิพนธ์บัณฑิตวิทยาลัย ประจำปีงบประมาณ 2555

การตีพิมพ์เผยแพร่ผลงาน

Boonya, M. and Bhongsuwan, T., 2013. Application of airborne gamma-ray spectrometric data to study weathering of rocks in Songkhla Province, Proceeding of the 8th Annual Conference of Thai Physics Society (Siam Physics Congress 2013), 21 – 23 March 2013. Chiang Mai, Thailand. pp. 96 – 99.