

รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

การตรวจวัดและวิเคราะห์นิวไคลด์กัมมันตรังสีในดิน เพื่อประเมินการชะ
ล้างและการสะสมของดินในพื้นที่คัศจรรย์ในเขตแอ่งหาดใหญ่

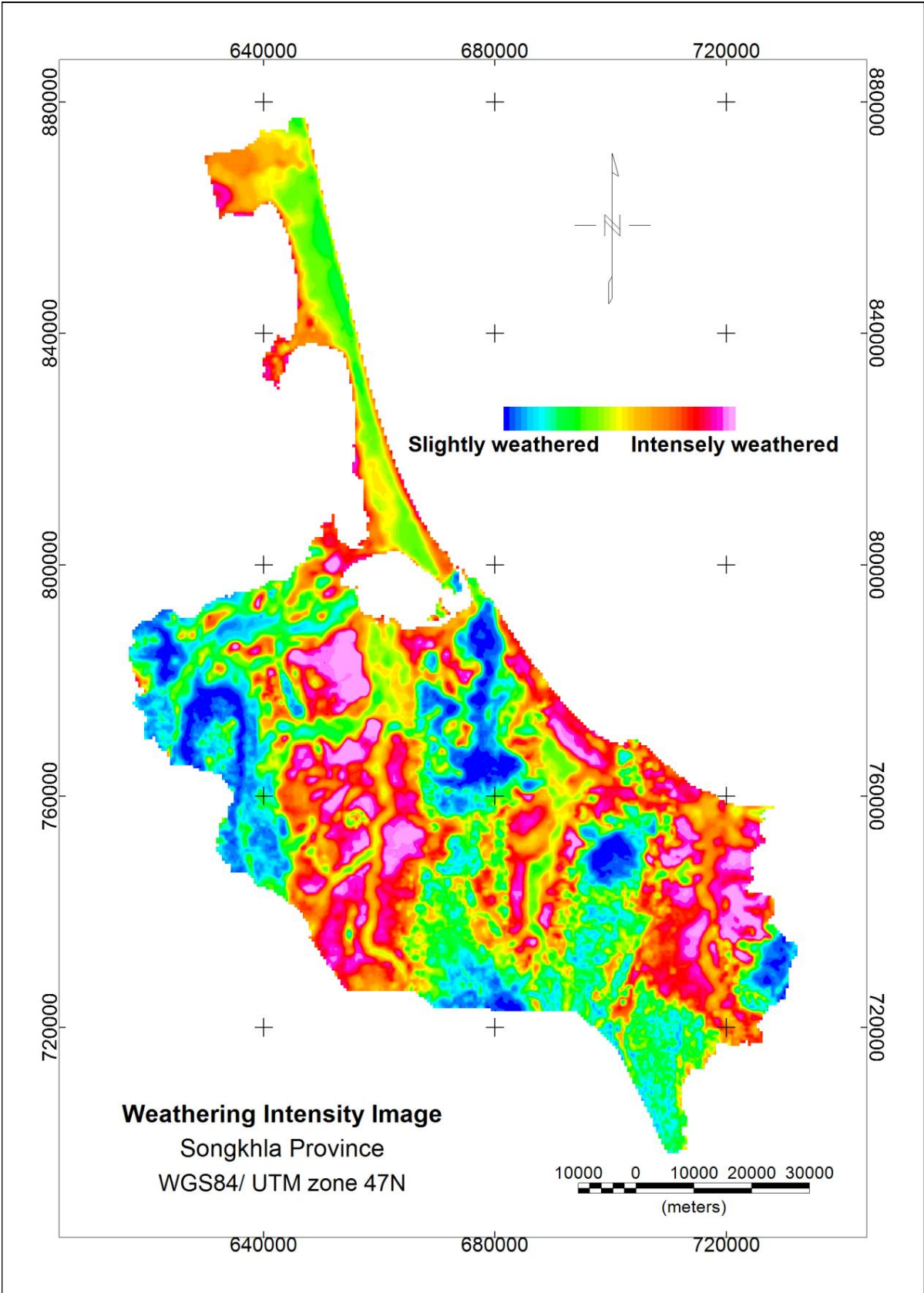
The Measurements of radionuclide ^7Be , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs to assess
soil erosion and sedimentation in selected area in Hat-Yai Basin

โดย

รองศาสตราจารย์ ดร.ไตรภพ ผ่องสุวรรณ

และคณะ

โครงการวิจัยนี้ได้รับทุนสนับสนุนจาก เงินงบประมาณเงินรายได้
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ประจำปีงบประมาณ 2555
รหัสโครงการ SCI550111S



คำนำ

การวิเคราะห์ข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ และการตรวจวัดไอโซโทปกัมมันตรังสีเบริลเลียม-7 ตะกั่ว-210 และ ซีเซียม-137 ในชั้นดินและในชั้นตะกอนอย่างเป็นระบบ สามารถที่จะประยุกต์ผลการวิเคราะห์และตีความไปในด้านต่างๆ มากมาย เช่น การศึกษาดัชนีการผุพังของหิน (rock weathering index) การประเมินพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่ม (landslide risk assessment) การประเมินหาอัตราการกัดกร่อนหรือการชะล้าง (erosion rate) และ อัตราการตกตะกอน (sedimentation rate) ของตะกอนดินในพื้นที่ต่างๆ เช่น พื้นที่ภูเขา ที่สูงชัน ที่ราบ ทะเล ทะเลสาบ หรืออัตราการตื้นเขินของทะเล ทะเลสาบ ร่องน้ำ เป็นต้น ทบวงการพลังงานปรมาณูระหว่างประเทศยอมรับให้วิธีดังกล่าวนี้เป็นวิธีที่ดีที่สุดวิธีหนึ่ง สามารถใช้ตรวจสอบได้ในระดับสเกลเวลาที่ต่างกัน ตั้งแต่เวลาสั้นๆ ช่วงหนึ่งฤดูกาล ไปจนถึงช่วงเวลายาวนานหลายปี โดยเบริลเลียม-7 จะสามารถใช้ตรวจหาอิทธิพลของเหตุการณ์หนึ่งๆ เช่น การเคลื่อนย้ายตะกอนท้องน้ำทะเลสาบเนื่องจากเหตุการณ์ฝนตกหนักครั้งหนึ่ง เป็นต้น ส่วนตะกั่ว-210 อาจตรวจวัดได้ในระดับหลายปีในตะกอนลึกหลายเซนติเมตร และ ซีเซียม-137 ซึ่งตรวจวัดได้ในระดับหลายสิบปีในตะกอนลึกหลายสิบเซนติเมตร งานวิจัยนี้เป็นการศึกษาการตรวจวัดและวิเคราะห์นิวไคลด์กัมมันตรังสีในดิน เพื่อประเมินการชะล้างและการสะสมของดินในพื้นที่คัดสรรในเขตแอ่งหัดใหญ่ โดยศึกษาพื้นที่ราบที่กำหนดเป็นพื้นที่อ้างอิง เพื่อนำไปสู่การศึกษาอัตราการตื้นเขินของทะเลสาบสงขลาที่เป็นทรัพยากรแหล่งน้ำขนาดใหญ่ที่สุดในภาคใต้

ผลงานวิจัยนี้ได้ก่อให้เกิดการพัฒนานวัตกรรมขึ้นอย่างน้อย 2 ชิ้น (1) คือเครื่อง sediment extruder เป็นเครื่องตัดชิ้นตัวอย่างที่มีความละเอียดสูง สามารถตัดชิ้นตัวอย่างจากแท่งตะกอนในท่อพีวีซีขนาด 3 นิ้ว ที่ความหนาชั้นตะกอน 0.5 เซนติเมตร ได้อย่างง่ายดาย และ (2) MnO₂ Acrylic fiber เยื่อไฟเบอร์อะคริลิกติดแมงกานีสออกไซด์ เพื่อใช้เป็นวัสดุดูดซับประสิทธิภาพสูง ใช้ในการดูดซับเบริลเลียม-7 ในน้ำฝนตัวอย่าง

ในแง่ผลผลิตนักวิจัย โครงการวิจัยนี้ผลิตนักวิจัยระดับปริญญาเอก 1 คน และ ระดับปริญญาโท 1 คน มีผลงานตีพิมพ์ในรายงานประชุมวิชาการและวารสารวิชาการรวม 6 บทความ ผู้วิจัยหวังเป็นอย่างยิ่งว่าผลการศึกษานี้จะเป็นประโยชน์สำหรับนักวิชาการในสาขานี้และสาขาที่เกี่ยวข้องอื่นๆ

กิตติกรรมประกาศ

คณะวิจัยขอขอบคุณมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ เป็นอย่างสูงที่ได้ให้การสนับสนุนทุนวิจัย จากเงินรายได้ ประจำปี พ.ศ. 2555 ให้กับคณะวิจัย ในการทำวิจัยเรื่อง “การตรวจวัดและวิเคราะห์นิวไคลด์กัมมันตรังสีในดิน เพื่อประเมินการชะล้างและการสะสมของดินในพื้นที่คัสसरในเขตแอ่งหาดใหญ่” รหัสโครงการ SCI550111S

ขอขอบคุณภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ ที่ได้เอื้อเฟื้อสถานที่ห้องปฏิบัติการวิจัย และอนุญาตให้ใช้เครื่องมือวิจัยนิวเคลียร์ และเครื่องมือวิเคราะห์ทุกชนิดที่จำเป็นต่อโครงการวิจัย ตลอดจนสนับสนุนพาหนะในการเดินทางออกเก็บข้อมูลภาคสนาม

คณะวิจัยขอขอบคุณ Prof.Dr.Miodrag Krmar แห่ง Department of Physics, Novi Sad University, Serbia ที่ได้ช่วยตรวจวิเคราะห์แก๊สตัวอย่างตะกอนบางส่วน Dr.Sounthone Singsoupho จากภาควิชาฟิสิกส์ มหาวิทยาลัยแห่งชาติลาว ว่าที่ ร.ต.ประภุชญ์ นพประดิษฐ์ นายเอกลักษณ์ มอบพิจิต นายมนัสพงษ์ บุญญะ นักศึกษาบัณฑิตศึกษาหลักสูตรฟิสิกส์ และหลักสูตรธรณีฟิสิกส์ ที่มีส่วนร่วมในการเก็บข้อมูลภาคสนาม รวมทั้งช่วยงานในห้องปฏิบัติการวิเคราะห์ และขอขอบคุณนักศึกษาระดับปริญญาตรีของภาควิชาฟิสิกส์ที่มีส่วนร่วมในงานวิจัยครั้งนี้

บทคัดย่อ

งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาการประเมินการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลาโดยการวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศร่วมกับข้อมูลโทรสัมผัสอื่นๆ และมีการเก็บตัวอย่างดิน ตัวอย่างน้ำฝน และตัวอย่างตะกอนทะเลสาบ มาวิเคราะห์หาความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีในห้องปฏิบัติการ

ผลการศึกษาพบว่าปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศมีความสอดคล้องกับลักษณะทางธรณีวิทยาและกระบวนการธรณีฐานวิทยาต่างๆ จากการวิเคราะห์ข้อมูลกัมมันตภาพรังสีทางอากาศและแบบจำลองระดับความสูงของภูมิประเทศ ได้เป็นแบบจำลองค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา คือ $WIS = 2.778 - .453 * K + .006 * eTh / K - .005 * Relief$ ผลการตรวจวัดความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดินตำแหน่งต่างๆ พบว่ามีความสอดคล้องกับลักษณะทางธรณีวิทยา กระบวนการธรณีฐานวิทยา และส่วนใหญ่มีปริมาณใกล้เคียงกับข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศ

ผลการศึกษาอัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาด้วยเทคนิคการตรวจวัดตะกั่ว-210 และซีเซียม-137 ในตะกอนตัวอย่างที่ความลึกต่างๆ โดยมีวัตถุประสงค์เพื่อหาอัตราการตกตะกอนของทะเลสาบสงขลาในช่วงเวลาใกล้ปัจจุบัน ผลการศึกษจะทำให้ทราบถึงอัตราการตกตะกอนของทะเลสาบสงขลาในอดีตด้วยเช่นกัน และทำให้ทราบพลศาสตร์ของน้ำและการเปลี่ยนแปลงในอดีตของระบบทะเลสาบสงขลาได้ด้วย ผลการศึกษาพบว่า อัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาสูงสุด 3 อันดับแรก พบบริเวณปากคลองอู่ตะเภาด้านตะวันตก มีค่า $1.543 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ บริเวณอ่าวฝั่งตะวันตกของเกาะยอ มีค่า $0.949 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ และบริเวณปากคลองปากกรอ มีค่า $0.84 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ เมื่อพิจารณาตำแหน่งจุดที่ศึกษาและต้นกำเนิดของตะกอนตีความได้ว่า อิทธิพลที่สำคัญที่สุดต่ออัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนนอกคือคลองอู่ตะเภา และตะกอนปริมาณมหาศาลที่มาจากลุ่มน้ำคลองอู่ตะเภา อิทธิพลที่สำคัญรองลงมาน่าจะเป็นกระแสน้ำขึ้น-น้ำลง ที่ไหลผ่านหัวเกาะยอทั้งด้านทิศเหนือและทิศใต้ และยังทำให้อัตราการตกตะกอนมีแนวโน้มลดลงไปทางกึ่งกลางทะเลสาบ และไปทางปากกรอ

อัตราการตกตะกอนในทะเลสาบสงขลาตอนในทางเหนือของเกาะใหญ่มีค่าต่ำสุดเท่ากับ $0.28 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ตรงบริเวณระหว่างแหลมจองถนนและเกาะใหญ่มีค่า $0.354 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ส่วนทางใต้ของเกาะใหญ่ในทะเลสาบสงขลาตอนกลางมีค่า $0.304 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$

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. Rain water on ground and soil samples at various depths, and lake-bottom sediment at various depths were collected and analyzed for radionuclides concentrations.

Results showed that the abundance of radionuclides 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 radionuclide contents derived from soil samples well corresponded with geologic features and geomorphological processes, and with airborne radiometric data.

Study the sedimentation rate in the Songkhla Lake has been performed by the measurement of Pb-210 and Cs-137 in sediment samples at various depths. This helps to estimate the sedimentation rate at the present time and at the past time and understand the water dynamics and changes in the Songkhla Lake system in the past. Results indicates that the first, second and third highest sedimentation rates are observed in the Outer Songkhla Lake of valued $1.543 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ at the west side of U-tapao mouth, $0.949 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ at the west coast of Koh Yo and $0.84 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ near the Pak Rho mouth. This indicates that the most important factors affecting sedimentation of the Songkhla Lake are a huge amount of water and sediment eroded from U-Tapao sub-basin and tidal effect.




Sedimentation in the Inner Songkhla Lake is the lowest at $0.28 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ at north of Koh Yai, $0.354 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ found between Lam Jong Tanon and Koh Yai and $0.304 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ is found south of Koh Yai in the Middle Songkhla Lake.

สารบัญ

	หน้า
คำนำ	i
กิตติกรรมประกาศ	ii
บทคัดย่อ	iii
Abstract	iv
สารบัญ	v
สารบัญรูป	vii
สารบัญตาราง	viii
บทที่ 1 บทนำ	1
1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย	1
1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการวิจัย	1
1.3 ขอบเขตของโครงการวิจัย	2
1.4 สมมุติฐาน และกรอบแนวความคิดของโครงการวิจัย	2
บทที่ 2 ทฤษฎี และหลักการที่สำคัญ	3
2.1 เทคนิคการตรวจวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี เบริลเลียม-7	3
2.2 เทคนิคการตรวจวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ตะกั่ว-210	4
2.3 เทคนิคการตรวจวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ซีเซียม-137	5
2.4 การทบทวนวรรณกรรม/สารสนเทศ (information) ที่เกี่ยวข้อง	6
2.5 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ เช่น การเผยแพร่ในวารสาร จดสิทธิบัตร ฯลฯ และ หน่วยงานที่นำผลการวิจัยไปใช้ประโยชน์	8
2.6 แผนการถ่ายทอดเทคโนโลยีหรือผลการวิจัยสู่กลุ่มเป้าหมาย	8
2.7 วิธีการดำเนินการวิจัย และสถานที่ทำการทดลอง/เก็บข้อมูล	8
บทที่ 3 วิธีการดำเนินการวิจัย	9
3.1 วิธีการศึกษาการชะล้างฝุ่นของหินในพื้นที่	9
3.2 วิธีการวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ	10
3.3 การวิเคราะห์หาค่าดัชนีฝุ่นของหินและการตีความ	13
3.4 การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีในตัวอย่างดิน	16
3.5 การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสี	18
บทที่ 4 ผลการศึกษา	21
4.1 ผลการวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีฝุ่นของหิน	21
4.2 ผลการวิเคราะห์ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดิน	30
4.3 แนวทางการนำค่าดัชนีฝุ่นของหินไปประยุกต์ใช้	37

- บทที่ 5 รายชื่อผลงานวิจัยตีพิมพ์ที่เกี่ยวข้อง 39
- 5.1 ผลงานเรื่อง Application of Airborne Gamma-Ray Spectrometric Data to Study Weathering of Rocks in Songkhla Province ตีพิมพ์ในการประชุมวิชาการระดับชาติ Siam Physics Congress SPC2013, Thai Physics Society on the Road to ASEAN Community, 21-23 March 2013 40
- 5.2 ผลงานเรื่อง The ^7Be profiles in the undisturbed soil used for reference site to estimate the soil erosion ตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ Journal of Physics: Conf. Series 860 (2017); doi :10.1088/1742-6596/860/1/012009
- 5.3 ผลงานเรื่อง SEDIMENTATION RATES IN THE U-TAPAO ESTUARY DEMONSTRATED BY ^{210}Pb -AND ^{137}Cs -DATING METHODS ตีพิมพ์ในการประชุมวิชาการระดับนานาชาติ The 4th Academic Conference on Natural Science for Young Scientists, Master & PhD Students from Asean Countries. 15-18 December, 2015 - Bangkok, Thailand, ISSN 978-604-913-088-5
- 5.4 ผลงานเรื่อง Measurement of ^7Be inventory in the outer Songkhla lagoon, Thailand ตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry (2016) 310:33–44; DOI 10.1007/s10967-016-4851-0
- 5.5 ผลงานเรื่อง Characteristics of Atmospheric ^7Be Deposition in the Songkhla Province, Thailand ตันฉบับพร้อมตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ
- 5.6 ผลงานเรื่อง Sediment mixing derived from ^7Be and ^{210}Pb profiles: A case study from the outer Songkhla lagoon, Southern Thailand ตันฉบับพร้อมตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ

สารบัญรูป

	หน้า
รูปที่ 3.1 แผนที่ความเข้มข้นของโพแทสเซียม ก.) แผนที่กระดาษที่ได้ลงสีตามค่าหลักแล้ว ระบุว่า NB 47-3, ข.) แผนที่จากข้อมูลดิจิทัล ระบุว่า NB 47-3, 47-7 และ 47-8	11
รูปที่ 3.2 ข้อมูล SRTM DEM 90 m เมื่อเปิดด้วยโปรแกรม 3DEM และได้แก้ไขค่าระดับความสูงของตำแหน่งที่ผิดพลาด	12
รูปที่ 3.3 เปรียบเทียบข้อมูลของโพแทสเซียม ก.) ข้อมูลก่อน Dummy grid, ข.) ข้อมูลหลัง Dummy grid ซึ่งเป็นข้อมูลในพื้นที่ศึกษา	13
รูปที่ 3.4 ตำแหน่งตัวแทนการผุพังของหินแต่ละระดับ	15
รูปที่ 3.5 ตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดิน	16
รูปที่ 3.6 การเก็บตัวอย่างดิน	17
รูปที่ 3.7 เครื่องร่อนแยกขนาดและตะแกรงแยกขนาดอนุภาคของดิน	17
รูปที่ 3.8 สเปกตรัมรังสีแกมมาจากหิวัดชนิด HPGe ของตัวอย่าง IAEA-Soil 04	19
รูปที่ 4.1 ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS)	22
รูปที่ 4.2 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในจังหวัดสงขลา (WIS) กับลักษณะทางธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษา	24
รูปที่ 4.3 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับระดับความชัน ในพื้นที่ศึกษา ที่ได้จากการวิเคราะห์ ข้อมูล SRTM DEM 90 m	25
รูปที่ 4.4 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับระดับการกร่อน (erosion) ในพื้นที่ศึกษา	25
รูปที่ 4.5 การตัดโปรไฟล์ผ่านแนวพื้นที่ศึกษา ก.) ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา, ข.) ระดับความสูงของภูมิประเทศจังหวัดสงขลา	26
รูปที่ 4.6 ความสอดคล้องระหว่างระดับความสูงกับค่า WIS จากการตัดโปรไฟล์ ก.) แนวทิศตะวันออก-ทิศตะวันตก, ข.) แนวทิศเหนือ-ทิศใต้	27
รูปที่ 4.7 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่ม	28
รูปที่ 4.8 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับภาพความรุนแรงการผุพังของหินที่ได้ประยุกต์ใช้ Wil (Wilford, 2012)	29
รูปที่ 4.9 ตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดินบนภาพความรุนแรงการผุพังของหิน เส้นทางน้ำ (เส้นสีฟ้า) และขอบเขตของภูเขาหินแกรนิต (เส้นประสีเหลือง)	30
รูปที่ 4.10 ค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีที่ตำแหน่งต่างๆ  แสดงความเข้มข้นจากตัวอย่างดินที่ความลึกต่างๆ  แสดงความเข้มข้นเฉลี่ยจากตัวอย่างดินช่วง 30 cm และ  แสดงความเข้มข้นจากการสำรวจทางอากาศ	34
รูปที่ 4.11 การเปลี่ยนแปลงค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีตามความลึก ก.) ความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีเฉลี่ย ตำแหน่งที่ 1-14, ข.) ตำแหน่งที่ 3, ค.) ตำแหน่งที่ 8	36

สารบัญตาราง

	หน้า
ตาราง 3.1 ระดับการผูกพันของหินและค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียมที่ใช้เป็นเกณฑ์	14
ตาราง 3.2 ค่าสัมประสิทธิ์สหสัมพันธ์แบบเพียร์สัน	15
ตาราง 3.3 ประสิทธิภาพการวัดรังสีแกมมาที่ค่าพลังงานรังสีแกมมาต่างๆ	19
ตาราง 3.4 การเปลี่ยนหน่วยความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีไปเป็นหน่วยเฉพาะ	20
ตาราง 4.1 ค่าความเข้มข้นของธาตุกัมมันตรังสีจากตัวอย่างดิน	32

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความสำคัญและที่มาของปัญหาที่ทำการวิจัย

ปัญหาความเสื่อมโทรมของทรัพยากรดิน จากสาเหตุที่เกิดจากธรรมชาติและเกิดจากการใช้ที่ดินที่ไม่ถูกต้องตามหลัก วิชาการ ประกอบกับความต้องการในผลิตผลทางการเกษตรที่สูง ทำให้เกษตรกรหันมาทำเกษตรเชิงเดี่ยวมากขึ้น บุกรุกแผ้วถางป่าต้นน้ำ พื้นที่เชิงเขาที่มีความลาดเอียงสูง เพื่อต้องการขยายพื้นที่ทำเกษตรกรรมเพื่อเพิ่มผลผลิต เกิดปัญหาการชะล้างของดิน สูญเสียหน้าดิน และดินขาดความอุดมสมบูรณ์จากการสูญเสียธาตุอาหารของพืชและอินทรีย์วัตถุในดิน โครงสร้างของดินถูกทำลาย ดินเก็บกักน้ำไว้ให้พืชได้ใช้น้อยลง เมื่อเกิดการชะล้างของดินจะมีผลกับตะกอนในลำน้ำ ดินตะกอนจะถูกพัดพาไปและทับถมยังแหล่งน้ำต่างๆ เช่น แอ่งกักเก็บน้ำ อ่างเก็บน้ำ รวมทั้งทะเลสาบ ทำให้แหล่งน้ำแม่ น้ำ ลำธารตื้นเขิน ทางเดินของน้ำไม่สะดวก ก่อให้เกิดปัญหาน้ำเอ่อและไหลท่วมบ้านเรือนไร่นาในฤดูน้ำหลาก ก่อให้เกิดปัญหาในการใช้ประโยชน์แหล่งน้ำนั้นๆ ตะกอนที่พัดพามาทับถมในอ่างเก็บน้ำ ทำให้ลดอายุการใช้งานของอ่างลง อ่างกักน้ำได้น้อยลง น้ำขุ่นไม่เหมาะในการอุปโภคบริโภค ตะกอนที่ตกทับถมที่ชายฝั่งหรือปากอ่าว ทำให้มีผลต่อสภาพนิเวศวิทยา กระทบกระเทือนต่อการขยายพันธุ์สัตว์น้ำต่างๆ และปัญหาที่สำคัญของการใช้ทรัพยากรดินที่ผิด อาจเกิดภัยพิบัติดินถล่มในพื้นที่ที่มีความลาดเอียงสูง โดยเฉพาะในบริเวณที่มีฝนตกหนัก

ปัญหาการชะล้างของดินและการสะสมตัวในลำน้ำที่ลงสู่พื้นที่แอ่งตะกอนขนาดใหญ่มีความตื้นเขิน ทางเดินของน้ำไม่สะดวก ก่อให้เกิดปัญหาน้ำเอ่อและไหลท่วมบ้านเรือนในฤดูน้ำหลาก เป็นปัญหาที่สำคัญสำหรับการพัฒนาของชุมชนเมืองขนาดใหญ่ และพื้นที่โดยรอบในบริเวณแอ่งขนาดใหญ่ยังมีการทำเกษตรกรรมดังนั้นก็ย่อมส่งผลต่อการพัฒนาลุ่มน้ำเพื่อการเกษตร ในฤดูฝนเมื่อฝนตกหนักติดต่อกันเป็นเวลานาน โครงสร้างของดินถูกทำลาย พืชคลุมดินน้อยลง ความสามารถในการกักเก็บน้ำในดินน้อยลง พื้นที่เหล่านั้นก็ประสบปัญหาการพังทลายของดินเป็นจำนวนมากหรืออาจเกิดภัยพิบัติดินถล่มในพื้นที่เหนือแอ่งขนาดใหญ่ได้โดยเฉพาะพื้นที่ที่มีความลาดเอียงสูง และดินในพื้นที่นั้นเสื่อมโทรม ปัญหาตะกอนที่ตกทับถมปากแม่น้ำ และปัญหาการตื้นเขินในทะเลสาบสงขลาจากตะกอนตกทับถม ลดความสามารถในการเป็นพื้นที่รับน้ำในฤดูน้ำหลาก เกิดผลกระทบน้ำท่วมยาวนาน สูญเสียทางเศรษฐกิจจำนวนมาก ตลอดจนทำให้มีผลต่อสภาพนิเวศวิทยากระทบกระเทือนต่อการขยายพันธุ์สัตว์น้ำต่างๆ

1.2 วัตถุประสงค์ของโครงการวิจัย

- 1.2.1 หาอัตราการชะล้างของดินและการสะสมตัวช่วงเวลาปัจจุบันในพื้นที่แอ่งขนาดใหญ่ ด้วยวิธีตรวจวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี เบริลเลียม-7 ตะกั่ว-210 และซีเซียม-137
- 1.2.2 เพื่อประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการชะล้างของดินสูงและอาจเกิดภัยพิบัติดินถล่มของพื้นที่ต้นน้ำของแอ่งขนาดใหญ่
- 1.2.3 เพื่อประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการสะสมตะกอนในท้องน้ำพื้นที่ต้นน้ำของแอ่งขนาดใหญ่ และนำไปสู่การตกตะกอนสะสมในทะเลสาบสงขลา

- 1.2.4 เพื่อสร้างความเข้มแข็งและความสามารถทางเทคโนโลยีแก่บุคลากรของประเทศไทย
เกี่ยวกับการประยุกต์ใช้กัมมันตรังสีธรรมชาติในสิ่งแวดล้อม
- 1.2.5 เพื่อพัฒนางานวิจัย โดยประสานความร่วมมือทั้งกับหน่วยงานราชการและเอกชน ใน
การนำผลงานวิจัยไปประยุกต์ใช้ให้เกิดประโยชน์กับประเทศไทยมากที่สุด
- 1.2.6 เพื่อสร้างบุคลากรที่มีความรู้ความเชี่ยวชาญด้านการประยุกต์ใช้กัมมันตรังสีธรรมชาติ
- 1.2.7 เพื่อให้บริการข้อมูลและความช่วยเหลือทางวิชาการด้านกัมมันตรังสีธรรมชาติแก่
หน่วยงานทั้งภาครัฐและเอกชน

1.3 ขอบเขตของโครงการวิจัย

- 1.3.1 พื้นที่ศึกษาในแอ่งหาดใหญ่ จากข้อมูลภูมิประเทศของพื้นที่ ข้อมูลภาพถ่ายทาง
อากาศ ภาพถ่ายดาวเทียม ข้อมูลธรณีฟิสิกส์ เพื่อวิเคราะห์เบื้องต้นสำหรับ
การกำหนดพื้นที่ศึกษา และการกำหนดพื้นที่อ้างอิง (Reference site)
- 1.3.2 ออกแบบและสร้างเครื่องเก็บตัวอย่างดินแบบแท่ง (sediment corer) และ เครื่อง
ตัดสไลด์แท่งตัวอย่างเป็นตัวอย่งย่อย
- 1.3.3 เก็บตัวอย่างตะกอนแบบแท่ง (sediment core) ตัดสไลด์แท่งตัวอย่างเป็นตัวอย่ง
ย่อย
- 1.3.4 ตรวจวัดค่ากัมมันตภาพของไอโซโทปกัมมันตรังสี Be-7, Pb-210 และ Cs-137 ของ
ตัวอย่างดินที่เก็บจากพื้นที่ศึกษาด้วยเครื่อง High resolution Gamma
spectrometer ณ ห้องปฏิบัติการนิวเคลียร์ ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์
ม.สงขลานครินทร์
- 1.3.5 จำนวนแท่งตัวอย่างดินที่เก็บ จำนวนไม่น้อยกว่า 30 แท่งตัวอย่าง แต่ละแท่งตัวอย่าง
สไลด์เป็นตัวอย่งย่อยไม่น้อยกว่า 10 ตัวอย่งย่อย ขึ้นอยู่กับความเหมาะสมของ
พื้นที่ที่คัดสรรเป็นพื้นที่ศึกษาและ พื้นที่ที่คัดสรรเป็นพื้นที่อ้างอิง

1.4 ทฤษฎี สมมุติฐาน (ถ้ามี) และกรอบแนวความคิดของโครงการวิจัย

การวิเคราะห์การชะล้างของดินและการสะสมตัว ในทางปฐพีศาสตร์จะใช้วิธีการ
วิเคราะห์ด้วยกันหลายวิธี วิธีที่นำมาใช้โดยทั่วไปก็คือ การวิเคราะห์โดยอาศัยระบบสารสนเทศ
ภูมิศาสตร์ประกอบกับข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียมและใช้สมการสูญเสียดินสากล (USLE) มาคำนวณ
การสูญเสียดินในพื้นที่ต่างๆ แต่หลายครั้งที่การคำนวณจากสมการการสูญเสียดินสากล (USLE) มักจะ
ได้ผลลัพธ์ที่ผิดไปจากการวัดจริงอยู่มาก (กรมพัฒนาที่ดิน, 2543 อ้างถึง นิพนธ์, 2527) ซึ่งในปัจจุบัน
ก็ยังมีการศึกษาวิจัยในเรื่องดังกล่าวอย่างต่อเนื่อง โดยสำนักงานพลังงานปรมาณูระหว่างประเทศ
(International Atomic Energy Agency) ซึ่งเป็นหน่วยงานหนึ่งของสหประชาชาติ ได้รวบรวมและ
จัดทำแนวปฏิบัติในการนำเอาเทคนิคการตรวจวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี เบริลเลียม-7 ตะกั่ว-210
และซีเซียม-137 มาวิเคราะห์อัตราการชะล้างของดินรวมทั้งอัตราการสะสมตัวของดิน

บทที่ 2 ทฤษฎี และหลักการที่สำคัญ

2.1 เทคนิคการตรวจวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี เบริลเลียม-7

วิธีการตรวจวัด ไอโซโทปกัมมันตรังสี เบริลเลียม-7 (^7Be) เป็นวิธีที่เริ่มนำมาใช้มากในปัจจุบันสำหรับการประเมินการชะล้างของดินและการสะสมตัว (Soil Erosion and sedimentation) ซึ่งวิธีการนี้เป็นวิธีการหาอัตราการพังทลายและการสะสมตัวของดินในช่วงเวลาสั้นๆ (Zapata, 2002 ; Mabit et al., 2008 ; Schuller et al., 2006; Blake et al.,1999) และวิธีการนี้ใช้ได้ดีในพื้นที่ที่ไม่กว้างขวางมากนัก ^7Be เป็นนิวไคลด์กัมมันตรังสีที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ มีครึ่งชีวิต 53.3 วัน เกิดจากปฏิกิริยานิวเคลียร์ระหว่างรังสีคอสมิกกับแก๊สไนโตรเจนและออกซิเจนในชั้นบรรยากาศของโลก และจับตัวกับอนุภาคขนาดเล็กในอากาศและตกลงสู่พื้นดิน (dry fallout) หรือตกลงมาพร้อมกับน้ำฝน (wet fallout) ซึ่งการตกของเบริลเลียมกระจายอย่างสม่ำเสมอในพื้นที่ที่ไม่กว้างนัก เมื่อเบริลเลียมลงสู่พื้นดินมันจะจับตัวกับอนุภาคเล็กของดินอย่างรวดเร็ว และจะกระจายตัวลงไปได้ผิวดินในลักษณะเชิงลดลงแบบเอกซ์โพเนนเชียล เมื่อมีการชะล้างของดินในพื้นที่ปริมาณความเข้มข้นของกัมมันตภาพรังสี ^7Be ในบริเวณนั้นลดลง และเมื่อมีการสะสมตัวในบริเวณใดบริเวณนั้นจะมีความเข้มข้นของกัมมันตภาพรังสี ^7Be สูง และยังสามารถนำข้อมูลมาวิเคราะห์หาอัตราการชะล้างของดิน (R) ได้จากสมการ (Blake et al., 1999; Schuller et al. 2006; Zapata, 2002; Sepúlveda, et al., 2008)

$$R = h_o \ln\left(\frac{A_{ref}}{A}\right) \quad (1)$$

เมื่อ h_o คือ relaxation mass depth , kg/m^2 เป็น mass depth ในพื้นที่อ้างอิง (reference site) ที่ได้จากค่าตัดแกนที่ค่าความหนาแน่นกัมมันตภาพเชิงพื้นที่เป็นศูนย์

A_{ref} คือ ค่าความหนาแน่นกัมมันตภาพเชิงพื้นที่อ้างอิง (reference areal activity density, Bq/m^2)

A คือ ค่าความหนาแน่นกัมมันตภาพเชิงพื้นที่ ณ ตำแหน่งต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา (areal activity density, Bq/m^2) ที่มีค่าต่ำกว่าค่าอ้างอิง (A_{ref})

สำหรับอัตราการสะสมตัว (R') สามารถประเมินได้ได้จากสมการ

$$R' = (A' - A_{ref}) / C_d \quad (2)$$

เมื่อ A' คือ ค่าความหนาแน่นกัมมันตภาพเชิงพื้นที่ ณ ตำแหน่งต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา (areal activity density , Bq/m^2) ที่มีค่าสูงกว่าค่าอ้างอิง (A_{ref}) และ C_d คือค่าเฉลี่ยถ่วงน้ำหนักของความหนาแน่นกัมมันตภาพเชิงพื้นที่ของการสะสมตัว

ขั้นตอนการวิเคราะห์ เริ่มจากอธิบายลักษณะทางกายภาพของตะกอน เตรียมตัวอย่างด้วยการสไลด์ดินจากแท่งเก็บตัวอย่างหนาประมาณ 2 mm (Sepúlveda et al, 2008) แล้วอบแห้งที่ 105 °C แล้วร่อนเอาดินที่มีขนาดน้อยกว่า 2 mm บดแห้งและบรรจุในภาชนะสำหรับวัดตัวอย่างทางรังสี ใช้ระบบวัดรังสีแกมมาประสิทธิภาพสูงด้วยหัววัด High Purity Germanium (CANBERRA Model GC1319) อยู่ในกำบังรังสีตะกั่ว (CANBERRA Model 747) ระบบวิเคราะห์รังสีใช้เครื่องวิเคราะห์แบบหลายช่อง Multichannel analyzer (CANBERRA Model inspector2000) และใช้โปรแกรม Genie2000 (CANBERRA) ในการวิเคราะห์เชิงคุณภาพและเชิงปริมาณของสเปกตรัมรังสีแกมมา โดยวิเคราะห์ยอดพลังงานรังสีแกมมา ค่ากัมมันตภาพรังสีของไอโซโทป ^{7}Be ที่พลังงาน 477.6 keV (Sepúlveda et al, 2008; Zapata, 2002)

2.2 เทคนิคการตรวจวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ตะกั่ว-210

วิธีการตรวจวัดค่ากัมมันตภาพรังสีของไอโซโทป ตะกั่ว-210 ส่วนเกิน หรือ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ เพื่อวิเคราะห์หาอายุของการตกตะกอนในทะเลสาบและในทะเล หรือการชะล้างของดินในพื้นที่ต้นน้ำและการสะสมตัวในพื้นที่ราบลุ่มน้ำเป็นต้น และเหมาะกับการหาอัตราการชะล้างและการสะสมตัวในช่วงเวลายาวนานได้ดี (long-term) โดยประมาณ 100 ปี (Mabit et al., 2008; Zapata, 2003) ซึ่งเป็นวิธีที่สามารถหาอัตราการชะล้างและการสะสมตัวในช่วงเวลายาวกว่าเทคนิคการวัดค่ากัมมันตภาพรังสีของไอโซโทป เบริลเลียม-7 และ ซีเซียม-137 ต้นกำเนิดหลักของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ มาจากชั้นบรรยากาศ (Oldfield and Appleby, 1984) ซึ่งเป็นไอโซโทปจากการสลายตัวของอนุกรมยูเรเนียม-238 มีครึ่งชีวิต 22.3 ปี สำหรับการตกลงมาของ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ จากชั้นบรรยากาศจะมีปริมาณฟลักซ์ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ แปรปรวนเป็นรายวันและตามฤดูกาล (diurnal and seasonal variations) แต่ค่าเฉลี่ยของปริมาณฟลักซ์ต่อปีจะคงที่ ดังนั้นการชะล้างและการสะสมตัวของดินในพื้นที่ตามสมการ (Zapata, 2002; walling et al, 2003)

$$\frac{dA(t)}{dt} = (1 - \Gamma)I(t) - \left(\lambda + P\frac{R}{d}\right)A(t) \quad (3)$$

เมื่อ $A(t)$ คือ ค่าความหนาแน่นกัมมันตภาพรังสีเชิงพื้นที่ของ ^{210}Pb ที่ตำแหน่งต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา (areal activity density, Bq/m^2) ซึ่งมีค่าต่ำกว่าค่าอ้างอิง (A_{ref}) R คือ อัตราการชะล้างของดิน ($\text{kg}/\text{m}^2 \text{ year}$) Γ คือ เปอร์เซ็นต์ของกัมมันตรังสี ^{210}Pb ที่ตกลงมาใหม่ ก่อนการผสมด้วยการไถพรวนดิน d คือ cumulative mass depth (kg/m^2) λ คือ ค่าครึ่งชีวิตของ ^{210}Pb (year^{-1}) และ $I(t)$ คือ ปริมาณฟลักซ์ของ ^{210}Pb ($\text{Bq}/\text{m}^2 \text{ year}$) P คือ แฟกซ์เตอร์ขนาดของอนุภาคดิน

และอาจจะใช้สมการอย่างง่ายสำหรับพื้นที่เพาะปลูกด้วยวิธีนี้สามารถคำนวณได้ ตามสมการ (Zhang et al., 2003; Zheng et al., 2007)

$$h = \frac{\lambda H_o (A_{ref} - A)}{(A + 2H_o \lambda C \gamma)} \quad (4)$$

เมื่อ h ปริมาณความลึกของดินที่หายไปในรอบปี (cm/year) , A คือ ค่าความหนาแน่นกัมมันตภาพรังสีเชิงพื้นที่ ณ ตำแหน่งต่างๆ (Bq/m^2) , A_{ref} คือ ค่าความหนาแน่นกัมมันตภาพรังสีเชิงพื้นที่ของพื้นที่อ้างอิง (Bq/m^2) λ คือ ค่าครึ่งชีวิตของ $^{210}Pb_{ex}$ ($year^{-1}$) H_o คือ ความลึกของการไถพรวนดิน cm C คือ ความเข้มข้นกัมมันตภาพรังสี (mBq/g) และ γ คือค่าความหนาแน่นของดิน (g/cm^3)

สำหรับอัตราการสะสมตัว (R') เมื่อค่ากัมมันตภาพรังสี ^{210}Pb ที่ตำแหน่งวัดมีค่ามากกว่าค่าอ้างอิง ($A(t) > A_{ref}$) สามารถคำนวณได้ (Zapata, 2002; Walling et al, 2003) ตามสมการ

$$R' = \frac{A_{ex}}{\int_{t_0}^t C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'} \quad (5)$$

เมื่อ A_{ex} คือความหนาแน่นกัมมันตภาพรังสีเชิงพื้นที่ส่วนที่มากกว่าค่าอ้างอิง (Bq/m^2) $C_d(t')$ คือความเข้มข้นกัมมันตภาพของตะกอน (Bq/kg)

วิธีการวิเคราะห์ เริ่มจากอธิบายลักษณะทางกายภาพของตะกอน เตรียมตัวอย่างด้วยการสไลด์ดินจากแท่งเก็บตัวอย่างหนาประมาณ 2 cm แล้วอบแห้งที่ $110^\circ C$ แล้วร่อนเอาดินที่มีขนาดน้อยกว่า 2 mm บดแห้งและบรรจุในภาชนะสำหรับวัดตัวอย่างทางรังสี ใช้ระบบวัดรังสีแกมมาประสิทธิภาพสูงด้วยหัววัด High Purity Germanium (CANBERRA Model GC1319) อยู่ในกำบังรังสีตะกั่ว (CANBERRA Model 747) ระบบวิเคราะห์รังสีใช้เครื่องวิเคราะห์แบบหลายช่อง Multichannel analyzer (CANBERRA Model inspector2000) และใช้โปรแกรม Genie2000 (CANBERRA) ในการวิเคราะห์เชิงคุณภาพและเชิงปริมาณของสเปกตรัมรังสีแกมมา โดยวิเคราะห์ยอดพลังงานรังสีแกมมาและค่ากัมมันตภาพรังสีของไอโซโทป ^{210}Pb (46.5keV), Pb -214 (351.9 keV) (Walling et al, 2003; Walling and He, 1997; Zapata, 2002; Zhang et al, 2007)

2.3 เทคนิคการตรวจวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ซีเซียม-137

วิธีการตรวจวัด ไอโซโทปกัมมันตรังสี ซีเซียม-137 (^{137}Cs) เป็นวิธีที่เริ่มนำมาใช้สำหรับการประเมินการชะล้างของดินและการสะสมตัว (Soil Erosion and sedimentation) ซึ่งวิธีแรก ๆ ในการประยุกต์ใช้ และเป็นวิธีการที่นำมาประเมินหาอัตราการพังทลายและการสะสมตัวของดินในช่วงระยะเวลาระดับกลาง (Medium-term) โดยประมาณ 40- 50 ปี (Mabit et al.,

2008; Zapata, 2003) และเหมาะสำหรับพื้นที่ศึกษาขนาดใหญ่ได้ดีกว่าวิธีวัดค่ากัมมันตภาพรังสีของไอโซโทป ^7Be ที่เหมาะสำหรับพื้นที่ขนาดเล็ก โดยหลักการพื้นฐานของวิธีนี้เนื่องมาจากปริมาณกัมมันตรังสีซีเซียม-137 ซึ่งเป็นผลผลิตจากปฏิกิริยานิวเคลียร์ฟิชชัน (nuclear fission reaction) และไม่เคยมีอยู่ในธรรมชาติมาก่อน จนเมื่อมีการสร้างระเบิดนิวเคลียร์และทดลองระเบิดนิวเคลียร์ในบรรยากาศ ทำให้เริ่มมีการกระจายของซีเซียม-137 ในปริมาณที่มากพอที่จะวัดได้อย่างมีนัยสำคัญในพื้นที่ต่างๆ ทั่วโลก นับตั้งแต่ปี ค.ศ.1950 เป็นต้นมา และมีค่าสูงสุดในปี ค.ศ.1963 (Matsumoto, 1987; Ritchie and McHenry, 1990) สำหรับวิธีการนี้ สามารถนำข้อมูลมาวิเคราะห์หาอัตราการชะล้างของดิน (R) ในพื้นที่ที่มีการไถพรวนดิน ได้จากสมการ (3) เมื่อเปลี่ยน $A(t)$ เป็นค่าความหนาแน่นกัมมันตภาพรังสีเชิงพื้นที่ของ ^{137}Cs ตำแหน่งต่างๆ ในพื้นที่ศึกษา (areal activity density, Bq/m^2) และ ที่มีค่าต่ำกว่าค่าอ้างอิง (A_{ref}) R เป็นอัตราการชะล้างของดิน ($\text{kg/m}^2\text{year}$) Γ เป็นเปอร์เซ็นต์ของกัมมันตรังสี ^{137}Cs ที่ตกลงมาใหม่ ก่อนการผสมด้วยการไถพรวนดิน d เป็น cumulative mass depth (kg/m^2) λ เป็นค่าครึ่งชีวิตของ ^{137}Cs (year^{-1}) $I(t)$ เป็น ปริมาณพลักซ์ของ ^{137}Cs ($\text{Bq/m}^2\text{year}$) P เป็นแฟกซ์เตอร์ขนาดของอนุภาคดิน สำหรับอัตราการสะสมตัว (R') เมื่อค่ากัมมันตภาพรังสี ^{137}Cs ที่ตำแหน่งวัดมีค่ามากกว่าค่าอ้างอิง ($A(t) > A_{ref}$) สามารถคำนวณได้ ตามสมการ (5) เช่นเดียวกับวิธีการตรวจวัดค่ากัมมันตภาพรังสีของไอโซโทป ตะกั่ว-210

วิธีการวิเคราะห์ เริ่มจากอธิบายลักษณะทางกายภาพของตะกอน เตรียมตัวอย่างด้วยการสไลด์ดินจากแท่งเก็บตัวอย่างหนาประมาณ 2 cm แล้วอบแห้งที่ 110°C แล้วร่อนเอาดินที่มีขนาดน้อยกว่า 2 mm บดแห้งและบรรจุในภาชนะสำหรับวัดตัวอย่างทางรังสี ในการวิเคราะห์เชิงคุณภาพและเชิงปริมาณของสเปกตรัมรังสีแกมมา โดยวิเคราะห์ยอดพลังงานรังสีแกมมา ค่ากัมมันตภาพรังสีของไอโซโทป ^{137}Cs ตรวจวัดที่พลังงาน 661.63 keV (He and Walling, 1997; Walling and He, 1998; Zapata, 2002; Zhang et al, 2003)

2.4 การทบทวนวรรณกรรม/สารสนเทศ (information) ที่เกี่ยวข้อง

Tanavud et al., 2002. ได้ประเมินโอกาสในการเกิดชะล้างพังทลายของดินในภาคใต้ของประเทศไทยโดยอาศัยระบบสารสนเทศภูมิศาสตร์และข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียม และสมการสูญเสียดินสากล (USLE) พบว่าอัตราการเกิดการชะล้างของดินในภาคใต้อยู่ในช่วง ระหว่าง 0 ถึง 191 ตันต่อไร่ต่อปี โดยพบว่าจะมีดินประมาณ 125,720,000 ตัน ได้สูญเสียดินจากพื้นที่ทุกปีคิดเป็นปริมาณการสูญเสียดิน 2.86 ตันต่อไร่ต่อปี นอกจากนี้ผลจากการศึกษายังแสดงให้เห็นว่า 87.5, 2.3 และ 0.5 เปอร์เซ็นต์ของพื้นที่ทั้งหมดของภาคใต้มีโอกาสสูญเสียดินในระดับน้อย ระดับรุนแรง และระดับรุนแรงมากตามลำดับ โดยพื้นที่ที่มีโอกาสสูญเสียดินในระดับรุนแรงจะพบอยู่ในบริเวณพื้นที่สูงทาง ด้านตะวันตกเฉียงเหนือของภาค

Tanavud et al., 2006. ได้ศึกษาประเมินผลรวมของการสูญเสียดินและการสะสมตัวในลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา โดยใช้สมการสูญเสียดินสากล (USLE) ประกอบกับระบบ GIS โดยพบว่ามี การสูญเสียดินประมาณ 22,951,339 ตัน จากพื้นที่ทั้งหมดในปี พ.ศ. 2545 และพบว่าอัตราเฉลี่ยของการสูญเสียดิน $30.9 \text{ t ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ และนอกจากนี้ยังแสดงให้เห็นว่า พื้นที่ที่มีการสูญเสียดินในระดับต่ำประมาณ 43.6 % หรือ 324,020 เฮกเตอร์ และพบว่ามีพื้นที่ที่เกิดการสูญเสียดินอย่างรุนแรง

ประมาณ 4.4 % หรือ 32,809 เฮกเตอร์ ซึ่งเป็นพื้นที่เชิงเขาทางด้านใต้และด้านตะวันตกของกลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา และยังพบว่าในปีเดียวกันมีการตะกอนไปทบถมในทะเลสาบประมาณ 6,885,402 ตัน หรือคิดเป็น 813.6 t km^{-2} หรือคิดเป็นอัตราการสะสมตัวประมาณ 0.44 cm y^{-1}

Sepulveda, et al. 2008. ได้ศึกษาการชะล้างของดินด้วยวิธีการวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ^{7}Be เพื่อวิเคราะห์การชะล้างของดินในช่วงสั้นๆ หลังจากฝนตกหนัก (400mm ใน 27 วัน) ของเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 2005 ในฟาร์มชื่อ Buenos Aires ใน Coastal Mountain ทางภาคใต้ตอนกลางของประเทศชิลี ซึ่งเป็นพื้นที่เพาะปลูกภายใต้การไม่ไถพรวนดิน และไม่มีการเผาตอหรือเศษวัสดุที่เหลือจากการเก็บเกี่ยวเป็นระยะเวลา 18 ปีมาก่อน และให้มีการเผาตอในพื้นที่ดังกล่าวก่อนฝนตกหนัก ปรากฏว่าปัจจัยที่มีผลต่อการชะล้างเพิ่มขึ้นมาจากฝนที่ตกหนักและเป็นผลมาจากการเผาตอ โดยผลการศึกษ้อัตราการชะล้างของดินในพื้นที่ตัวอย่างปรากฏว่าเหมือนกับอัตราการชะล้างของดินในช่วงระยะเวลาระดับกลาง (medium term) ด้วยวิธีการวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ^{137}Cs ที่ได้มีการศึกษามาก่อนของพื้นที่การเพาะปลูกแบบดั้งเดิม(มีการไถพรวนดินและเผาตอและเศษวัสดุ) และพื้นที่ก่อนเปลี่ยนมาเป็นการเพาะปลูกโดยไม่ไถพรวนดินและไม่เผาตอ และเมื่อเปรียบเทียบกับอัตราการชะล้างของดินหลังจากฝนตกหนักปี ค.ศ. 2005 กับอัตราการชะล้างของดินในช่วงระยะเวลาระดับกลาง ไม่สามารถสรุปได้ว่าปริมาณฝนที่ตกหนักและการเผาตอจะเพิ่มการชะล้างของดินมากกว่าพื้นที่ที่ไม่ได้ไถพรวนดินและไม่มีการเผาตอ

Walling, et al. 2003. ได้ศึกษาอัตราการชะล้างของดินด้วยวิธีการวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ในพื้นที่ลุ่มน้ำ Upper Kaleya River ในจังหวัดตอนใต้ของประเทศ Zambia โดยเลือกพื้นที่ที่ใช้ประโยชน์ 3 ลักษณะ คือการเกษตรเพื่อการค้า การเกษตรเพื่อชุมชน และทุ่งโล่งเลี้ยงสัตว์ ผลปรากฏว่า พื้นที่ทำการเกษตรเพื่อการค้า มีอัตราการชะล้างของดินเฉลี่ย 8.2 ตัน/เฮกเตอร์ปี การสะสมตัวในพื้นที่เฉลี่ยประมาณ 3.7 ตัน/เฮกเตอร์ปี และมีการสูญเสียดิน 4.5 ตัน/เฮกเตอร์ปี คิดเป็น 55 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณดินที่ถูกชะล้างออกมา ในพื้นที่ทำเกษตรเพื่อชุมชนมีอัตราการชะล้างของดินเฉลี่ย 6.4 ตัน/เฮกเตอร์ปี การสะสมตัวในพื้นที่เฉลี่ยประมาณ 5.2 ตัน/เฮกเตอร์ปี และมีการสูญเสียดิน 1.2 ตัน/เฮกเตอร์ปี คิดเป็น 19 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณดินที่ถูกชะล้างออกมา และทุ่งโล่งเลี้ยงสัตว์มีอัตราการชะล้างของดินเฉลี่ย 4.5 ตัน/เฮกเตอร์ปี การสะสมตัวในพื้นที่เฉลี่ยประมาณ 0.8 ตัน/เฮกเตอร์ปี และมีการสูญเสียดิน 3.7 ตัน/เฮกเตอร์ปี คิดเป็น 82 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณดินที่ถูกชะล้างออกมาตามลำดับ และได้เปรียบเทียบกับวิธีการวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ^{137}Cs ปรากฏว่าผลที่ได้ไปในทางเดียวกันมีความใกล้เคียงกัน ซึ่งจากผลการศึกษานี้ย่อมสามารถใช้วิธีการวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ มาใช้ควบคุมหรือเป็นทางเลือกแทนวิธีการวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ^{137}Cs ซึ่งอาจจะมีปัญหาปริมาณลดน้อยลงจากการสลายตัวจนใกล้จะวัดไม่ได้และปัญหาการการตกลงมา (fallout) ของ ^{137}Cs ที่น้อยอยู่แล้วในพื้นที่แถบเส้นศูนย์สูตร

Schuller et al. 2004. ได้ทำการศึกษาการเปลี่ยนแปลงอัตราการการสูญเสียดินในฟาร์ม Buenos Aires ทางภาคใต้ตอนกลางของประเทศชิลี ที่เปลี่ยนระบบการจัดการพื้นที่เพาะปลูกใหม่จากเดิมที่มีการเผาตอและเศษวัสดุภายหลังเก็บเกี่ยวก่อนการไถพรวนดินมาเป็นการไม่เผาตอและเศษวัสดุก่อนการไถพรวนดินเพื่อรอการเพาะปลูกครั้งใหม่ ด้วยวิธีการวัดไอโซโทปกัมมันตรังสี ^{137}Cs ผลปรากฏว่าปริมาณอัตราการการสูญเสียดินรวมลดลง 40% เมื่อเทียบกับการทำการเกษตรด้วยการเผาตอและเศษวัสดุภายหลังเก็บเกี่ยวก่อนการไถพรวน

2.5 ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับ เช่น การเผยแพร่ในวารสาร จดสิทธิบัตร ฯลฯ และหน่วยงานที่นำผลการวิจัยไปใช้ประโยชน์

- 2.5.1 ได้ข้อมูลอัตราการชะล้างของดินและอัตราการสะสมตัว ในพื้นที่แอ่งหัดใหญ่ เพื่อประเมินพื้นที่เสี่ยงต่อการสูญเสียน้ำดิน หรืออาจเป็นพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่ม
- 2.5.2 สร้างบุคลากรระดับปริญญาตรี โท และเอก ที่มีความรู้ด้านการประยุกต์ใช้กัมมันตรังสีธรรมชาติ และการขยายเครือข่ายออกไปในอนาคต
- 2.5.3 ให้ความรู้แก่ประชาชน เกิดเป็นศูนย์รวมแหล่งข้อมูลทางวิชาการด้านกัมมันตภาพรังสีธรรมชาติ ที่มีความเข้มแข็งและความสามารถทางเทคโนโลยีของประเทศไทย
- 2.5.4 เกิดการประสานความร่วมมือทั้งกับหน่วยงานราชการและเอกชน เพื่อนำผลงานวิจัยไปประยุกต์ใช้ให้เกิดประโยชน์กับประเทศไทยมากที่สุด

2.6 แผนการถ่ายทอดเทคโนโลยีหรือผลการวิจัยสู่กลุ่มเป้าหมาย

กลุ่มเป้าหมาย	แผนการถ่ายทอดเทคโนโลยี
1. สำนักงานปรมาณูเพื่อสันติ	การประยุกต์เทคนิคทางนิวเคลียร์
2. กรมพัฒนาที่ดิน	เพื่อเป็นข้อมูลสำหรับการวางแผนการใช้ที่ดิน
3. กรมทรัพยากรธรณี	การปรับปรุงแผนที่ธรณีวิทยา แหล่งแร่ พื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่ม
4. ชุมชน/ประชาชนทั่วไป	ผ่านกระบวนการเรียนรู้โดยการจัดสัมมนา ให้ความรู้ website
5. องค์กรรัฐและรัฐวิสาหกิจและบริษัทเอกชนที่ต้องใช้ข้อมูล	เพื่อเป็นข้อมูลพื้นฐาน สำหรับการวางแผนพัฒนาพื้นที่

2.7 วิธีการดำเนินการวิจัย และสถานที่ทำการทดลอง/เก็บข้อมูล

- 2.7.1 ศึกษาพื้นที่ จากแผนที่ เอกสารอ้างอิง งานวิจัยที่ทำมาก่อน ข้อมูลธรณีวิทยา วิเคราะห์ข้อมูลโทรมัสส์ ข้อมูลธรณีฟิสิกส์ เพื่อกำหนดพื้นที่ศึกษา และพื้นที่อ้างอิง วิเคราะห์ตีความข้อมูล ทำ ground truth เขียนต้นฉบับตีพิมพ์
- 2.7.2 สร้างเครื่องเก็บแท่งตะกอน กำหนดจุดเก็บตัวอย่างในพื้นที่ศึกษาและพื้นที่อ้างอิง
- 2.7.3 เก็บตัวอย่างเป็นแท่งและสามารถสไลด์แท่งตัวอย่างเป็นตัวอย่งย่อยได้
- 2.7.4 ตรวจวัดรังสีแกมมาของตัวอย่างทั้งหมดด้วยเครื่องวัดรังสีแกมมา วิเคราะห์ผลคำนวณอัตราการชะล้างของดินและอัตราการสะสมตัว
- 2.7.5 วิเคราะห์ สรุปผล
- 2.7.6 รายงานความก้าวหน้า ทำรายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์ ต้นฉบับตีพิมพ์

บทที่ 3 วิธีการดำเนินการวิจัย

3.1 วิธีการศึกษาการชะล้างผุพังของหินในพื้นที่

การศึกษาความรุนแรงในการชะล้างผุพังของหินในงานวิจัยนี้ได้ดำเนินการโดยการวิเคราะห์ตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีจากการสำรวจทางอากาศและข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิภาค ประเทศ ร่วมกับข้อมูลอื่นๆ เช่น ข้อมูลธรณีวิทยา เส้นทางการไหล เป็นต้น มีการเก็บตัวอย่างดินระดับความลึกต่างๆ มาตรวจสอบโดยวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กในห้องปฏิบัติการ และดำเนินการสำรวจภาคสนามโดยใช้ระเบียบวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ ได้แก่ การสำรวจเรดาร์หึ่งลึก และการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน โดยมีวัตถุประสงค์และวิธีดำเนินการวิจัย ดังต่อไปนี้

วัตถุประสงค์สำหรับการวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ

1. แผนที่กัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ ประกอบด้วย แผนที่โพแทสเซียม แผนที่ยูเรเนียมสมมูล และแผนที่ทอเรียมสมมูล มาตรฐาน 1:250,000 ระบาย NB 47-3 SONGKHLA, NB 47-7 SATUN และ NB 47-8 NARATHIWAT
2. ข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิภาคประเทศ SRTM DEM 90 m
3. ข้อมูลสารสนเทศภูมิศาสตร์ เช่น ขอบเขตการปกครอง ลักษณะภูมิอากาศ ลักษณะภูมิประเทศ ทรัพยากรน้ำ ลักษณะทางธรณีวิทยา เป็นต้น

การเก็บตัวอย่างดิน

- | | |
|-------------------------|--------------|
| 1. เสียมเก็บตัวอย่างดิน | 2. จอบ |
| 3. ถังพลาสติก | 4. ยางรัดของ |
| 5. ปากกาเคมี | 6. ตลับเมตร |

การเตรียมตัวอย่างดิน

- | | |
|---|---------------------------------|
| 1. กระดาษฟลอยด์ | 2. ฉลากติดตัวอย่าง |
| 3. ถาดใส่ตัวอย่างดิน เพื่อนำเข้าตู้อบ | 4. เตาอบความร้อน |
| 5. ถังซีบ | 6. ครกบด – สาก |
| 7. เครื่องร่อนแยกขนาดของดิน | 8. กล้องฟิล์ม |
| 9. ซ้อนตักสาร | 10. เครื่องชั่งทศนิยม 4 ตำแหน่ง |
| 11. กระจกตวง | 12. เทปพันสายไฟ |
| 13. กระจุกพลาสติกสำหรับใส่ตัวอย่างดิน | |
| 14. ตะแกรงแยกขนาดอนุภาคของดิน (analyziseniseb test sieve) | |

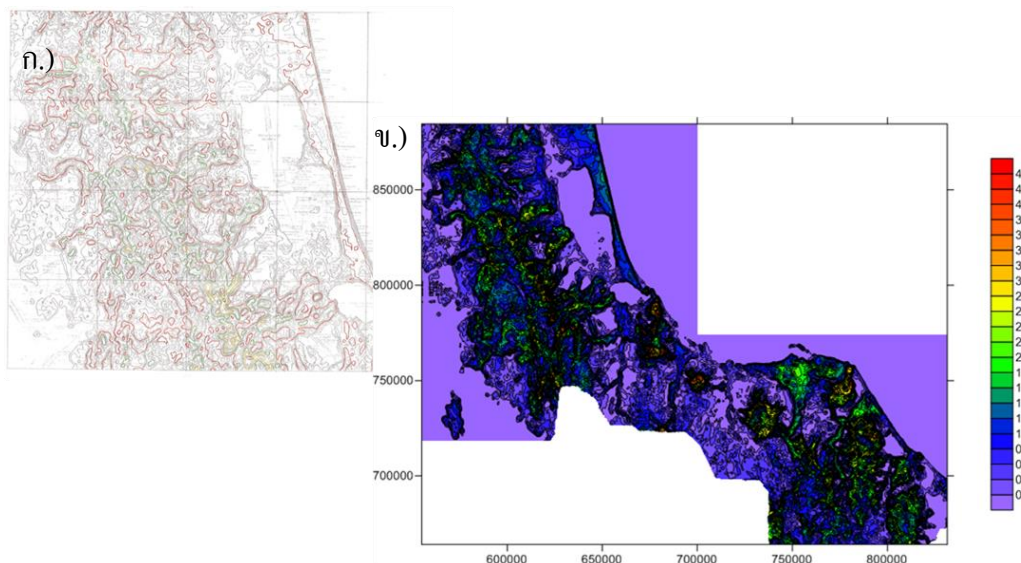
3.2 วิธีการวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ

การวิเคราะห์และตีความข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ เป็นการเปรียบเทียบความสัมพันธ์ของข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศร่วมกับข้อมูลอื่นๆ ในพื้นที่ศึกษา เช่น บริเวณที่มีความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีสูง-ต่ำ ความสัมพันธ์ของปริมาณนิวไคลด์กัมมันตรังสีกับลักษณะทางธรณีวิทยา หรือธรณีสัณฐานวิทยาต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นบริเวณพื้นผิวดิน ก่อนนำข้อมูลไปวิเคราะห์และตีความมีกระบวนการต่างๆ ได้แก่ การแปลงแผนที่กัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ (แผนที่กระดาษ) ให้อยู่ในรูปแบบข้อมูลดิจิทัล การแปลงพิกัดและแก้ไขข้อมูลระดับความสูงของภูมิประเทศ SRTM DEM และการนำเสนอข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ เพื่อเตรียมความพร้อมให้สามารถนำข้อมูลไปใช้ในการวิเคราะห์และตีความได้

การแปลงแผนที่กัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ (แผนที่กระดาษ) ให้อยู่ในรูปแบบข้อมูลดิจิทัล

แผนที่กัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศที่อยู่ในรูปแบบแผนที่กระดาษไม่สามารถนำไปใช้กับโปรแกรมต่างๆ ที่ช่วยในการวิเคราะห์และตีความข้อมูล ดังนั้นในการวิเคราะห์และตีความแผนที่กัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศจะต้องแปลงแผนที่กระดาษให้อยู่ในรูปแบบข้อมูลดิจิทัล โดยมีขั้นตอน ดังนี้

1. นำแผนที่กัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศต้นฉบับไปถ่ายเอกสาร
2. ใช้ปากกาสีลงเส้นตามค่าหลักในแผนที่ฉบับถ่ายเอกสาร แล้วนำไปสแกนภาพ
3. digitize ค่ากัมมันตรังสีของเส้นต่างๆ จากภาพที่สแกนด้วยโปรแกรม Didger 4
4. แปลพิกัดข้อมูลจากระบบพิกัด Indian 1975 (Lat, Long) ให้อยู่ในระบบพิกัด WGS 84 (UTM)
5. Grid ข้อมูลใหม่ด้วยโปรแกรม Surfer 9 ขนาด 500 × 500 เมตร
6. จะได้ข้อมูลความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศ ในรูปแบบข้อมูลดิจิทัล (*.grd) ประกอบด้วย ข้อมูลความเข้มข้นของโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล (สามารถนำไฟล์ *.grd ไปใช้ในการสร้างแผนที่ นอกจากนี้ยังสามารถ export ไฟล์ในรูปแบบอื่นๆ เช่น *.dat, *.xls เป็นต้น เพื่อเปิดข้อมูลด้วยโปรแกรมต่างๆ)

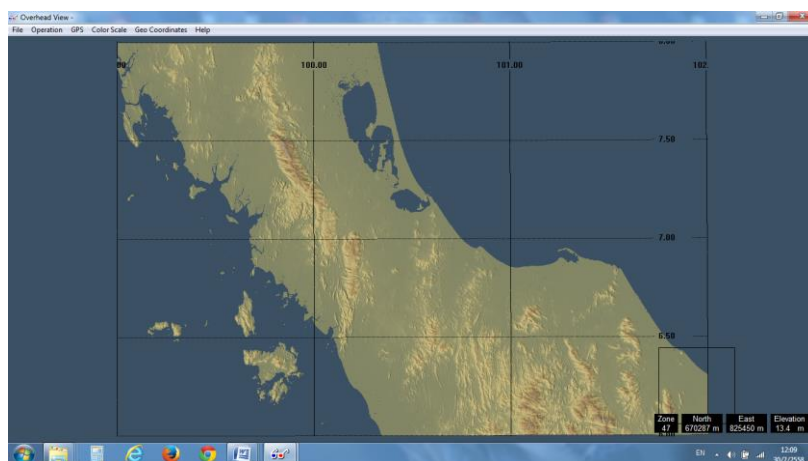


รูปที่ 3.1 แผนที่ความเข้มข้นของโพแทสเซียม ก.) แผนที่กระดาษที่ได้ลงสีตามค่าหลักแล้ว ระบาย NB 47-3, ข.) แผนที่จากข้อมูลดิจิทัล ระบาย NB 47-3, 47-7 และ 47-8

การแปลงพิกัดและแก้ไขข้อมูลระดับความสูงของภูมิภาค SRTM DEM

ข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิภาคที่นำมาใช้ในงานวิจัยนี้ เป็นข้อมูลจากภาพถ่ายดาวเทียมระดับความสูงเชิงเลข (Shuttle Radar Topography Mission Digital Elevation Model หรือ SRTM DEM) โดยมีความละเอียดของข้อมูลแนวราบ 90 เมตร จัดทำโดย NASA ในปี 2003 อยู่ในระบบพิกัด WGS84 (Lat/Long) การแก้ไขข้อมูลระดับความสูงและแปลงพิกัดมีขั้นตอน ดังนี้

1. ดาวน์โหลดข้อมูล SRTM DEM 90m จาก [_http://earthexplorer.usgs.gov/](http://earthexplorer.usgs.gov/) โดยเลือกพื้นที่ ตั้งแต่ ละติจูด 6 - 8 องศาเหนือ ลองจิจูด 99 - 102 องศาตะวันออก ได้ไฟล์ส่วนที่เป็นพื้นดินทั้งหมด 5 ไฟล์ แต่ละไฟล์มีขนาด 1x1 องศา
2. แก้ไขค่าระดับความสูงของตำแหน่งที่มีข้อมูลผิดพลาด ด้วยโปรแกรม 3DEM
3. แปลงพิกัดจาก Lat/Long ให้อยู่ในพิกัด UTM
4. บันทึกไฟล์ในรูปแบบ USGS DEM (*.DEM)
5. ได้ข้อมูลระดับความสูงของภูมิภาคที่แก้ไขข้อมูลที่ผิดพลาดและแปลงพิกัดแล้ว สามารถนำไปใช้กับโปรแกรมอื่นๆ ที่ช่วยในการวิเคราะห์และตีความ

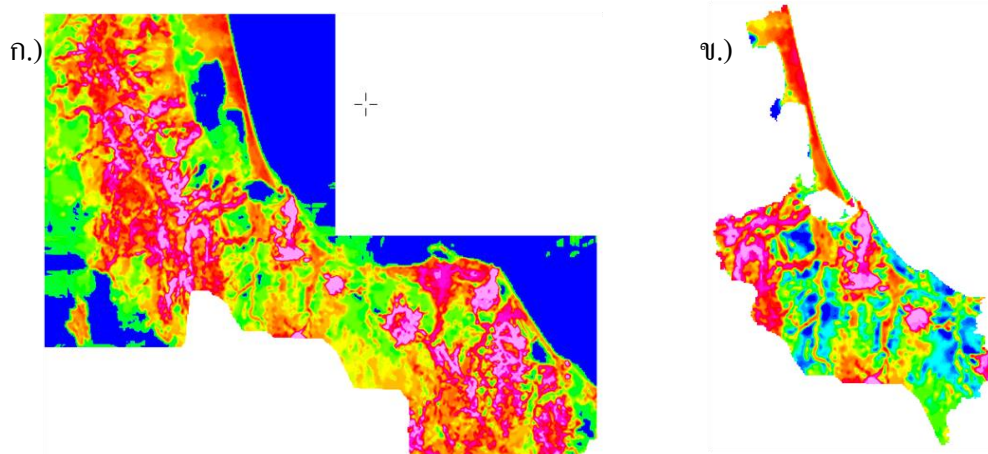


รูปที่ 3.2 ข้อมูล SRTM DEM 90 m เมื่อเปิดด้วยโปรแกรม 3DEM และได้แก้ไขค่าระดับความสูงของตำแหน่งที่ผิดพลาด

การนำเสนอข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ

การนำเสนอข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ เป็นการนำเสนอข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศในรูปแบบดิจิทัล มานำเสนอในรูปแบบต่างๆ อาจจะนำเสนอข้อมูลครอบคลุมทั้งพื้นที่ศึกษาหรือเลือกเฉพาะบางบริเวณที่ให้ความสนใจก็ได้ รูปแบบในการนำเสนอข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ ได้แก่ แผนที่ 2 มิติ แผนที่ชนิดสีผสม และภาพมุมมอง 3 มิติ โดยมีทิศทางและพิกัดอ้างอิงกำกับไว้ ภาพที่นำเสนอในรูปแบบต่างๆ สามารถนำข้อมูลอื่นๆ เช่น ขอบเขตอำเภอ จังหวัด ลักษณะทางธรณีวิทยา เส้นทางการน้ำ เป็นต้น มาวางซ้อนทับได้ เพื่อช่วยในการวิเคราะห์และตีความ โดยมีขั้นตอนในการสร้างแผนที่ในรูปแบบต่างๆ ดังนี้

1. export ไฟล์เส้นขอบเขตพื้นที่จังหวัดสงขลาด้วยโปรแกรม Arc GIS 9.3
2. แก้ไขเส้นขอบเขตพื้นที่จังหวัดสงขลาที่ไม่เชื่อมกันและลบเส้นที่ไม่ต้องการออกด้วย ด้วยโปรแกรม Didger 4 เพื่อให้เหลือเฉพาะเส้นขอบเขตพื้นดินของจังหวัดสงขลา
3. จัดรูปแบบไฟล์ (*.ply) ให้อยู่ ในรูปแบบที่สามารถใช้งานด้วยโปรแกรม Geosoft Oasis montaj 7.5 โดยไฟล์นี้จะเป็นไฟล์ขอบเขตพื้นดินของจังหวัดสงขลา
4. Dummy grid ข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศและข้อมูลระดับความสูงของภูมิประเทศ ด้วยโปรแกรม Geosoft Oasis montaj 7.5 จะได้ข้อมูลภูมิสารสนเทศภาพรังสีและข้อมูลระดับความสูงเฉพาะบริเวณพื้นที่ศึกษา รูปที่ 3.3 แสดงการเปรียบเทียบข้อมูลของโพแทสเซียมก่อนและหลังจาก Dummy grid



รูปที่ 3.3 เปรียบเทียบข้อมูลของโพแทสเซียม ก.) ข้อมูลก่อน Dummy grid, ข.) ข้อมูลหลัง Dummy grid ซึ่งเป็นข้อมูลในพื้นที่ศึกษา

5. สร้างแผนที่กัมมันตภาพรังสีในรูปแบบต่าง ๆ ได้แก่

- แผนที่ 2 มิติ เป็นการแสดงความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสี ได้แก่ โพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล ทอเรียมสมมูล หรือแสดงอัตราส่วนความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสี เช่น แผนที่อัตราส่วนทอเรียมสมมูลต่อโพแทสเซียม เป็นต้น
- แผนที่ชนิดสีผสม เป็นการแสดงความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีร่วมกัน โดยใช้สีแดงแสดงความเข้มข้นของโพแทสเซียม สีเขียวแสดงความเข้มข้นของทอเรียมสมมูล และสีน้ำเงินแสดงความเข้มข้นของยูเรเนียมสมมูล
- ภาพมุมมอง 3 มิติ เป็นการแสดงความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสี ได้แก่ โพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล หรือทอเรียมสมมูล ซ้อนบนข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิภาค หรือแสดงข้อมูลอื่นๆ ซ้อนบนข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิภาคก็ได้

3.3 การวิเคราะห์หาค่าดัชนีฝุ่นของหินและการตีความ

การวิเคราะห์หาค่าดัชนีฝุ่นของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลาได้ประยุกต์จากการศึกษาหาค่าดัชนีความรุนแรงในการฝุ่นของหินของทวีปออสเตรเลีย (Wilford, 2012) ซึ่งได้เปรียบเทียบความสัมพันธ์ระหว่าง ระดับความรุนแรงในการฝุ่นของหินในพื้นที่จริงจากการสังเกตการฝุ่นของหินภาคสนามและการวิเคราะห์หาองค์ประกอบในห้องปฏิบัติการ ซึ่งแบ่งระดับการฝุ่นของหินออกเป็น 6 ระดับ จากระดับ 1-6 ได้แก่ หินไม่ฝุ่น, ฝุ่นน้อย, ฝุ่นปานกลาง, ฝุ่นมาก, ฝุ่นมากๆ และฝุ่นรุนแรง กับข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศและข้อมูลระดับความสูงของภูมิภาค ได้แก่ โพแทสเซียม (K), ยูเรเนียมสมมูล (eU), ทอเรียมสมมูล (eTh) , อัตราส่วนทอเรียมสมมูลต่อโพแทสเซียม (eTh/K), อัตราปริมาณรังสี (Dose) และความแตกต่างระดับความสูงของภูมิภาค (Relief) และได้สร้างแบบจำลองค่าดัชนีความรุนแรงในการฝุ่นของหิน (WII) คือ $WII = 6.751 + -0.851 * K + -1.319 * Relief + 2.682 * Th/K + -2.590 * Dose$

จากการศึกษาของ Wilford ทำให้ทราบว่า K, eTh/K และ Relief มีความสัมพันธ์กันดีกับระดับการฝุ่นของหิน Dose มีความสัมพันธ์ปานกลาง ขณะที่ eU และ eTh มีความสัมพันธ์ต่ำ อย่างไรก็ตามเป็นจุดที่น่าสังเกตว่า ค่า WII มีความสอดคล้องกับระดับความรุนแรงในการฝุ่นของ

หินในพื้นที่จริงและสามารถจำแนกระดับความรุนแรงในการผุพังของหินได้ชัดเจนในระดับการผุพัง 1-3 ขณะที่ระดับ 4-6 ค่า WII มีการกระจายอยู่ในช่วงที่ค่อนข้างกว้างและค่าไม่มีความแตกต่างกันชัดเจน

ในการศึกษาครั้งนี้จึงได้แบ่งระดับการผุพังของหินออกเป็น 3 ระดับ โดยประยุกต์ใช้ค่าความเข้มข้นโดยประมาณของโพแทสเซียมจากการศึกษาของ Wilford เพื่อใช้เป็นขอบเขตในการแบ่งระดับการผุพังของหินเบื้องต้น และหาความสัมพันธ์ระหว่าง ระดับความรุนแรงในการผุพังของหิน (WC) กับ K, eTh/K และ Relief ซึ่งทั้ง 3 ตัวแปรค่อนข้างมีความสัมพันธ์โดยตรงกับระดับการผุพังของหิน โดยมีขั้นตอนในการวิเคราะห์หาค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา ดังนี้

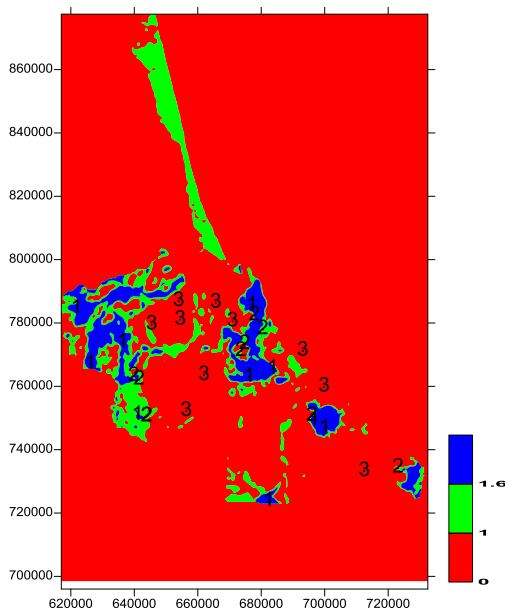
1. กำหนดระดับความรุนแรงในการผุพังของหิน โดยแบ่งออกเป็น 3 ระดับ คือ ระดับที่ 1 หินไม่มีการผุพังหรือมีความรุนแรงในการผุพังน้อย, ระดับที่ 2 หินมีความรุนแรงในการผุพังปานกลาง และ ระดับที่ 3 หินมีความรุนแรงในการผุพังมากถึงผุพังรุนแรง โดยระดับการผุพังของหินจะเพิ่มขึ้นเมื่อความรุนแรงในการผุพังของหินเพิ่มขึ้น

2. โดยกำหนดค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียมเป็นเกณฑ์เบื้องต้นเพื่อแบ่งขอบเขตความรุนแรงในการผุพังของหินในแต่ละระดับ ดังตาราง 3.1 ความเข้มข้นของโพแทสเซียมในสภาพแวดล้อมที่มีการผุพังมีความสอดคล้องกับความรุนแรงในการผุพังของหินโดยที่ความเข้มข้นของโพแทสเซียมลดลงเมื่อความรุนแรงในการผุพังของหินเพิ่มขึ้น

ตาราง 3.1 ระดับการผุพังของหินและค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียมที่ใช้เป็นเกณฑ์

ระดับ	ความรุนแรงการผุพังของหิน	% K
1	ไม่ผุพังหรือมีการผุพังน้อย	> 1.6
2	ผุพังปานกลาง	1.0 – 1.6
3	ผุพังมากไปถึงผุพังรุนแรง	< 1.0

3. เลือกตำแหน่งตัวแทนการผุพังของหินแต่ละระดับ ระดับละ 10 ตำแหน่ง (รูปที่ 3.4) พิจารณาจากบริเวณที่ไม่มีการพัฒนาวิโคลด์กัมมันตรังสีมาทับถมกัน



รูปที่ 3.4 ตำแหน่งตัวแทนการผุพังของหินแต่ละระดับ

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

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 มีความสอดคล้องดีกับ K, eTh/K และ Relief

5. นำข้อมูลไปสร้างแบบจำลองค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (Weathering Index of Songkhla: WIS) ด้วยการวิเคราะห์การถดถอยพหุคูณ (Multiple Regression Analysis) ได้แบบจำลอง แสดงด้วยสมการ 3.1 มีค่า multiple R = 0.097, R square = 0.941

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

6. สร้างแผนที่ความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่ศึกษา ด้วยโปรแกรม Geosoft Oasis montaj 7.5

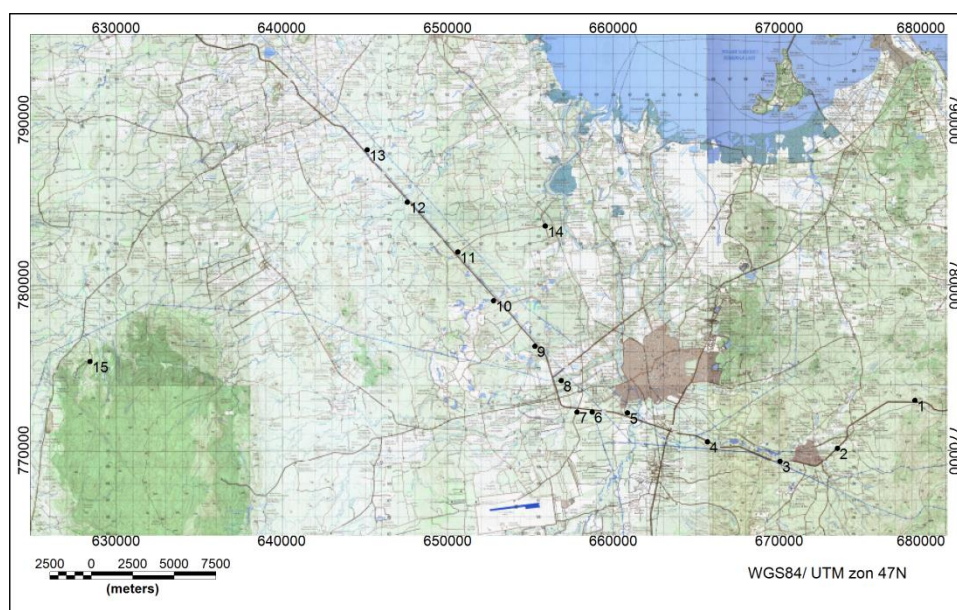
7. เปรียบเทียบความรุนแรงการผุพังของหินในแต่ละบริเวณกับข้อมูลอื่นๆ เช่น ข้อมูลธรณีวิทยา ข้อมูลเส้นทางน้ำ เป็นต้น

3.4 การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน

การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน เป็นการตรวจสอบองค์ประกอบทางรังสีและแม่เหล็กของตัวอย่างดินจากพื้นที่จริง เพื่ออธิบายลักษณะกระบวนการผุพังของหินหรือกระบวนการอื่นๆ ที่เกิดขึ้นบริเวณพื้นดิน โดยมีกระบวนการก่อนการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีและวัดค่าสภาพรับไว้ได้ทางแม่เหล็ก ได้แก่ การเก็บตัวอย่างดิน และการเตรียมตัวอย่างดิน

การเก็บตัวอย่างดิน

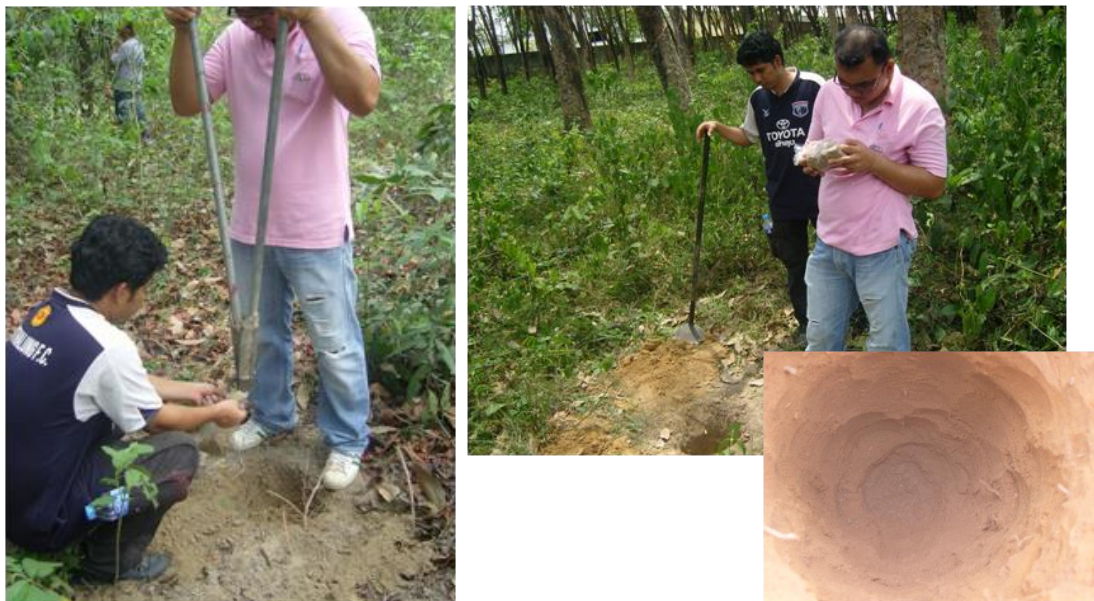
1. เลือกเก็บตัวอย่างดินตำแหน่งต่างๆ (รูปที่ 3.5) จากบริเวณที่มีความรุนแรงในการผุพังของหินที่แตกต่างกัน รวมทั้งบริเวณที่มีการพัดพานิวไคลด์กัมมันตรังสีมาทับถมกัน เพื่อตรวจสอบลักษณะการกระจายตัวของนิวไคลด์กัมมันตรังสีในดินตำแหน่งต่างๆ



รูปที่ 3.5 ตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดิน

2. ใช้เข็มเก็บตัวอย่างดินตามความลึกในช่วงทุกๆ 10 เซนติเมตร ลึกประมาณ 1 เมตร ดังรูปที่ 3.6 ใส่ตัวอย่างดินแต่ละความลึกในถุงพลาสติก มัดปากถุงด้วยยางรัด เขียนหมายเลขตำแหน่ง และความลึกกำกับไว้

3. บันทึกพิกัดตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดิน



รูปที่ 3.6 การเก็บตัวอย่างดิน

การเตรียมตัวอย่างดิน

1. นำดินที่เก็บมาแยกเอาขยะ เช่น ใบไม้ กิ่งไม้ รากไม้ออกไป จากนั้นนำไปอบในเตาอบความร้อนที่อุณหภูมิ 105 องศาเซลเซียส เป็นเวลา 6 ชั่วโมง เพื่อไล่ความชื้น
2. นำตัวอย่างดินที่อบแล้วมาบดให้มีขนาดเล็กๆ แล้วนำไปแยกขนาดด้วยเครื่องร่อนแยกขนาดและตะแกรงแยกขนาดอนุภาคของดิน (รูปที่ 3.7) เก็บตัวอย่างดินแต่ละขนาดไว้ในถุงซิปล็อค



รูปที่ 3.7 เครื่องร่อนแยกขนาดและตะแกรงแยกขนาดอนุภาคของดิน

3. นำตัวอย่างดินขนาดอนุภาคเล็กกว่า 0.106 มิลลิเมตร ใส่ในกล่องฟิล์มซังมวลประมาณ 10 กรัม สำหรับนำไปวัดค่าสภาพรึบไว้ได้ทางแม่เหล็ก

4. นำตัวอย่างดินขนาดอนุภาคเล็กกว่า 0.106 มิลลิเมตร ตวงด้วยกระบอกตวง ประมาณ 100 มิลลิลิตร ใส่ในกระปุกพลาสติกสำหรับใส่ตัวอย่าง ซังหามวลของดิน และปิดฝาให้สนิท แล้วพันรอบฝาด้วยเทปพันสายไฟ จากนั้นตั้งทิ้งไว้อย่างน้อยเป็นเวลา 30 วัน เพื่อให้เข้าสู่สมดุลทางรังสี สำหรับนำไปวัดรังสีแกมมาเพื่อวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลจากตัวอย่างดิน

3.5 การวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสี

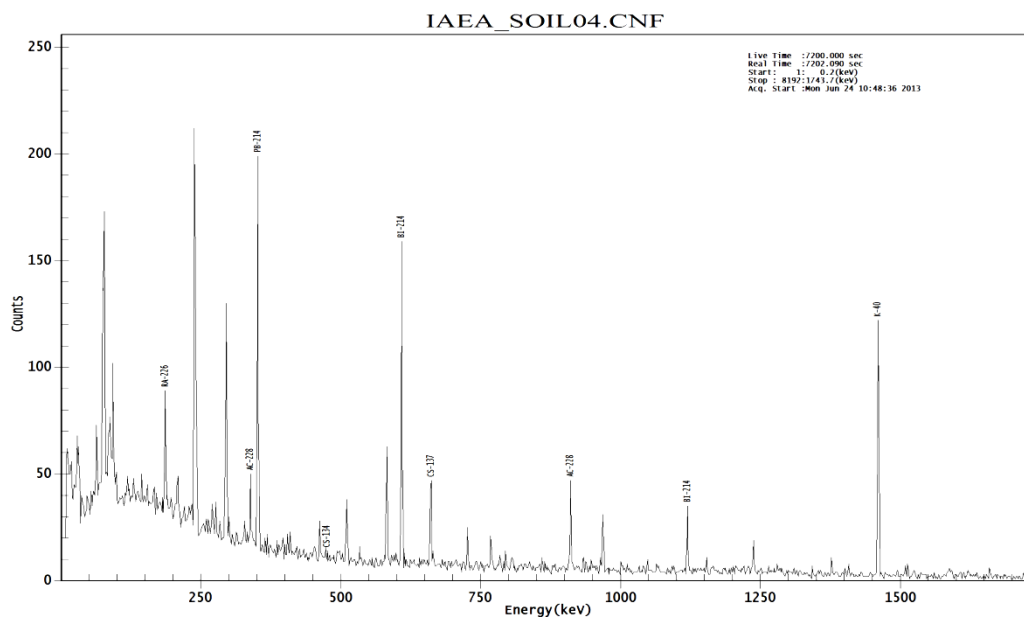
1. วัดรังสีแกมมาจากกระปุกตัวอย่างที่เตรียมไว้ ด้วยชุดวัดรังสีแกมมาชนิดหัววัด HPGe เพื่อนำไปวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของ โพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล จากตัวอย่างดิน ระบบวัดรังสีแกมมาทำงานด้วยโปรแกรม Gamma Aquasition & Analysis Genie 2000 วัดรังสีแกมมาแต่ละตัวอย่างเป็นเวลา 7,200 วินาที ทำการบันทึกสเปกตรัมของรังสีแกมมาเพื่อนำไปวิเคราะห์ต่อไป

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

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

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

การวิเคราะห์เพื่อหาค่ากัมมันตภาพจำเพาะของ ^{40}K วัดได้จากรังสีแกมมาที่ปล่อยออกมาโดย K-40 ที่พลังงาน 1,460.8 keV ส่วน ^{238}U และ ^{232}Th ใช้วิธีการวัดรังสีแกมมาที่ปล่อยออกมาโดยนิวไคลด์กัมมันตรังสีรุ่นลูกหลานที่อยู่ในอนุกรมเดียวกันและอยู่ในสถานะสมดุลทางรังสี ค่าเฉลี่ยกัมมันตภาพจำเพาะของ ^{238}U วัดจากรังสีแกมมาที่ปล่อยออกมาโดย ^{226}Ra ที่พลังงาน 186.2 keV, ^{214}Pb ที่พลังงาน 295.2 keV และ 351.9 keV และ ^{214}Bi ที่พลังงาน 609.3 keV และ 1,120.3 keV ค่าเฉลี่ยกัมมันตภาพจำเพาะของ ^{232}Th วัดจากรังสีแกมมาที่ปล่อยออกมาโดย ^{228}Ac ที่พลังงาน 338.3 keV และ 911.2 keV (รูปที่ 3.8)



รูปที่ 3.8 สเปกตรัมรังสีแกมมาจากหัววัดชนิด HPGe ของตัวอย่าง IAEA-Soil 04

การวิเคราะห์หาค่ามัมตภาพของนิวไคลด์ต่างๆ ก่อนอื่นจะต้องคำนวณหาค่าประสิทธิภาพของหัววัดรังสี (Efficiency) จากสารมาตรฐาน IAEA Soil-04 โดยการคำนวณค่าประสิทธิภาพของหัววัดรังสี ดังสมการ (3.1) และประสิทธิภาพการวัดรังสีแกมมาที่ค่าพลังงานต่างๆ แสดงในตาราง 3.3

$$Efficiency = \frac{Net\ area}{(lifetime)(Activity)(Yield)}$$

(3.1)

- เมื่อ Activity คือ ค่ากัมมันตภาพของนิวไคลด์กัมมันตรังสี มีหน่วยเป็น Bq ของสารมาตรฐานที่พลังงานรังสีเฉพาะ
- Yield คือ branching ratio fraction
- Live time 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)
²²⁶ Ra	186.2	3.59	5.05	315	0.241313662

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
²¹⁴ Bi	1120.3	15.1	5.03	67	0.012251729
⁴⁰ K	1460.8	11	48.79	1014	0.026240557

ค่ากัมมันตภาพของ ⁴⁰K, ²³⁸U และ ²³²Th ของตัวอย่างดิน คำนวณได้จากสมการ (3.2) และเมื่อนำค่ากัมมันตภาพหารด้วยมวลของตัวอย่างดินจะได้ค่ากัมมันตภาพจำเพาะของ ⁴⁰K, ²³⁸U และ ²³²Th อยู่ในหน่วยเป็น Bq/kg

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

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

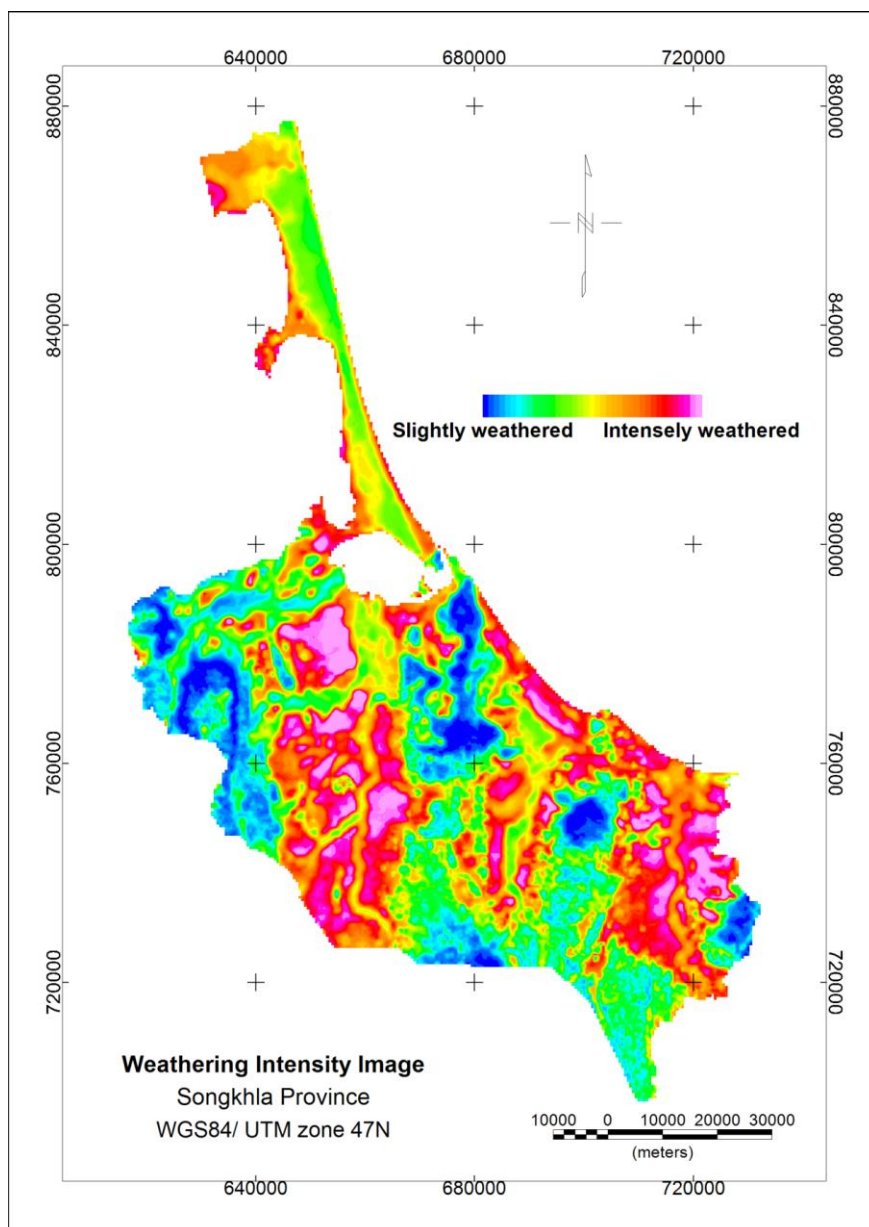
ตาราง 3.4 การเปลี่ยนหน่วยความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีไปเป็นหน่วยเฉพาะ (IAEA, 1989)

1% 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

บทที่ 4 ผลการศึกษา

4.1 ผลการวิเคราะห์และตีความค่าดัชนีฝูพังของหิน

รูปที่ 4.1 แสดงภาพความรุนแรงของการฝูพังของหิน ได้จากการคำนวณแบบจำลองค่าดัชนีฝูพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (Weathering Index of Songkhla: WIS) แสดงให้เห็นว่าการฝูพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลามีความรุนแรงสูงบริเวณพื้นที่ราบซึ่งมีลักษณะเป็นชั้นตะกอนตำแหน่งที่ตั้งของจังหวัดสงขลาอยู่ในเขตร้อนชื้น และมีฝนตกบ่อยๆ มีปริมาณน้ำฝนมากและอุณหภูมิที่สูงช่วยให้หินมีการฝูพังด้วยกระบวนการทางเคมีที่รุนแรง ดังนั้นบริเวณพื้นที่ราบหรือมีความลาดชันน้อยจะเกิดการฝูพังทางเคมีได้รวดเร็วกว่าบริเวณที่มีความลาดชันสูง เนื่องจากบริเวณพื้นที่ราบ หินจะได้รับปัจจัยที่มีผลต่อการฝูพังของหินเป็นเวลายาวนาน สำหรับบริเวณเส้นทางน้ำค่าดัชนีฝูพังของหินจะต่ำลงจากบริเวณชั้นตะกอนใกล้เคียงเนื่องจากการพัดพาตะกอนที่มีนิเวศโคลด์กัมมันตรังสีธรรมชาติจากภูเขาหินแกรนิตมาทับถมกันตามแนวเส้นทางน้ำที่ไหลผ่าน



รูปที่ 4.1 ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS)

ส่วนบริเวณที่มีลักษณะเป็นภูเขาจะมีความรุนแรงในการผุพังที่ต่ำกว่าพื้นราบ แม้ว่าลักษณะภูมิประเทศที่มีความสูงชันจะเกิดการผุพังทางกายภาพมากกว่าพื้นราบ แต่การผุพังทางเคมีที่เกิดขึ้นจะน้อยกว่า เนื่องจากบริเวณที่มีความชันสูงหินได้รับปัจจัยที่มีผลต่อการผุพังในเวลาไม่นานมาก อีกทั้งมีโอกาสที่หินผุจะกร่อนไปจากเดิมได้ง่าย โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณที่มีความลาดชันสูงๆ ค่าดัชนีผุพังของหินจะมีค่าต่ำมาก โดยได้เลือกอธิบายเพิ่มเติมบางบริเวณในพื้นที่ศึกษา ดังรูปที่ 4.2 เพื่อให้สามารถเปรียบเทียบภาพความรุนแรงในการผุพังของหินกับลักษณะทางธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษาได้ละเอียดขึ้น ดังนี้

1. บริเวณภูเขาหินแกรนิต ซึ่งเป็นบริเวณที่มีความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีสูงในพื้นที่ศึกษา มีลักษณะเป็นภูเขาที่มีความลาดชันสูง ค่าดัชนีฝุพังของหินบริเวณขอบภูเขาที่มีความลาดชันสูงๆ ส่วนใหญ่มีค่าต่ำ อยู่ในช่วง 0.5 – 1.6 มีสาเหตุมาจากการกร่อนของหินแกรนิตที่ฝุพัง ขณะที่บริเวณตอนกลางภูเขาซึ่งมีความลาดชันน้อยกว่า อาจมีการสะสมตัวของหินที่ฝุพังเป็นชั้นหนา มีค่าดัชนีฝุพังของหินอยู่ในช่วง 1.8 – 2.4

2. บริเวณภูเขาหินตะกอนและหินแปร ส่วนใหญ่เป็นพวกหินทราย หินดินดาน หินกรวดมนและหินเชิร์ต มีความลาดชันปานกลางถึงสูง แต่น้อยกว่าบริเวณภูเขาหินแกรนิตที่มีความลาดชันสูงๆ มีค่าดัชนีฝุพังของหินอยู่ในช่วง 1.2 – 2.2

3. บริเวณตะกอนตะพักลำน้ำ มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบ มีความลาดชันน้อย สำหรับชั้นตะกอนบริเวณนี้ส่วนใหญ่ไม่มีการพัดพานิวไคลด์กัมมันตรังสีมาทับถม มีค่าดัชนีฝุพังของหินส่วนใหญ่อยู่ในช่วง 2.7 – 3.7

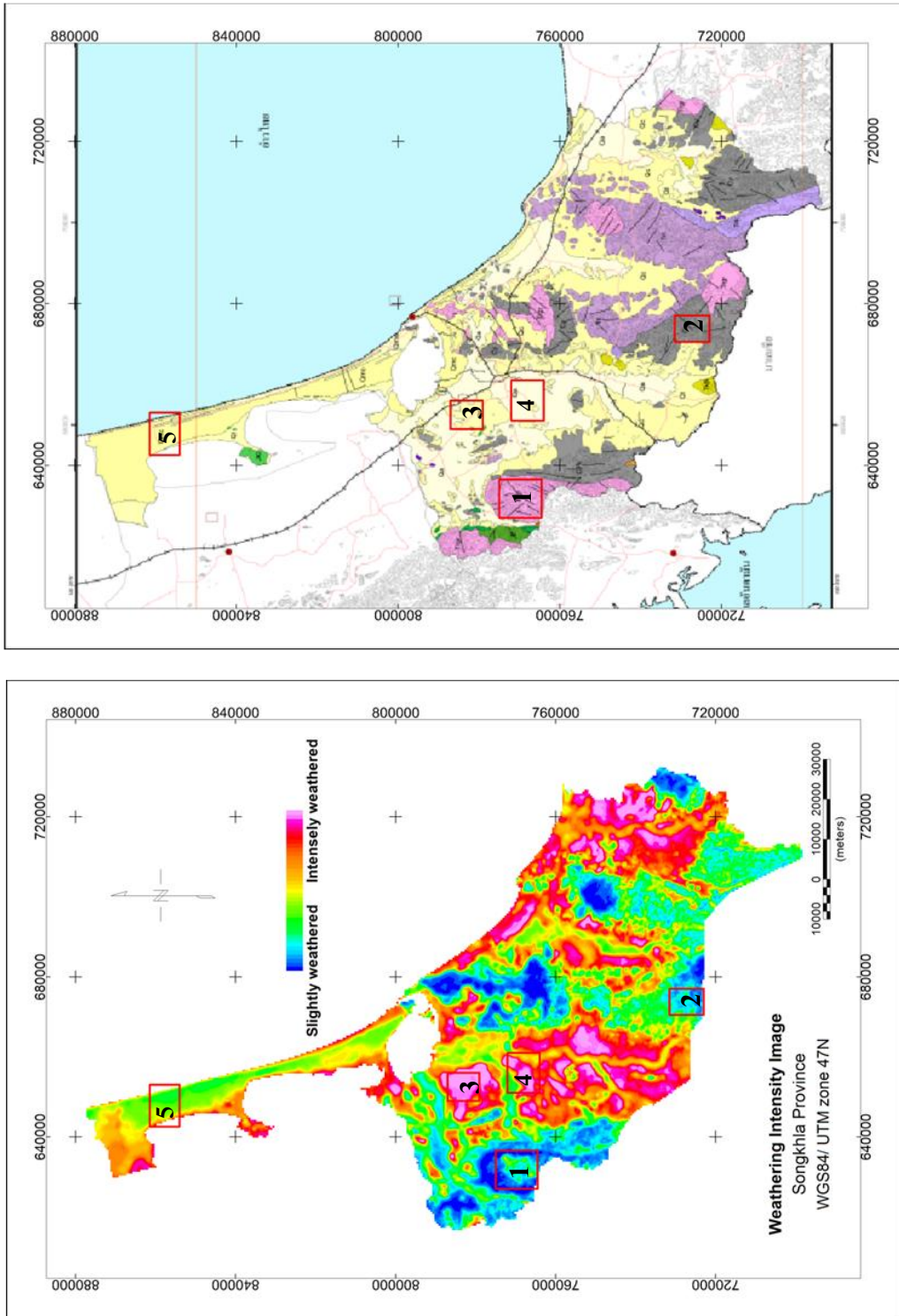
4. บริเวณตะกอนธารน้ำพา มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบและมีความลาดชันน้อยมาก เป็นบริเวณที่ตะกอนมีการสะสมตัวบริเวณร่องน้ำ คันดินแม่น้ำ และแอ่งน้ำท่วมถึง โดยการพัดพามาด้วยกระแสน้ำ บริเวณที่เห็นเป็นแนวเส้นทางน้ำที่มีการพัดพานิวไคลด์กัมมันตรังสีมาทับถมชัดเจนมีค่าดัชนีฝุพังของหินอยู่ในช่วง 2.1 - 2.8 ขณะที่บริเวณที่ไม่เห็นว่าการพัดพานิวไคลด์กัมมันตรังสีมาทับถม มีค่าดัชนีฝุพังของหินอยู่ในช่วง 2.9 – 3.2 ซึ่งบริเวณนี้อาจไม่มีการพัดพานิวไคลด์กัมมันตรังสีมาทับถมเป็นเวลานานมาแล้ว

5. บริเวณตะกอนชายฝั่งทะเล โดยอิทธิพลจากกระแสน้ำขึ้นน้ำลง มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบ บริเวณนี้มีค่าดัชนีฝุพังของหินอยู่ในช่วง 2.1 – 2.4

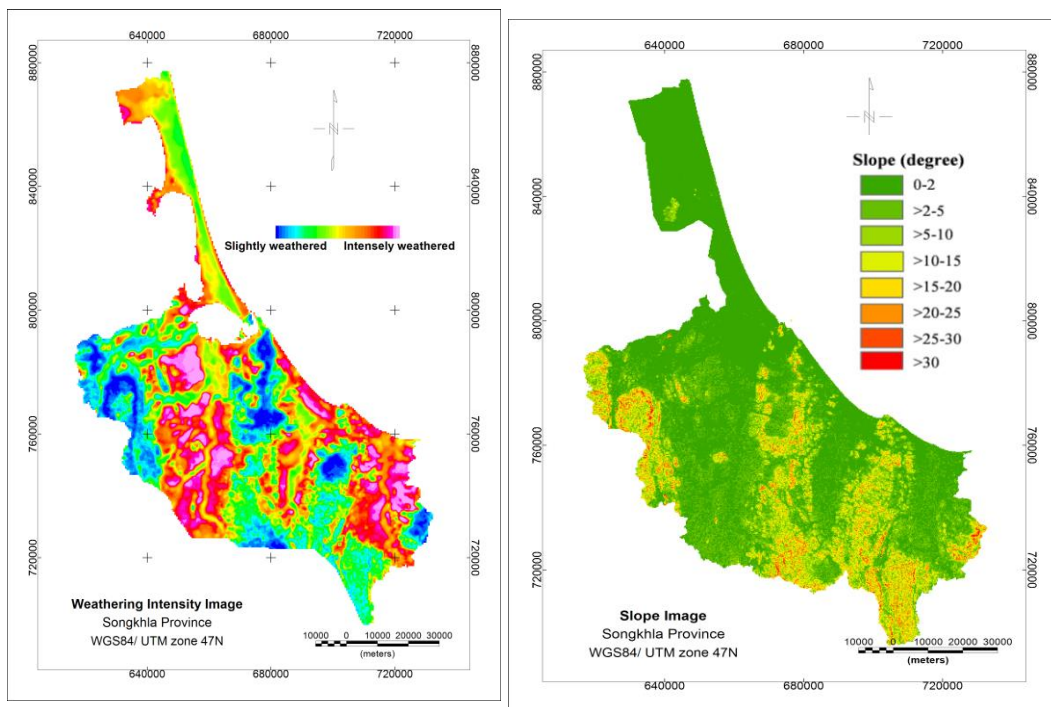
เมื่อเปรียบเทียบภาพความรุนแรงการฝุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา กับข้อมูลระดับความลาดชัน ดังรูปที่ 4.3 พบว่าระดับความชันของพื้นที่ที่มีความสอดคล้องกับค่าดัชนีฝุพังของหิน บริเวณที่มีระดับความลาดชันสูงมีค่าดัชนีฝุพังของหินต่ำ ขณะที่บริเวณที่มีความลาดชันต่ำค่าดัชนีฝุพังของหินก็จะสูงขึ้น ระดับความลาดชันในพื้นที่ศึกษาจะส่งผลต่อระดับการกร่อนหรือการสูญเสียดินในพื้นที่ศึกษาดังนี้

เมื่อเปรียบเทียบภาพความรุนแรงการฝุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา กับแผนที่ระดับการสูญเสียดินหรือระดับการกร่อน (erosion) (กรมพัฒนาที่ดิน, 2545) ดังรูปที่ 4.4 พบว่าระดับการกร่อนส่วนใหญ่ในพื้นที่ศึกษาที่มีความสอดคล้องกับค่าดัชนีฝุพังของหิน บริเวณที่มีระดับการกร่อนสูงจะมีค่าดัชนีฝุพังของหินต่ำ ขณะที่บริเวณที่มีระดับการกร่อนต่ำจะมีค่าดัชนีฝุพังของหินที่สูงขึ้น

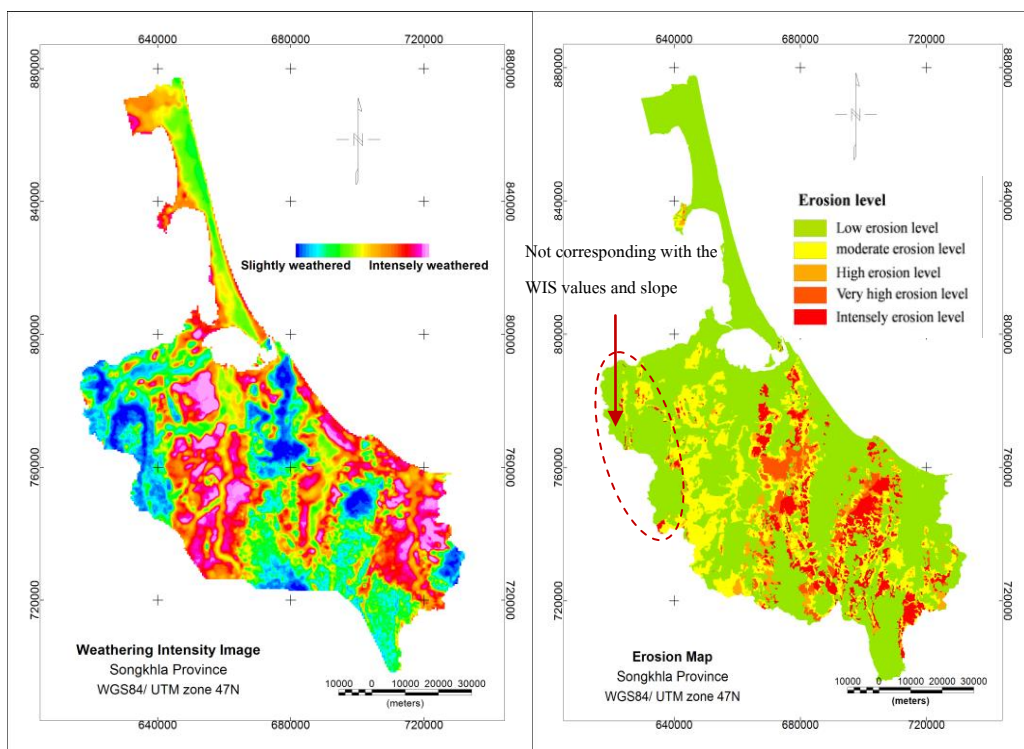
อย่างไรก็ตามพบความผิดปกติในบางบริเวณ เช่น บริเวณภูเขาหินแกรนิตด้านตะวันตกของพื้นที่จังหวัดสงขลา บริเวณนี้มีความลาดชันสูงๆ บริเวณขอบของภูเขา และมีความลาดชันต่ำลงบริเวณตอนกลางของภูเขา แผนที่การกร่อนแสดงให้เห็นว่ามีระดับการกร่อนต่ำ ขณะที่ค่าดัชนีฝุพังของหินมีค่าต่ำบริเวณที่มีความลาดชันสูง และมีค่าสูงขึ้นในบริเวณที่มีความลาดชันลดลง



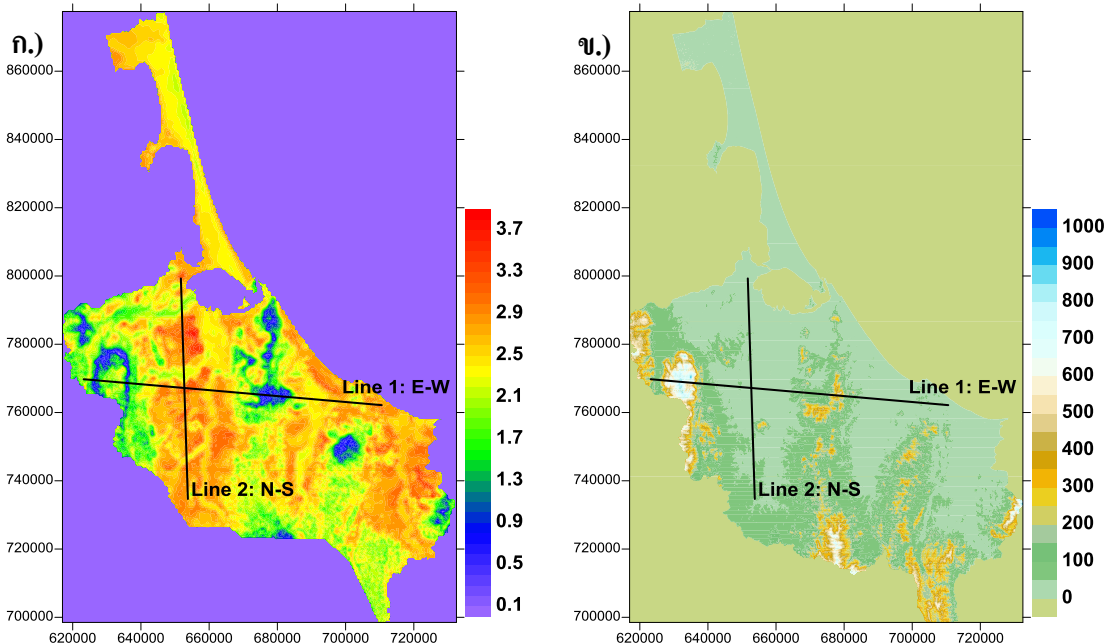
รูปที่ 4.2 เปรียบเทียบสภาพความรุนแรงการผุพังของหินในจังหวัดสงขลา (WIS) กับลักษณะทางธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษา



รูปที่ 4.3 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับระดับความชัน (Slope) ในพื้นที่ศึกษา ที่ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูล SRTM DEM 90 m

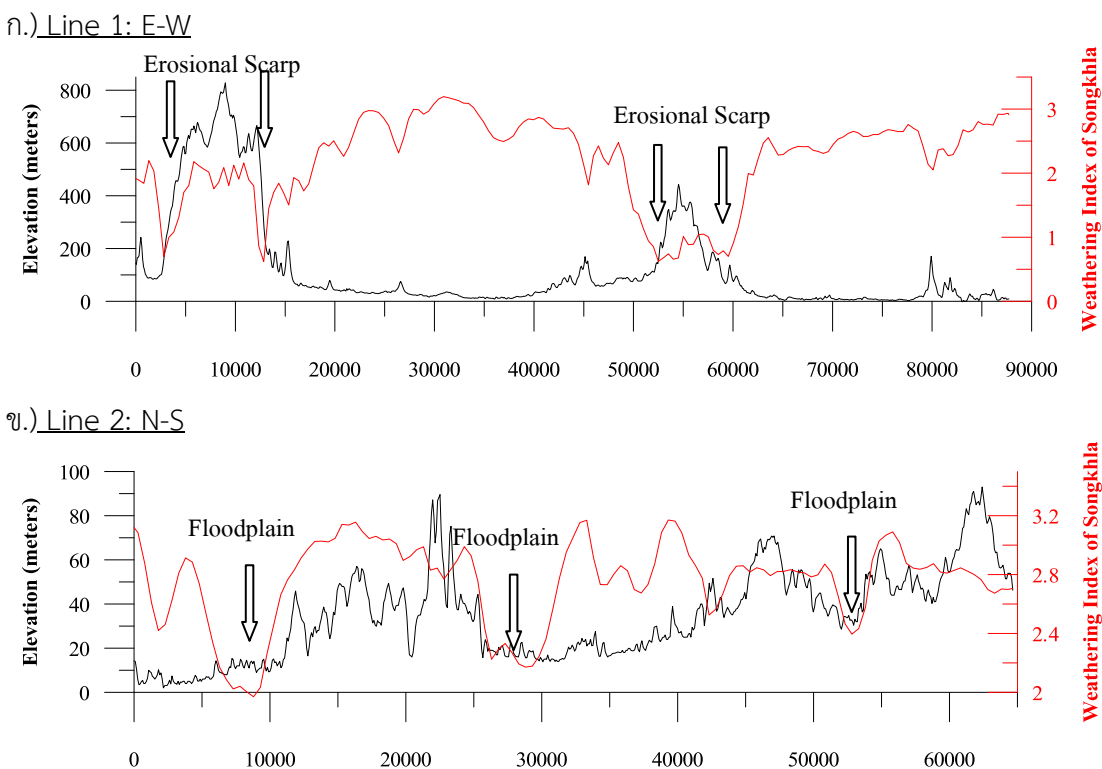


รูปที่ 4.4 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับระดับการกร่อน (erosion) ในพื้นที่ศึกษา



รูปที่ 4.5 การตัดโปรไฟล์ผ่านแนวพื้นที่ศึกษา ก.) ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา, ข.) ระดับความสูงของภูมิประเทศจังหวัดสงขลา

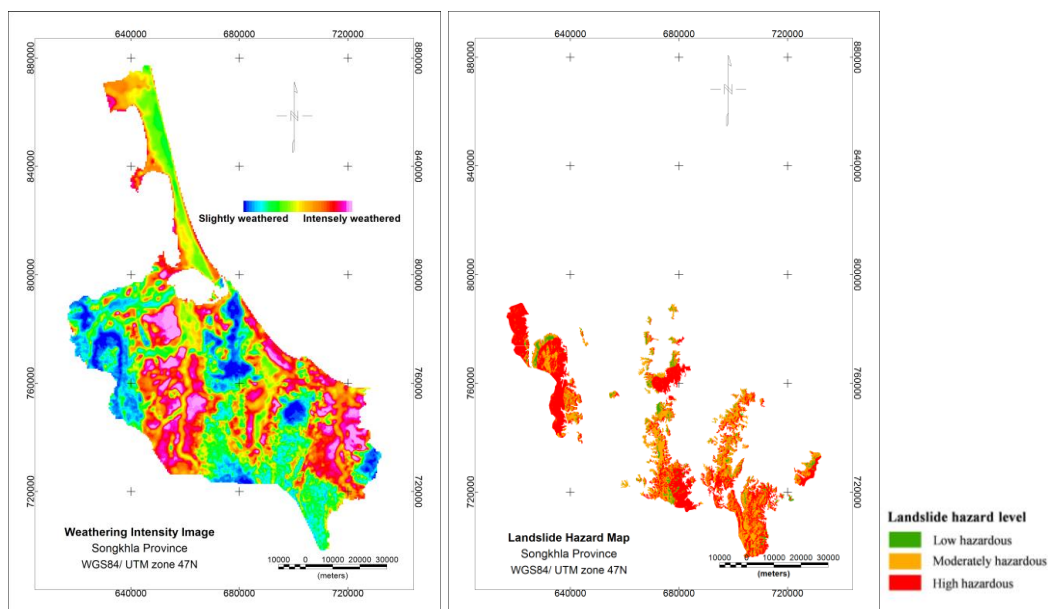
เพื่อให้เห็นความสอดคล้องของค่าดัชนีผุพังของหินกับลักษณะภูมิประเทศเพิ่มเติม ได้ตัดโปรไฟล์ผ่านพื้นที่ศึกษาจำนวน 2 แนว คือ แนวทิศตะวันออก-ตะวันตก และแนวทิศเหนือ-ใต้ ดังรูปที่ 4.5 การตัดโปรไฟล์แนวทิศตะวันออก-ตะวันตก เพื่อเปรียบเทียบให้เห็นความสอดคล้องของค่าดัชนีผุพังของหินในบริเวณภูเขาสูง กับในบริเวณที่มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบ (รูปที่ 4.6 ก.) บริเวณที่เป็นภูเขาสูงจะมีค่าดัชนีผุพังของหินต่ำกว่าบริเวณที่มีลักษณะที่เป็นพื้นที่ราบ และเมื่อพิจารณาบริเวณที่มีความชันสูงๆ จะเห็นว่าค่าดัชนีผุพังของหินต่ำลงอย่างชัดเจน ซึ่งบริเวณนี้เป็นบริเวณที่มีการกร่อนสูง ขณะที่บริเวณตอนกลางภูเขาที่มีความชันลดลง มีค่าดัชนีผุพังของหินสูงขึ้น เนื่องจากมีการสะสมตัวของหินผุบริเวณนี้ การตัดโปรไฟล์แนวทิศเหนือ-ใต้ เพื่อเปรียบเทียบให้เห็นความสอดคล้องของค่าดัชนีผุพังของหินบริเวณพื้นที่ราบที่มีการพัดพาตะกอนปนนิวโคลด์กัมมันตรังสีมาที่บถมตามเส้นทางน้ำ (รูปที่ 4.6 ข.) บริเวณพื้นที่ราบโดยทั่วไปมีค่าดัชนีผุพังของหินสูง แต่บริเวณเส้นทางน้ำที่มีการพัดพาตะกอนปนนิวโคลด์กัมมันตรังสีจากภูเขาหินแกรนิตมาที่บถม (บริเวณที่ราบน้ำท่วมถึง) จะมีค่าดัชนีผุพังของหินต่ำลง



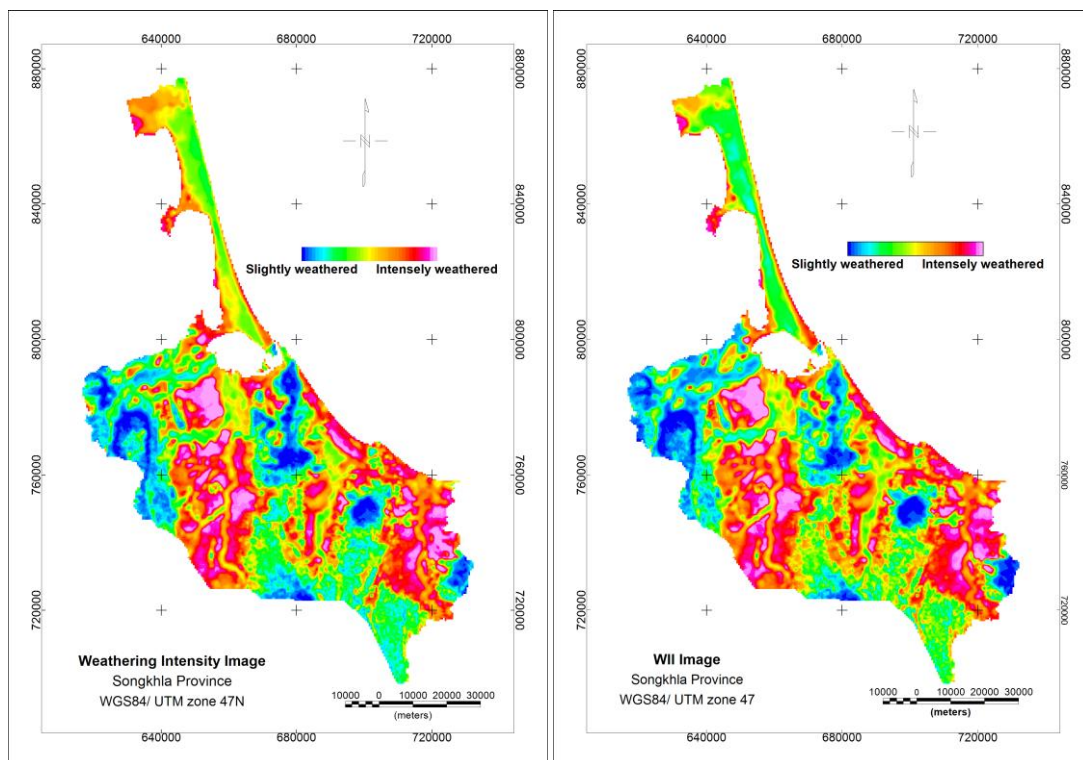
รูปที่ 4.6 ความสอดคล้องระหว่างระดับความสูงกับค่า WIS จากการตัดโปรไฟล์ ก.) แนวทิศ ตะวันออก-ทิศตะวันตก, ข.) แนวทิศเหนือ-ทิศใต้

เมื่อเปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา กับแผนที่เสี่ยงภัยดินถล่ม (กรมทรัพยากรธรณี, 2547) ดังรูปที่ 4.7 จากแผนที่เสี่ยงภัยดินถล่มแสดงให้เห็นว่าพื้นที่เสี่ยงภัยต่อการเกิดดินถล่มส่วนใหญ่อยู่บริเวณแนวภูเขาโดยเฉพาะแนวภูเขาหินแกรนิตจะมีความเสี่ยงในการเกิดดินถล่มสูง ขณะที่บริเวณอื่นๆ ที่มีลักษณะเป็นพื้นที่ราบไม่มีความเสี่ยงในการเกิดดินถล่ม หินแกรนิตมีอัตราในการผุพังสูง เมื่อหินผุพังลงจะมีชั้นดินเป็นชั้นดินทรายร่วนหรือดินทรายปนดินเหนียว (แร่เคลย์) และมีชั้นดินที่หนา เมื่ออยู่ใกล้บริเวณที่มีความลาดชันจึงมีโอกาสในการเกิดดินถล่มได้ง่าย สำหรับค่าดัชนีผุพังของหินบริเวณภูเขาหินแกรนิตที่มีค่าสูงแสดงถึงระดับการผุพังของหินแกรนิตที่มากและมีการสะสมตัวของชั้นดินที่หนา หากมีความลาดชันและปริมาณน้ำฝนที่มากพอจะทำให้เกิดแผ่นดินถล่มได้ง่าย ขณะที่บริเวณที่มีค่าดัชนีผุพังของหินต่ำๆ หินแกรนิตจะมีการผุพังที่น้อยกว่า หรือหินผุมีการกร่อนที่สูงทำให้มีชั้นดินสะสมตัวอยู่ไม่หนา จึงมีโอกาสในการเกิดดินถล่มน้อยกว่า จะเห็นว่านอกจากการผุพังของหินแล้ว ความลาดชันของพื้นที่ยังส่งผลต่อความเสี่ยงในการเกิดดินถล่มอีกด้วย แม้ว่าหินจะมีความรุนแรงในการผุพังมาก มีการสะสมตัวเป็นชั้นหนา แต่หากเกิดขึ้นบริเวณพื้นที่ราบก็จะมีความเสี่ยงที่จะเกิดดินถล่มต่ำ ในทำนองเดียวกัน หากบริเวณนั้นมีความลาดชันสูงมากทำให้ไม่มีการสะสมตัวของชั้นดินบริเวณนั้น หรือมีการสะสมตัวเป็นชั้นบางๆ ความเสี่ยงที่จะเกิดแผ่นดินถล่มก็จะต่ำเช่นเดียวกัน

เมื่อเปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา กับภาพระดับความรุนแรงในการผุพังของหินที่ได้ประยุกต์ใช้ WII (Wilford, 2012) ดังรูป 4.8 พบว่าข้อมูลมีความสอดคล้องกัน คือระดับความรุนแรงในการผุพังของหินต่ำบริเวณที่เป็นภูเขา ขณะที่บริเวณพื้นราบมีระดับความรุนแรงในการผุพังของหินสูง และบริเวณเส้นทางน้ำที่มีการพัดพาน้ำตะกอนจากภูเขาหินแกรนิตมาทับถม ค่าดัชนีความรุนแรงในการผุพังของหินจะต่ำลงจากบริเวณใกล้เคียง



รูปที่ 4.7 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่ม

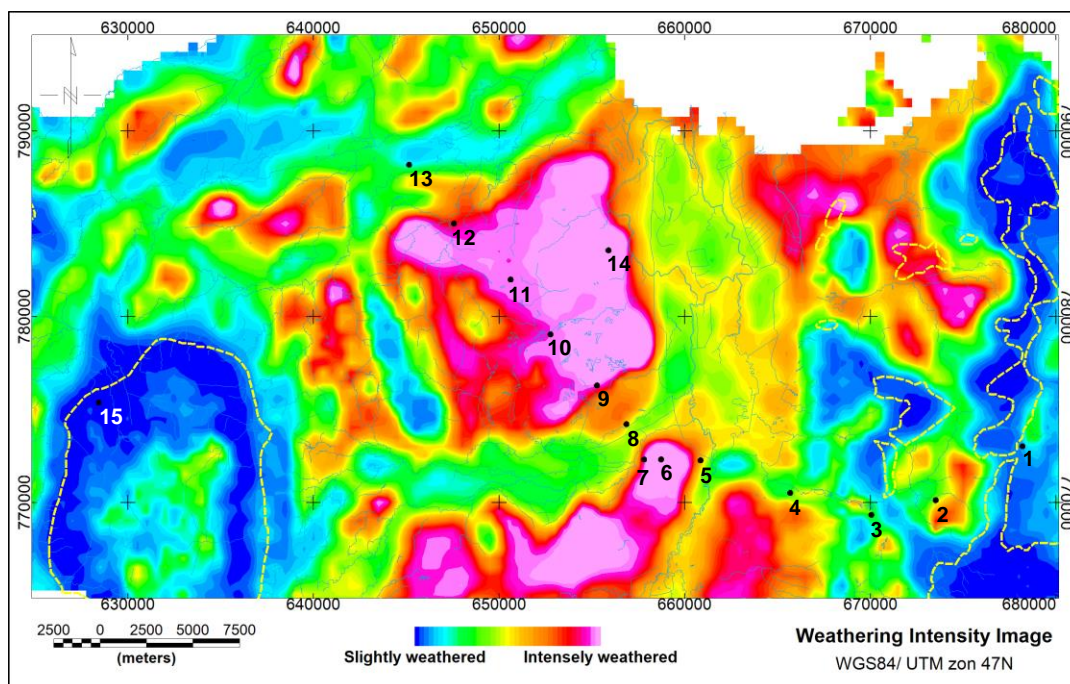


รูปที่ 4.8 เปรียบเทียบภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา (WIS) กับภาพความรุนแรงการผุพังของหินที่ได้ประยุกต์ใช้ WII (Wilford, 2012)

การศึกษาการผุพังของหินครั้งนี้ได้ประยุกต์ใช้ความเข้มข้นของโพแทสเซียมจากการศึกษาของ Wilford, 2012 เป็นข้อมูลเบื้องต้น และเลือกเฉพาะบางตัวแปรที่มีความสัมพันธ์กันโดยตรงกับการผุพังของหิน เพื่อนำไปวิเคราะห์หาค่าดัชนีผุพังของหินในพื้นที่จังหวัดสงขลา ภาพความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่ศึกษามีความสอดคล้องกันดีกับข้อมูลต่างๆ เช่น ลักษณะธรณีวิทยา ระดับความชันของภูมิประเทศ ระดับการกร่อน เป็นต้น แม้ว่าค่าดัชนีผุพังของหินจากการศึกษาในครั้งนี้ไม่อาจสามารถระบุระดับความรุนแรงในการผุพังของหินที่แท้จริงได้ แต่สามารถใช้เป็นแนวทางในการเปรียบเทียบความแตกต่างของระดับความรุนแรงการผุพังของหินในพื้นที่ศึกษาได้ และสามารถประยุกต์ใช้เป็นแนวทางในการศึกษาการผุพังของหินในพื้นที่ศึกษาอื่นๆ

4.2 ผลการวิเคราะห์ความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีจากตัวอย่างดิน

ดินตัวอย่างได้เก็บมาจากตำแหน่งต่างๆ ซึ่งมีระดับความรุนแรงในการผุพังของหินที่แตกต่างกัน และบางตำแหน่งที่มีการพัดพานิวไคลด์กัมมันตรังสีจากภูเขาหินแกรนิตมาทับถมกันตามเส้นทางน้ำ ดังรูปที่ 4.9 เพื่อตรวจสอบการกระจายของนิวไคลด์กัมมันตรังสีและค่าสภาพปรับไว้ได้ทางแม่เหล็กจากตัวอย่างดิน



รูปที่ 4.9 ตำแหน่งที่เก็บตัวอย่างดินบนภาพความรุนแรงการผุพังของหิน เส้นทางน้ำ (เส้นสีฟ้า) และขอบเขตของภูเขาหินแกรนิต (เส้นประสีเหลือง)

ผลจากการวิเคราะห์หาค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีในตัวอย่างดินจากตำแหน่งต่างๆ แสดงในตาราง 4.1 เมื่อเปรียบเทียบความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีแต่ละตำแหน่ง ดังรูปที่ 4.10 พบว่า ตำแหน่งที่ 15 มีปริมาณของนิวไคลด์กัมมันตรังสีสูงโดดเด่นกว่าตำแหน่งอื่นๆ อย่างชัดเจนเนื่องจากเป็นบริเวณของภูเขาหินแกรนิตซึ่งมีปริมาณนิวไคลด์กัมมันตรังสีสูง นอกจากนี้พบว่าตำแหน่งที่ 13 มีความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีสูง แต่ไม่สูงมากเท่าตำแหน่งที่ 15 โดยมีปริมาณที่เห็นชัดเจนคือโพแทสเซียม ตำแหน่งนี้ตั้งอยู่ใกล้ทางน้ำไหลจึงมีการนำพาตะกอนปนนิวไคลด์กัมมันตรังสีไหลผ่านมาทำให้มีปริมาณของโพแทสเซียม และยูเรเนียมสมมูลสูงขึ้น สำหรับตำแหน่งอื่นๆ ส่วนใหญ่มีลักษณะเป็นชั้นตะกอนจึงมีความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีในดินไม่สูง

ในการสำรวจกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศ รังสีแกมมาที่ตรวจวัดได้ส่วนใหญ่แล้วมาจากชั้นดินส่วนบนสุด ช่วง 30 เซนติเมตร ด้านบน ส่วนรังสีแกมมาที่มาจากระดับลึกกว่านั้น ส่วนใหญ่จะถูกชั้นดินส่วนบนดูดกลืนเอาไว้ ดังนั้นจึงได้เปรียบเทียบความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีในดินเฉลี่ยช่วง 30 เซนติเมตร ด้านบน กับข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศ พบว่า ความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีมีความสอดคล้องกัน มีแนวโน้มไปในแนวทางเดียวกัน โดยที่ปริมาณ

ของโพแทสเซียมจากตัวอย่างดินมีแนวโน้มต่ำกว่าเล็กน้อย ขณะที่ปริมาณของยูเรเนียมสมมูลและทอเรียมสมมูลในดินมีแนวโน้มที่สูงกว่าเล็กน้อย อย่างไรก็ตาม ตำแหน่งที่ 15 มีความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีจากการสำรวจทางอากาศแตกต่างจากตัวอย่างดินค่อนข้างมากแม้จะมีแนวโน้มไปในแนวทางเดียวกัน โดยเฉพาะปริมาณของยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูลในดินมีค่าสูงกว่าข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศมาก ตำแหน่งนี้ตั้งอยู่บริเวณเขตภูเขาหินแกรนิตซึ่งมีต้นไม้ขึ้นอย่างหนาที่บอาจเป็นสาเหตุหนึ่งที่ลดทอนรังสีแกมมาในการสำรวจทางอากาศ นอกจากนี้ข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศได้มาจากแหล่งกำเนิดรังสีบนพื้นดินที่เป็นบริเวณกว้างกว่าการสำรวจภาคพื้นดิน โดยประมาณ 80% ของข้อมูลได้มาจากช่วงรัศมี 300 เมตรบริเวณพื้นดิน เมื่อบินสำรวจที่ความสูง 100 เมตร (Wilford and Minty, 2007)

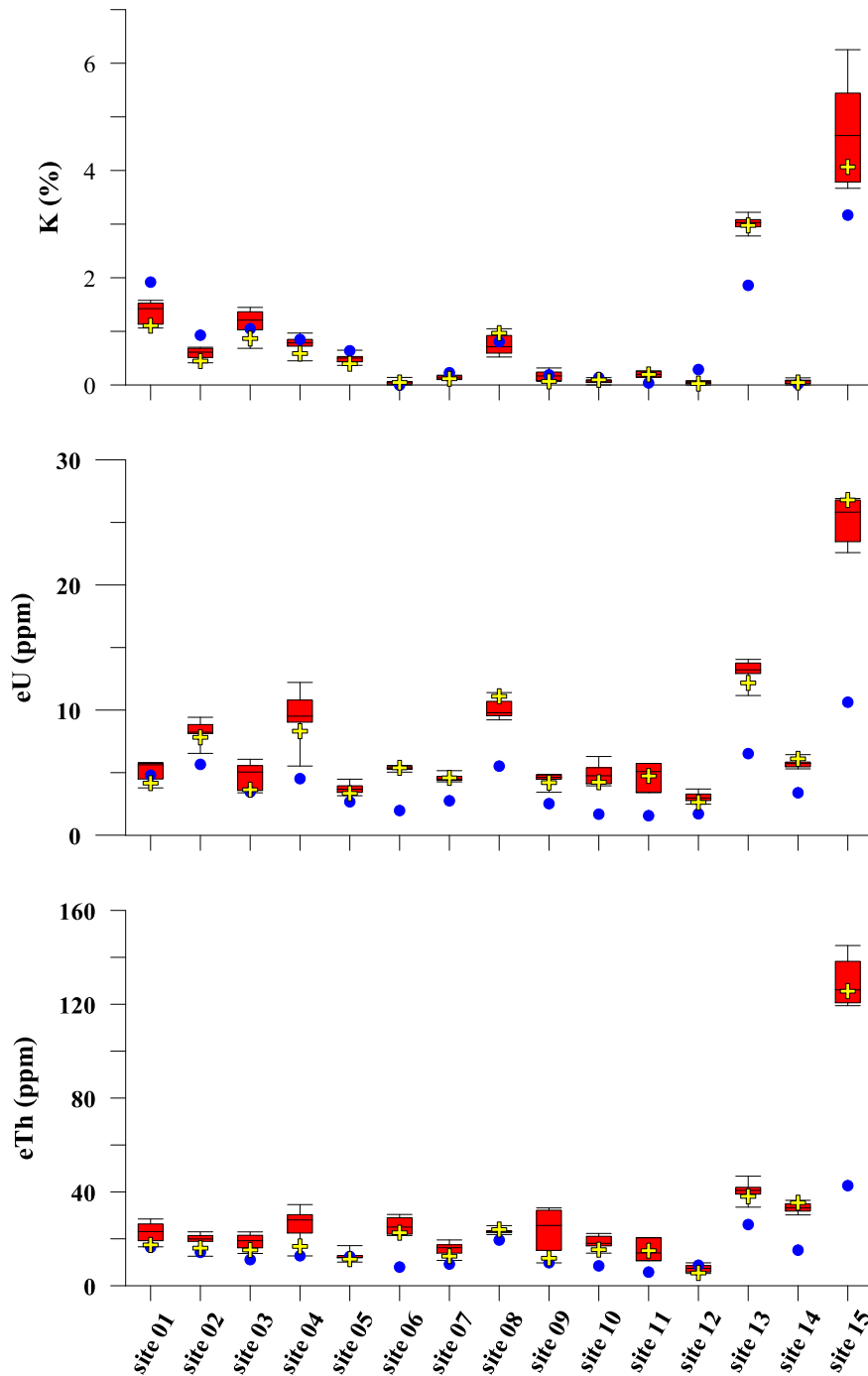
จากการเปรียบเทียบค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีจากตัวอย่างดินที่เก็บกับความเข้มข้นจากการสำรวจทางอากาศที่มีความสอดคล้องกันและมีค่าแตกต่างกันไม่มากนัก เป็นการยืนยันให้เห็นว่าสามารถนำข้อมูลจากการสำรวจทางอากาศไปใช้อย่างน่าเชื่อถือได้ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการศึกษาข้อมูลจากพื้นที่ที่ครอบคลุมเป็นบริเวณกว้าง




ตาราง 4.1 ค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีจากตัวอย่างดิน

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 4.1 ค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีจากตัวอย่างดิน (ต่อ)

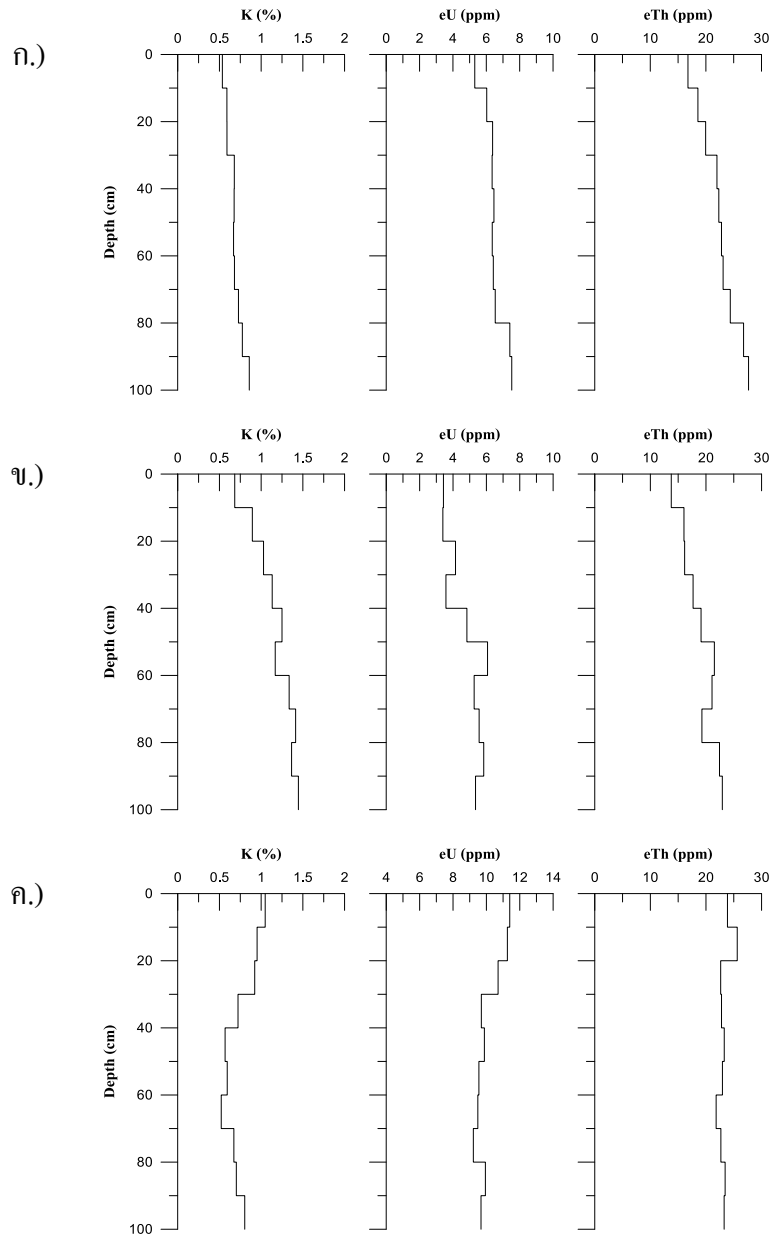
Site	site 01	site 02	site 03	site 04	site 05	site 06	site 07	site 08	site 09	site 10	site 11	site 12	site 13	site 14	site 15	
E	678203	673532	670065	665688	660858	658735	657820	656866	655278	652779	650628	647578	645160	655899	628441	
N	773015	770114	769326	770507	772257	772308	772306	774208	776293	779041	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 4.10 ค่าความเข้มข้นนิวไคลด์กัมมันตรังสีที่ตำแหน่งต่างๆ  แสดงความเข้มข้นจากตัวอย่างดินที่ความลึกต่างๆ  แสดงความเข้มข้นเฉลี่ยจากตัวอย่างดินในช่วง 30 cm บนสุด และ  แสดงความเข้มข้นจากการสำรวจทางอากาศ

เมื่อพิจารณาการเปลี่ยนแปลงค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีตามความลึกจากความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีเฉลี่ยแต่ละระดับความลึกของข้อมูลตำแหน่งที่ 1 ถึง 14 พบว่า ความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีเฉลี่ยในดินมีค่าลดลงเมื่อใกล้พื้นผิวดินมากขึ้น ดังรูปที่ 4.11 ก. สาเหตุที่ไม่ใช่ข้อมูลตำแหน่งที่ 15 เนื่องจากมีความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีที่สูงและมีความแตกต่างจากตำแหน่งอื่นๆ มาก จึงมีอิทธิพลต่อการเปลี่ยนแปลงค่าเฉลี่ยที่ระดับความลึกต่างๆ สูง

อย่างไรก็ตามการเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีตามความลึกของแต่ละตำแหน่งแตกต่างกันขึ้นอยู่กับลักษณะกระบวนการที่เกิดขึ้นบริเวณตำแหน่งนั้นๆ เช่น ตำแหน่งที่ 3 มีลักษณะทางธรณีเป็นตะกอนหินเชิงเขาและตะกอนผุอยู่กับที่ อยู่ใกล้กับภูเขาหินแกรนิต ความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีลดลงเมื่อใกล้พื้นผิวมากขึ้น ลดลงทั้งโพแทสเซียม ยูเรเนียมสมมูล และทอเรียมสมมูล ดังรูปที่ 4.11 ข. บริเวณนี้มีการผุพังอยู่กับที่และนิวไคลด์กัมมันตรังสีในดินโดยพัฒนาชะล้างไป ทำให้ความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีลดลง โดยที่บริเวณพื้นผิวด้านบนมีความเข้มข้นต่ำกว่าด้านล่าง และไม่มีตะกอนจากภูเขาหินแกรนิตซึ่งเป็นแหล่งนิวไคลด์กัมมันตรังสีพัฒนามาทับถมกันบริเวณนี้ อีกหนึ่งตำแหน่งที่นำมาอธิบายเพื่อเปรียบเทียบให้เห็นความแตกต่างของกระบวนการที่เกิดขึ้นบริเวณพื้นผิวดิน คือ ตำแหน่งที่ 8 ซึ่งอยู่ไกลจากภูเขาหินแกรนิต มีลักษณะทางธรณีวิทยาเป็นตะกอนธารน้ำพา บริเวณนี้ค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียมและยูเรเนียมสมมูลเพิ่มสูงขึ้นเมื่ออยู่ใกล้พื้นผิวดิน ขณะที่ปริมาณของทอเรียมสมมูลค่อนข้างจะคงที่ ดังรูปที่ 4.11 ค. แสดงให้เห็นว่าชั้นดินด้านบนมีการพัฒนานิวไคลด์กัมมันตรังสีจากภูเขาหินแกรนิตมาทับถมและตกตะกอนบริเวณนี้ โดยเคลื่อนที่ตามแนวเส้นทางน้ำไหลทั้งในอดีตและปัจจุบัน โพแทสเซียมอาจถูกพัฒนามาในรูปแบบของอนุภาคของดิน ขณะที่ยูเรเนียมสมมูลอาจเป็นเรเดียมที่ละลายไหลมาตามน้ำ



รูปที่ 4.11 การเปลี่ยนแปลงค่าความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีตามความลึก ก.) ความเข้มข้นของนิวไคลด์กัมมันตรังสีเฉลี่ย ตำแหน่งที่ 1-14, ข.) ตำแหน่งที่ 3, ค.) ตำแหน่งที่ 8

4.3 แนวทางการนำค่าดัชนีฝุ่นของหินไปประยุกต์ใช้

จากการศึกษาการฝุ่นของหินนั้น ค่าดัชนีฝุ่นของหินที่ได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศและข้อมูลแบบจำลองระดับความสูงของภูมิประเทศมีประโยชน์ในการประเมินระดับความรุนแรงในการฝุ่นของหินครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้าง นอกจากนี้ยังมีแนวทางในการนำผลจากการศึกษาความรุนแรงของการฝุ่นของหินในพื้นที่ศึกษาไปประยุกต์เพื่อใช้ประโยชน์ด้านอื่นๆ ด้วยเช่นกัน

4.3.1 ตัวบ่งชี้ความหนาของชั้นดิน

ในการศึกษานี้ได้มีการสำรวจโดยใช้ระเบียบวิธีการทางธรณีฟิสิกส์เพื่อตรวจสอบลักษณะโครงสร้างใต้ชั้นดิน (ไม่ได้แสดงในรายงาน) แม้ว่าผลจากการสำรวจไม่ได้แสดงลักษณะของภาพตัดขวางชั้นดินที่เปรียบเทียบให้เห็นความแตกต่างความลึกของชั้นหินเมื่อค่าดัชนีฝุ่นของหินแตกต่างกัน อย่างไรก็ตาม ระดับความรุนแรงในการฝุ่นของหินย่อมส่งผลต่อความหนาของชั้นดิน บริเวณที่มีค่าดัชนีฝุ่นของหินต่ำ มีแนวโน้มที่ระดับความหนาของชั้นดินจะน้อยกว่าบริเวณที่มีค่าดัชนีฝุ่นของหินที่สูงกว่า สาเหตุเป็นเพราะว่าบริเวณที่มีค่าดัชนีฝุ่นของหินต่ำ หินในบริเวณนั้นอาจมีอัตราในการฝุ่นต่ำ หรืออาจมีอัตราในการฝุ่นสูงแต่มีอัตราในการกร่อนสูงด้วยเช่นกัน ทำให้มีชั้นดินสะสมอยู่น้อย ขณะที่บริเวณที่มีค่าดัชนีฝุ่นของหินสูงหินก็ย่อมมีอัตราในการฝุ่นของหินสูง และมีอัตราการกร่อนต่ำ ทำให้มีการสะสมตัวของชั้นดินเป็นชั้นหนา

4.3.2 ศึกษาการก่อตัวของดิน

การก่อตัวของดินหรือการกำเนิดดินมีความสัมพันธ์กับการฝุ่นของหินเนื่องจากดินเกิดจากหินที่ฝุ่นลงซึ่งเป็นสารอนินทรีย์วัตถุ ผสมคลุกเคล้ากับอินทรีย์วัตถุต่างๆ ดังนั้นการก่อตัวของดินจึงมีความสัมพันธ์กับการฝุ่นของหินโดยตรง ปัจจัยสำคัญที่มีผลต่อการก่อตัวของดิน ประกอบด้วย 5 ปัจจัยที่มีอิทธิพลเท่าๆ กัน ประกอบด้วย หินต้นกำเนิด (parent material) สภาพภูมิอากาศภายนอก (external climate) ลักษณะภูมิประเทศ (topography) ศักยภาพของสิ่งมีชีวิต และ เวลา (jenny, 1941) จะเห็นว่าหลายปัจจัยมีความสอดคล้องกับตัวแปรในการวิเคราะห์หาค่าดัชนีฝุ่นของหิน เช่น ความเข้มของนิวไคลด์กัมมันตรังสีสะท้อนให้เห็นลักษณะของหินต้นกำเนิด relief ก็สะท้อนให้เห็นลักษณะภูมิประเทศรวมทั้งยังสอดคล้องกับเวลาที่หินเกิดการฝุ่นอีกด้วย ดังนั้นจะมีประโยชน์อย่างมากหากนำค่าดัชนีฝุ่นของหินในพื้นที่ศึกษาไปใช้ในการศึกษาการก่อตัวของดิน

4.3.3 ศึกษาความอุดมสมบูรณ์ของดิน

โพแทสเซียมเป็นหนึ่งในสามนิวไคลด์หลักที่มีความสำคัญต่อการเจริญเติบโตของพืช หากศึกษาเรื่องความอุดมสมบูรณ์ของดิน การศึกษาปริมาณของโพแทสเซียมในดินน่าจะเป็นแนวทางหนึ่ง ค่าความเข้มข้นของโพแทสเซียมบริเวณพื้นผิวสามารถตรวจสอบจากข้อมูลกัมมันตภาพรังสีตรวจวัดทางอากาศซึ่งได้ข้อมูลที่ครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้าง และหากนำค่าดัชนีฝุ่นของหินร่วมด้วยอาจให้รายละเอียดในการศึกษาความอุดมสมบูรณ์ของดินเพิ่มเติมมากขึ้น ยกตัวอย่างเช่น เมื่อหินแกรนิตฝุ่นลง เฟลด์สปาร์ซึ่งเป็นแร่ประกอบของหินแกรนิตและมีโพแทสเซียมเป็นนิวไคลด์ประกอบจะเปลี่ยนเป็นแร่เคลย์ หากหินแกรนิตมีระดับความรุนแรงในการฝุ่นของหินเพิ่มขึ้น ปริมาณโพแทสเซียมที่อยู่ในหินจะเปลี่ยนไปอยู่ในรูปของแร่เคลย์เพิ่มขึ้น

4.3.4 ศึกษาทางธรณีวิทยา

ธรณีวิทยาเป็นการศึกษาเกี่ยวกับพื้นโลก ได้แก่ รูปร่างตามธรรมชาติ กระบวนการเกิดและพัฒนา รวมถึงการเปลี่ยนแปลงต่างๆ ที่เกิดขึ้น การผุพังของหิน (weathering) และการกร่อน (erosion) มีบทบาทสำคัญต่อการเปลี่ยนแปลงลักษณะพื้นผิว นอกจากนี้ค่าดัชนีผุพังของหินยังมีความสัมพันธ์กับลักษณะและกระบวนการทางธรณีวิทยาอื่นๆ เช่น ความสูงชันของพื้นที่ หินมีการผุพังทางเคมีที่รุนแรงเมื่อพื้นผิวมีลักษณะเป็นพื้นที่ราบหรือมีความสูงชันต่ำๆ สำหรับการศึกษาดินถล่ม (landslide) นั้นอาจนำค่าดัชนีผุพังของหินไปใช้ประกอบในการทำนายพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่มได้ ปัจจัยหลัก 4 ประการ ที่ทำให้เกิดดินถล่มในประเทศไทย ประกอบด้วย สภาพทางธรณีวิทยา สภาพภูมิประเทศ ปริมาณน้ำฝน และสภาพสิ่งแวดล้อม (อ้างถึงใน กรมทรัพยากรธรณี, 2557) จะเห็นว่าค่าดัชนีผุพังของหินมีความสัมพันธ์โดยตรงกับสภาพธรณีวิทยา และลักษณะภูมิประเทศ ดังนั้นค่าดัชนีผุพังของหินจึงมีประโยชน์ในการศึกษาพื้นที่เสี่ยงภัยดินถล่มหรือใช้ปรับปรุงแผนที่เสี่ยงภัยดินถล่มต่อไป

แนวทางการนำค่าดัชนีผุพังของหินไปประยุกต์ใช้ที่กล่าวมานั้นเป็นเพียงแค่ตัวอย่างบางด้านเท่านั้น ยังมีแนวทางอื่นๆ ในการนำค่าดัชนีผุพังของหินไปใช้ประโยชน์ เช่น การนำค่าดัชนีผุพังของหินร่วมกับแผนที่ลักษณะพื้นที่และลักษณะของดินในการทำนายและสร้างแผนที่ดินในรูปแบบดิจิทัล การใช้ค่าดัชนีผุพังของหินในการสำรวจหาแหล่งแร่ หรือการวิเคราะห์หาบริเวณที่มีศักยภาพของแหล่งแร่ดินขาว เป็นต้น ดังนั้นค่าดัชนีผุพังของหินนอกจากใช้ในการประเมินการผุพังของหินแล้วยังมีประโยชน์ด้านอื่นๆ อีกด้วย

บทที่ 5 รวบรวมผลงานวิจัยตีพิมพ์ที่เกี่ยวข้อง

ผลงานตีพิมพ์ที่เกิดจากโครงการวิจัยนี้ (SCI550111S) และโครงการวิจัยทุนงบประมาณแผ่นดิน (SCI560125S) ประกอบด้วย ผลงานตีพิมพ์ในการประชุมวิชาการระดับชาติ / ระดับนานาชาติ และ ผลงานตีพิมพ์ในวารสารระดับนานาชาติ ดังต่อไปนี้

5.1 ผลงานเรื่อง Application of Airborne Gamma-Ray Spectrometric Data to Study Weathering of Rocks in Songkhla Province ตีพิมพ์ในการประชุมวิชาการระดับชาติ Siam Physics Congress SPC2013, Thai Physics Society on the Road to ASEAN Community, 21-23 March 2013

5.2 ผลงานเรื่อง The ^7Be profiles in the undisturbed soil used for reference site to estimate the soil erosion ตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ Journal of Physics: Conf. Series 860 (2017) 012009; doi :10.1088/1742-6596/860/1/012009

5.3 ผลงานเรื่อง SEDIMENTATION RATES IN THE U-TAPAO ESTUARY DEMONSTRATED BY ^{210}Pb -AND ^{137}Cs -DATING METHODS ตีพิมพ์ในการประชุมวิชาการระดับนานาชาติ The 4th Academic Conference on Natural Science for Young Scientists, Master & PhD Students from Asean Countries. 15-18 December, 2015 - Bangkok, Thailand, ISSN 978-604-913-088-5

5.4 ผลงานเรื่อง Measurement of ^7Be inventory in the outer Songkhla lagoon, Thailand ตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry (2016) 310:33–44; DOI 10.1007/s10967-016-4851-0.

5.5 ผลงานเรื่อง Characteristics of Atmospheric ^7Be Deposition in the Songkhla Province, Thailand ตันฉบับพร้อมตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ

5.6 ผลงานเรื่อง Preliminary study of sediment mixing in the outer Songkhla lagoon, Southern Thailand as observed from ^7Be and ^{210}Pb profiles ตันฉบับพร้อมตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ

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

M. Boonya¹ and T. Bhongsuwan^{1,2,*}

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

²*Geophysics 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, ²¹⁴Bi 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.

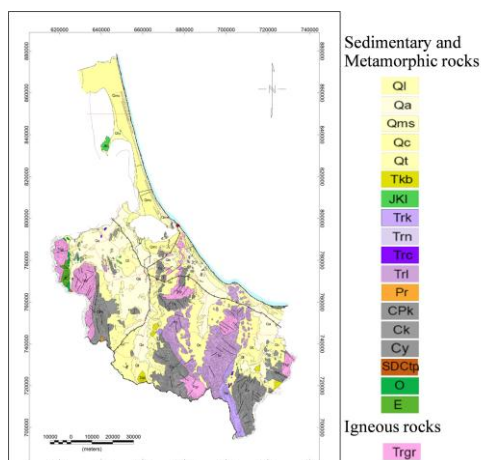


Figure 1. Geological map of Songkhla Province.

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 handing 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.

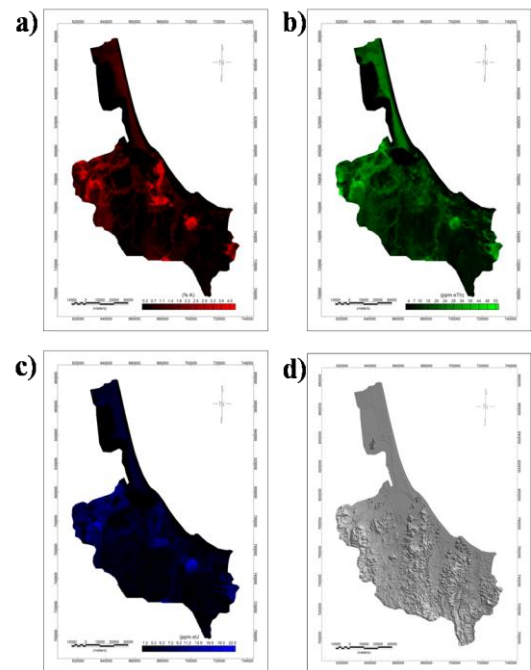


Figure 2. a) Potassium map, b) Thorium map, c) Uranium map and d) DEM.

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.

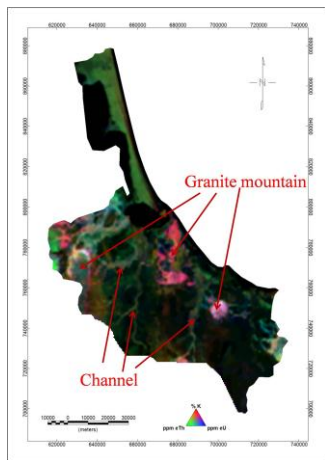


Figure 3. Ternary map.

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.

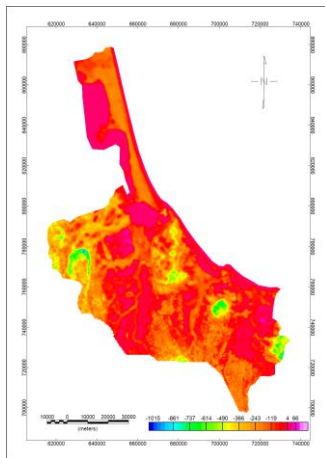


Figure 4. WII image.

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.

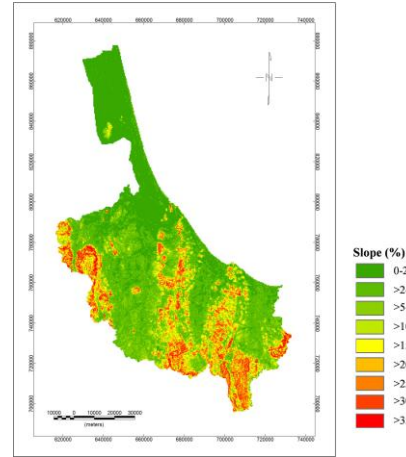


Figure 5. Slope image derived from DEM.

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.

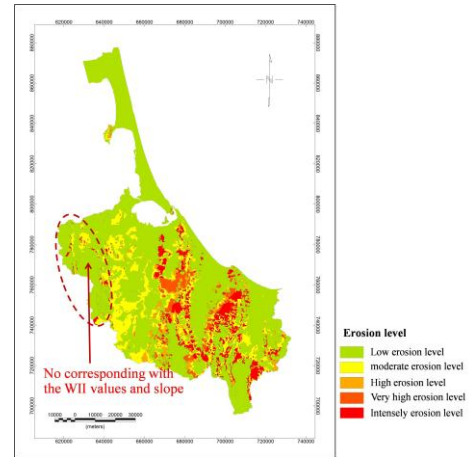


Figure 6. erosion map.

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 zones and higher value in more flat zones.

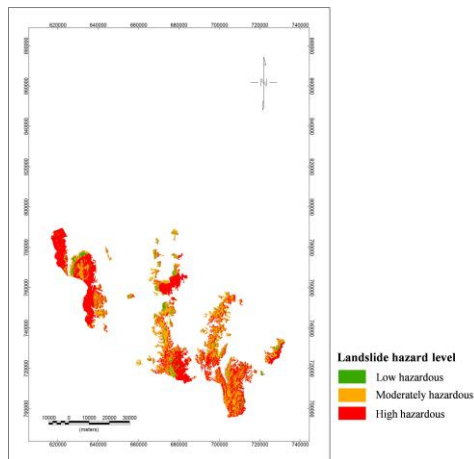


Figure 7. Landslide hazard map.

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 many supports.

References

1. 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.
2. 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.
3. IAEA, Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data, IAEA-TECDOC-1363, Vienna, 2003.
4. 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.
5. 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.
6. 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.
7. B.R.S. Minty, "Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry", *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* **17(2)** (1997), 39-50.
8. 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.
9. J. Ehlen, "Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathered mantle", *Geomorphology* **65** (2005), 7-21.
10. DMR, Geological map of Songkhla Province, 1:250,000 scale, Department of Minerals Resources, Bangkok, 2007.
11. DMR, Landslide hazard map of Songkhla Province, 1:1,000,000 scale, Geohazard Section, Environmental Geology Division, Department of Minerals Resources, Bangkok, 2004.
12. LDD, Erosion map of Songkhla Province, Land Development Department, Bangkok, 2002.

The ^7Be profiles in the undisturbed soil used for reference site to estimate the soil erosion

This content has been downloaded from IOPscience. Please scroll down to see the full text.

2017 J. Phys.: Conf. Ser. 860 012009

(<http://iopscience.iop.org/1742-6596/860/1/012009>)

View [the table of contents for this issue](#), or go to the [journal homepage](#) for more

Download details:

IP Address: 202.12.73.1

This content was downloaded on 20/06/2017 at 02:43

Please note that [terms and conditions apply](#).

You may also be interested in:

[Remote sensing monitoring on soil erosion based on LUCC in Beijing mountain areas](#)

Chen Gaiying

[Interrill soil erosion on flysch soil under different types of land use in Slovenian Istria](#)

M Zorn and S Petan

[Lithium abundances in AGB stars and a new estimate for the \$^7\text{Be}\$ life-time](#)

S Palmerini, M Busso, S Simonucci et al.

[A thermocouple rod designed for the measurement of subsurface temperatures](#)

F G Hannell and C B Hannell

[Soil Archives: supporting Research into Soil Changes](#)

Linda Karssies and Peter Wilson

[Elastic scattering and transfer reactions for the system \$^7\text{Be} + ^{58}\text{Ni}\$ at Coulomb barrier energies](#)

M Mazzocco, D Torresi, L Acosta et al.

[Review and Future Research Directions about Major Monitoring Method of Soil Erosion](#)

Yue LI, Xiaoyong Bai, Yichao Tian et al.

[Soil erosion and its correlation with vegetation cover: An assesment using multispectral imagery and pixel-based geographic information system in Gesing Sub-Watershed, Central Java, Indonesia](#)

Diwyacitta Dirda Gupita and B S Sigit Heru Murti

[An electromagnetic deflector](#)

Denis Taylor

The ^7Be profiles in the undisturbed soil used for reference site to estimate the soil erosion

S Raksawong¹, M Krmar², T Bhongsuwan^{1,3}

¹ Nuclear Physics Research Laboratory and Geophysics Research Center, Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Thailand

² Department of Physics, Faculty of Science, University of Novi Sad, Trg D. Obradovica 4, Novi Sad, 21000, Serbia

³ Corresponding author e-mail: tripop.b@psu.ac.th

Abstract. The cosmogenic radionuclide ^7Be is increasingly used to obtain information on event-related soil erosion rates within agricultural landscapes. In this study, we select two undisturbed and flat areas to calculate the reference inventory and relaxation mass depth by using ^7Be technique to document short-term erosion. Our results showed that the depth distribution of ^7Be in undisturbed soil profiles was 1.0 cm in sites S02 and S03; the initial activities were 31.6 and 38.8 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$, respectively. The relaxation mass depths were 5.4 and 7.2 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ and the measured reference ^7Be inventories were 71 and 110 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ for sites S02 and S03, respectively. The difference values of the relaxation mass depth and the reference inventory of both sites implied that for determining a short term soil erosion using ^7Be , the reference site was suggested to be selected as close as possible to the study site.

1. Introduction

Some agricultural practices such as burning of stubble and crop residues after harvest and subsequent ploughing and disc harrowing for seed bed preparation leave large areas of bare soil have increased the soil erosion problem that relating to the reduction in soil productivity and to the off-site effects of eroded sediments such as transportation of the sediment-associated nutrients and contaminants (e.g. agricultural pesticides) through terrestrial and aquatic ecosystems [1-3]. Therefore, the reliable information on rates of soil loss is important for an improved understanding of sediment transfer and storage in catchments and river basins to provide a basis for sustainable soil management. The environmental radionuclides ^{137}Cs ($T_{1/2} = 30$ years) and unsupported ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22$ years) are widely used to document rates of soil redistribution on agricultural land, but both these radionuclides have provided the retrospective estimates in the medium-term (i.e. ca. 50 years for ^{137}Cs and up to 100 years for unsupported ^{210}Pb). The obtained values from both radionuclides are the average rates taking account of inter-annual variability in the magnitude and frequency of erosional events. If the magnitudes of soil loss associated with individual events or periods characterized by specific land use conditions are required, the short-lived radionuclide ^7Be is used to calculate the soil erosion rates. This paper reports a preliminary investigation of undisturbed and flat areas aimed at exploring the potential for using ^7Be measurements as the reference inventory and relaxation mass depth to document the short-term events of soil erosion.



2. Methodology

2.1 Background and initial depth distribution of the beryllium-7 in the soil

^7Be is produced by cosmic-rays spallation reactions in the atmosphere. These reactions occur primarily in the stratosphere and upper troposphere, where charged particles (alpha particles, electrons and protons) induce nuclear reactions with oxygen and nitrogen atoms. The ^7Be attaches to airborne particles and its deposition is continuously delivered to the earth's surface by wet and dry fallout [2, 4-6]. Although it is quickly sequestered to the Be^{2+} ion by slightly acid rainfall, its ion is rapidly and strongly fixed onto the clay minerals in the soil [2, 7]. Therefore, cosmogenic ^7Be has been widely used as a tracer to document both the magnitudes and the spatial patterns associated with short-term or event based soil redistribution on agricultural land [1-2, 8]. The ^7Be technique is, principally, based on the comparison of ^7Be inventory ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$) between sampling sites and reference site. The reference site is selected from undisturbed area located near sampling sites. The ^7Be inventory for sampling site is depleted relative to the reference inventory that can be referred to occurring erosive processes, whereas areas of deposition can be located by increased inventories [1-2, 8].

There are three key assumptions for using ^7Be measurements to estimate both the soil erosion and sedimentation rates [1-2, 8]. The deposition of ^7Be fallout from atmosphere to the ground surface is, first, spatially uniform. Secondly, preexisting ^7Be in the surface soil in study area is uniformly distributed across the area. Finally, the ^7Be deposited during event is rapidly and strongly absorbed in couple centimeters of surface soil and can be mobilized by erosion. From these assumptions, it can be assumed that the initial vertical distribution of the ^7Be activity $C(x)$, ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$) within the soil will be characterized by an exponential decrease with mass depth x , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ [1-2]. The sample model to estimate the soil erosion and sedimentation rates is described below,

$$C(x) = C(0)\exp(-x/h_o) \quad (1)$$

where $C(0)$ is the initial activity of the surface soil (at $x = 0$) and h_o , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, is the relaxation mass depth.

The reference inventory of ^7Be , A_{ref} , $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$, is defined as the initial total areal activity at an uneroded stable site or reference site in the study area:

$$A_{ref} = A(0) = \int_0^{\infty} C(x)dx = h_o C(0) \quad (2)$$

The areal activity of ^7Be below depth x , $A(x)$, $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$, for the initial distribution is therefore:

$$A(x) = \int_x^{\infty} C(x)dx = A_{ref} \exp(-x/h_o) \quad (3)$$

The relaxation mass depth describes the shape of the initial depth distribution of both the activity as shown in Eq. (1) and areal activity as shown in Eq. (3) in the soil.

By measuring the activity of ^7Be , C , in different depth increments of soil collected from the reference site and establishing the mass depth of each depth increment, the values of $A(x)$ for corresponding mass depths x down the reference profile can be calculated. Logarithmically transforming Eq. (3), h_o and the reference inventory A_{ref} can be deduced from a linear regression between $\ln[A(x)]$ and x .

2.2 Study site

Atmospheric deposition fluxes of ^7Be in the study areas, the fallout samples during December, 2012 to December, 2013 for periods from 1 to 31 days depending on the frequency of rain were collected at the top roof of the Physics building called S01 site ($7^{\circ}00'24.6''$ N, $100^{\circ}29'57.8''$ E) where is the

control site to estimate the running inventory of ^7Be . Two sampling sites for rain water samples were at selected reference sites $7^{\circ}00'30.9''$ N, $100^{\circ}30'22.0''$ E (S02) and $6^{\circ}59'32.1''$ N, $100^{\circ}33'04.8''$ E (S03). Meteorological data were provided by the Thai Meteorological Department at the Songkhla Meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located at $7^{\circ}12'14''$ N, $100^{\circ}36'11''$ E). Rain water samples were collected after rainfall event. The water sample was filtered through the MnO_2 -fiber (5 g) which was in the cylinder of 15 cm long and 1.8 cm inner diameter.

The climate of the Songkhla province, Thailand is controlled by tropical monsoons that consist of the southwest (May – October) and northeast (October – February) monsoons. There are generally two seasons – the rainy season and dry season. The rainy season is influenced by the southwest monsoon (May – September) that brought the moist and warm air from the Indian Ocean whereas the northeast monsoon (October – January), brought the moist air from the Gulf of Thailand.



Figure. 1 Photographs showing **a)** soil core sampling; **b)** cutting the cover grasses

Soil samples were collected from two selected reference sites S02 and S03 in the U-Tapao subcatchment, Songkhla province, Southern Thailand. Using a hand-operated corer equipped with the PVC pipe (8.5 cm internal diameter, 20 cm length), 8 soil cores were collected from two selected reference sites S02 and S03 on January 10, 2014. Figure. 1 shows the soil core sampling and cutting the cover grasses. All the soil cores were kept vertically and returned to the laboratory, and then sliced at 0.5 cm intervals through its depth using the hand-held extruder. All the cut samples were dried at 105°C for 24 hours by electric oven, grinded by ceramic mortar, sieved to < 2 mm fraction, homogenized, weighed and put into a polyethylene bottle.

2.3 Measurement and analyze method

Beryllium-7 activity concentrations in fallout (wet and dry) samples, soil samples and grass were determined by measuring its gamma line at 477.6 keV. The gamma-ray measurements were performed using gamma spectrometer with an HPGe detector (GC7020, Canberra Industries, USA) in a low-background cylindrical shield (Model 747, Canberra, USA). Data were accumulated in a multichannel analyzer (DSA1000, Canberra, USA) based on a personal computer. The energy resolution was 0.88 keV (FWHM) at 122 keV (^{57}Co), and 1.77 keV (FWHM) at 1332 keV (^{60}Co). The minimum counting-time for each sample was set in 40,000s. For samples having an analytical error more than 1σ , the counting-time will be added until 100,000s to provide reasonable analytical error (less than 25% or 1σ). The spectrum analysis was performed by the commercial software Genie 2000 (Canberra, USA). The absolute efficiency curve of detector used in this work was fitted from activity concentrations of discrete gamma-ray lines in the IAEA TEL 2011-03 WWOPT soil-04 sample with certified radionuclide activities, and it was used to calculate the relative efficiency of ^7Be at 477.7 keV. The ^7Be activities were corrected for decay to the sampling time on January 10, 2014.

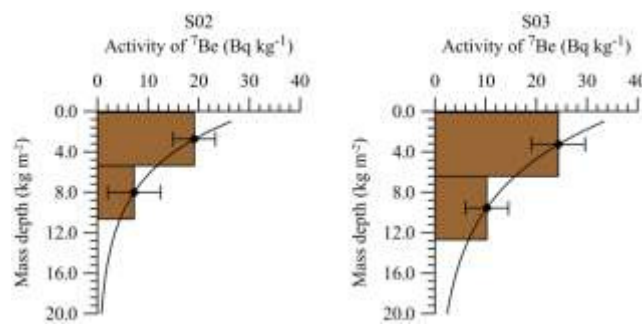


Figure 2. The depth distribution of ^7Be in the soil profiles within the selected reference sites.

3. Results and Discussions

The results reported in this paper were obtained from the selected reference sites (S02 and S03) where located in the undisturbed, non-tilled areas at the U-Tapao subcatchment, Songkhla province, Southern Thailand. Our results show that the depth distribution of ^7Be in undisturbed soil profiles is 1.0 cm in both sites (S02 and S03), the initial activities are 31.6 and 38.8 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ for S02 and S03 sites, respectively. The ^7Be activities for both locations declined exponentially with mass depth as shown in Figure 2. Following from Eq.(1), the relaxation mass depths were, therefore, calculated from linear regression between $\ln[C(x)]$ and x . These obtained results are 5.4 and 7.2 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ for S02 and S03 sites, respectively.

The measured reference inventories of ^7Be in soil profiles are 71 and 110 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ for S02 and S03 sites, respectively. The calculated reference inventories from Eq. (2) are 170 and 279 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ for sites S02 and S03, respectively. Both important parameters, relaxation mass depth and reference inventory, can be used to estimate the magnitudes of soil loss or deposition. The soil mass eroded per unit area, R , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, or soil erosion rate as provided from Blake et al. [1] can be calculated by using both values as:

$$R = h_o \ln \left[A_{ref} / A \right] \quad (4)$$

Moreover, the magnitude of deposited sediment rate, R' , $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, can be calculated by:

$$R' = (A' - A_{ref}) / C_d \quad (5)$$

when A' , $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$, is the areal activity of ^7Be at a sampling point located in sediment deposition zone, C_d is the mean ^7Be activity of deposited sediment that can be estimate by

$$C_d = \int_S C_e R dS / \int_S R dS \quad (6)$$

when C_e , $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$, is the weighted mean ^7Be activity of mobilized sediment from eroding area S , m^{-2} , which can be:

$$C_e = (A_{ref} - A) / R = A_{ref} [1 - \exp(-R / h_o)] / R \quad (7)$$

From procedure outlined above, the h_o and A_{ref} are crucial important for calculating the magnitudes of soil erosion and deposition rates at sampling points for study area. The relaxation mass depths and ^7Be inventories in the soil obtained from selected reference sites are different because the atmospheric depositional fluxes of ^7Be are controlled by several factors depending on location, precipitation, the cover crops etc. Lohaiza et al. reported the monthly relaxation mass depths and inventory of ^7Be from one reference site changing with season, the maximum value in heavy rain period and low value in dry period [7]. Moreover, the relaxation mass depths in some locations where selected reference site are significantly higher than that in others. Therefore, the running atmospheric deposition flux of ^7Be and the ^7Be activity in the covered grasses were used to compare with the inventory in soil for the reference study site.

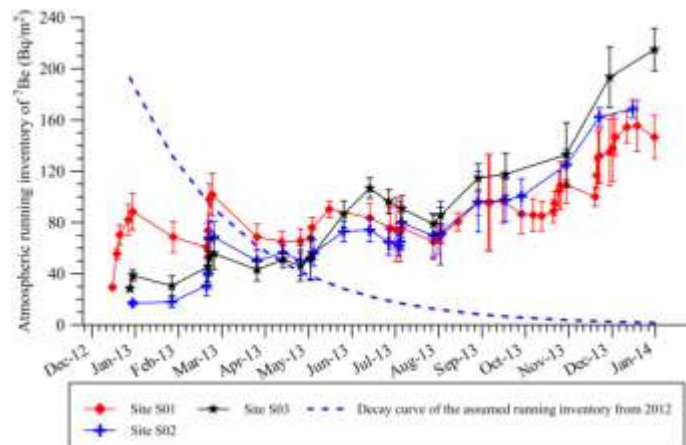


Figure 3. Atmospheric running inventory of ^7Be collected from S01, S02 and S03 sites.

In this study, the atmospheric depositional fluxes of ^7Be have been decay-corrected to the collecting time of rainfall sample, and the results are shown in Figure 3. In order to calculate the atmospheric deposition running inventory of ^7Be following Zhu and Olsen [9], the calculated running inventory values range 29 ± 1 to $156 \pm 14 \text{ Bq.m}^{-2}$, with an average value of 92.2 Bq.m^{-2} for site S01, 2.0 ± 0.5 to $96 \pm 12 \text{ Bq.m}^{-2}$, with an average value of 19.6 Bq.m^{-2} for site S02, and 2.9 ± 1 to $103 \pm 15 \text{ Bq.m}^{-2}$, with an average value of 27.1 Bq.m^{-2} for S03. The estimated ^7Be running inventories at the time of sediment sampling are $156 \pm 20 \text{ Bq.m}^{-2}$, $169 \pm 7 \text{ Bq.m}^{-2}$ and $215 \pm 17 \text{ Bq.m}^{-2}$ for S01, S02 and S03, respectively. Atmospheric running inventories for the selected reference sites S02 and S03 are shown in the Table 1 and Figure 4.

Table 1. ^7Be inventories in soil cores, areal activities in cover grasses and atmospheric running inventories which were corrected to the soil sampling time on January 10, 2014.

Type/Location	S02	S03
Measured sediment inventory (Bq.m^{-2})	71 ± 18	110 ± 26
Areal activity in grasses (Bq.m^{-2})	112 ± 9	108 ± 9
Atmospheric running inventory (Bq.m^{-2})	169 ± 7	215 ± 17

The measured ^7Be inventories in soil cores of 71 ± 18 and $110 \pm 26 \text{ Bq.m}^{-2}$ were stacked with the areal activities in cover grasses of 112 ± 9 and $108 \pm 9 \text{ Bq.m}^{-2}$ for the selected reference sites S02 and S03, respectively. The atmospheric running inventories are similar to the stacked activities between the areal activities in cover grasses and the measured ^7Be inventories in soil cores for both sites S02 and S03 as shown in Figure 4. The relaxation mass depths and the reference inventories of both selected reference sites showed the different values which had been influenced from the different soil types and the different atmospheric depositions of ^7Be . Therefore, if this method is used to determine the short term soil erosion, the reference site is suggested to be as close as possible to the study area.

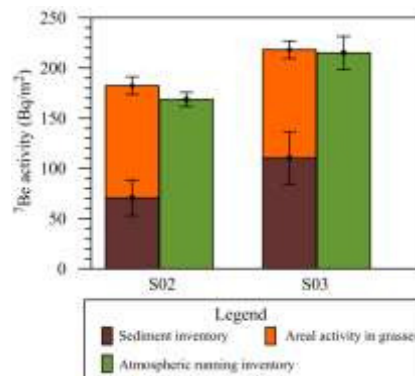


Figure 4. The bar charts comparing the atmospheric running inventory and the stacked columns between measured sediment inventory and areal activity in grasses.

Although, the calculated reference inventories, 170 and 279 Bq.m⁻², are larger than the measured inventories. The measured inventories in soil cores, 71 ± 18 and 110 ± 26 Bq.m⁻² for both sites S02 and S03, may be used as the reference inventories, A_{refs} in the model to calculate the soil erosion rates in study area. This is in fact the calculated reference inventories are not possible to be larger than the atmospheric running inventory. This problem may occur due to the thicker section of soil cores. In the future work, the thin sliced section of soil cores will be made, because there will be more than two points in the ⁷Be profiles with mass depth to estimate the calculated reference inventory and relaxation mass depth.

4. Conclusions

This preliminary study is successful to detect ⁷Be in the soil and atmospheric deposition in the South of Thailand located near equatorial zone where is known that very low ⁷Be activity and the ⁷Be measurement in soil can be used to estimate important parameters (relaxation mass depth and reference inventory) for approached model of the soil erosion. Further work, we will investigate the magnitudes of both soil erosion and deposition obtained from the ⁷Be measurement technique in this study area.

Acknowledgments

This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code: SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the Physics Department, Geophysics Research Center, Faculty of Science and the graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. In addition, the first author would like to thank Prince of Songkla University, Graduate Studies Grant.

References

- [1] Blake W H, Walling D E and He Q 1999 Appl. Radiat. Isot. **51** 599–605
- [2] Schuller P, Iroumé A, Walling D E, Mancilla H B, Castillo A and Trumper R E 2006 J. Environ. Qual. **35** 1756–1763
- [3] Sepulveda A, Schuller P, Walling D E and Castillo A 2008 J. Environ. Radioact. **99** 35–49
- [4] Ioannidou A and Papastefanou C 2006 J. Environ. Radioact. **85**, 121–136
- [5] Ishikawa Y, Murakami H, Sekine T and Yoshihara K 1995 J. Environ. Radioact. **26** 19–36
- [6] Papastefanou C and Ioannidou A 1995 J. Environ. Radioact. **26** 273–282
- [7] Lohaiza F, Velasco H, Juri Ayub J, Rizzotto M, Di Gregorio D E, Huck H and Valladares D L 2014 J. Environ. Radioact. **130** 72–77.
- [8] Zapata F, Garcia-Agudo E, Ritchie J C and Appleby P G 2002 Introduction *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides*. Ed Zapata F (Dordrecht: Kluwer Academic Publishers) chapter 1 pp 1–13
- [9] Zhu J and Olsen C R 2009 J. Environ. Radioact. **100** 192–197

ISBN 978-604-913-088-5

THE 4th

**ACADEMIC CONFERENCE
ON NATURAL SCIENCE FOR
YOUNG SCIENTISTS, MASTER
& PhD STUDENTS
FROM ASEAN COUNTRIES**

Bangkok, Thailand. 15–18 December 2015

PROCEEDINGS

Publishing House for Science and Technology

CONTENTS

OPTICAL SPECTROSCOPY OF Eu ³⁺ IONS IN ALUMINOSILICATE GLASS	7
<i>Sengthong Bounyavon, Vu Phi Tuyen, Nguyen Thi Quy Hai, Pham Thi Minh Chau, Phan Van Do, Vu Xuan Quang and Nguyen Trong Thanh</i>	
EFFECT ON BONDABILITY OF PROLONGED EXPOSURE TIME AFTER PLASMA CLEANING ON IC PACKAGE	14
<i>Pornthep Yaekwong, Kessararat Ugsornrat, Chalernsak Sumithpibul, Neil S. Carunungan, Bancha Arthibenyakul and Surapan Yimman</i>	
STUDY ON THE FABRICATION AND PROPERTIES OF ALLOYED QUANTUM DOTS AND GRAPHENE QUANTUM DOTS	20
<i>Pham Nam Thang, Le Xuan Hung, Nguyen Hai Yen, Hoang Van Nong, Vu Thi Hong Hanh, Nguyen Ngoc Hai, Phan Ngoc Hong, Pham Thu Nga</i>	
EXTRACTION OF BIO-OIL RICH IN OMEGA-3-6 FORM ALKYL ESTER FROM HETEROTROPHIC MICROALGA SCHIZOCHYTRIUM MANGROVEI PQ6.....	29
<i>Le Thi Thom, Luu Thi Tam, Nguyen Cam Ha, Hoang Thi Huong Quynh, Pham Van Nhat, Hoang Thi Lan Anh and Dang Diem Hong</i>	
HYDROCARBON DEGRADATION IN OILY WASTEWATER BY MICROBIAL BIOFILM ATTACHED ON POLYURETHANE FOAM CARRIERS	40
<i>Do Van Tuan, Do Thi To Uyen, Dong Van Quyen, Le Thi Nhi Cong</i>	
EXTRACTION OF SQUALENE FROM VIETNAM HETEROTROPHIC MARINE MICROALGA	46
<i>Nguyen Cam Ha, Le Thi Thom, Hoang Thi Huong Quynh, Pham Van Nhat, Hoang Thi Lan Anh and Dang Diem Hong</i>	
REMOVAL OF COPPER (II) FROM AQUEOUS SOLUTION BY ADSORPTION ONTO MnO ₂ NANOSTRUCTURE: EQUILIBRIUM AND KINETIC STUDIES.....	57
<i>Van-Phuc Dinh, Ngoc-Chung Le, Ngoc-Tuan Nguyen</i>	
EFFECT OF ENGINEERED NANOPARTICLES ON CYANOBACTERIA STRAIN ...	65
<i>Tran Thi Thu Huong, Duong Thi Thuy, Ha Phuong Thu; Nguyen Trung Kien, Dang Dinh Kim, Dao Trong Hien</i>	
SEDIMENTATION RATES IN THE U-TAPAO ESTUARY DEMONSTRATED BY ²¹⁰ Pb-AND ¹³⁷ Cs-DATING METHODS.....	74
<i>Santi Raksawong, Miodrag Krmar, Tripob Bhongsuwan</i>	
ASYMPTOTIC ANALYSIS FOR TRANSMISSION OF GAUSSIAN BEAM THROUGH A PLANE DIELECTRIC INTERFACE	80
<i>Dinh Trong Quang and Trinh Xuan Tho</i>	

SELECTIVE HYDROGENATION OF 3-NITROSTYRENE TO 3-VINYLANILINE OVER PT-BASED BIMETALLIC CATALYSTS	87
<i>Sathaporn Tiensermsub and Joongjai Panpranot</i>	
A NEW SIMPLE ALGEBRAIC PROOF OF THE HOOK-LENGTH FORMULA	94
<i>Nguyen Bich Van</i>	
TERAHERTZ EMISSION FROM Mn:GaAs	100
<i>Alexander De Los Reyes, Karim Omambac, Jeremy Porquez, Karl Cedric Gonzales, Elizabeth Ann Prieto, Jorge Michael Presto, Kohji Yamamoto, Masahiko Tani, Armando Somintac, Elmer Estacio and Arnel Salvador</i>	
DETECTING HUMAN EMOTION VIA SPEECH RECOGNITION BY USING ENSEMBLE CLASSIFICATION MODEL	104
<i>Surinee Doungwichain, Sathit Prasomphan</i>	
DESIGN OF OPTICAL FILTERS IN SLOTTED PHOTONIC CRYSTAL WAVEGUIDES	112
<i>Hoang Thu Trang and Ngo Quang Minh</i>	
PREPARATION AND CHARACTERIZATION OF Sm ³⁺ DOPED ZINC BARIUM TELLURITE GLASSES	116
<i>Patarawagee Yasaka and Jakrapong Kaewkhao</i>	
PHOTOLUMINESCENCE OF LITHIUM GADOLINIUM BORATE GLASSES DOPED WITH CERIUM (III) OXIDE	122
<i>Kitipun Boonin, Warawut Sa-ardsin and Jakrapong Kaewkhao</i>	
FABRICATION OF POROUS AMORPHOUS SILICON CARBIDE FREE-STANDING MEMBRANES AND MULTILAYERS	126
<i>Cao Tuan Anh, Luong Truc Quynh Ngan, Dao Tran Cao and Nguyen Ngoc Hai</i>	
A VAPOR SENSOR BASED ON NANO-POROUS SILICON MICROCAVITY FOR DETERMINATION OF FUEL MIXTURES	131
<i>Thuy Van Nguyen, Van Dai Pham, Thi Cham Tran, The Anh Nguyen, Thuy Chi Do, Van Hoi Pham and Huy Bui</i>	
STUDY ON SYNTHESIS OF Fe-BTC MOF MATERIAL AT LOW TEMPERATURE AND ATMOSPHERIC PRESSURE	138
<i>Tran Dinh Tuan, Nguyen Thi Hoai Phuong, Ngo Hoang Giang, Nguyen Tien Hue, Do Huy Thanh and Ninh Duc Ha</i>	
TREATMENT FOR SCIATICA AND DEGENERATIVE KNEE: APPLICATION OF LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER	144
<i>Trinh Tran Hong Duyen, Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Nguyen Thi Hong Hanh, Dinh Thi Thu Hong, Nguyen Thi Huong Linh, Tran Trung Nghia, Nguyen Thanh Tam, Nguyen Quang Trung, Lam Thanh Son, Nguyen Duong Hung</i>	

SUPPORT TUBERCULOSIS TREATMENT USING LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER	151
<i>Mai Huu Xuan, Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Tran Van Be, Huynh Quang Linh</i>	
APPLICATION OF LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER TO TREAT DEGENERATIVE LUMBAR SPINE – HERNIATED DISC, OSTEOPHYTOSIS	158
<i>Trinh Tran Hong Duyen, Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Bui Chi Hung, Dinh Thi Thu Hong, Ngo Thi Tra Huong, Tran Thanh Vinh, Huynh Thanh Hoa, Tran Thi Ngoc Dung, Nguyen Dinh Quang, Nguyen Minh Chau</i>	
CONDITIONS TO STRETCH PLASMID DNA MOLECULE IN OPTICAL TWEEZERS USING CW LASER GAUSSIAN BEAM	166
<i>Thai Dinh Trung, Mai Van Luu, Chu Van Lanh, Nguyen Van Thinh, Hoang Van Nam, Thai Doan Thanh, Ho Quang Quy</i>	
APPLICATION OF LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER IN MINIMIZING HARMFUL SIDE EFFECTS AFTER CHEMOTHERAPY AND RADIATION THERAPY IN CANCERS	173
<i>Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Tran Thien Hau, Dang Nguyen Ngoc An, Le Quoc Dat</i>	
INITIAL RESULT OF THE TREATMENT OF FATTY LIVER BY LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER	181
<i>Tran Minh Thai, Tran Thien Hau, Ngo Thi Thien Hoa, Nguyen Pham Song Toan</i>	
APPLICATION OF LOW POWER SEMICONDUCTOR LASER TO THE TREATMENT OF ATHEROSCLEROSIS OF INTERNAL CAROTID ARTERY IN TYPE 2 DIABETES	187
<i>Tran Minh Thai, Ngo Thi Thien Hoa, Tran Thien Hau, Ngo Van Trung, Phan Van To Ni</i>	
CLINICAL TREATMENT RESULT OF THE BENIGN PROSTATIC HYPERTROPHY OF THE OLD MEN BY USING LOW-POWER SEMICONDUCTOR LASER.....	195
<i>Tran Anh Tu, Tran Minh Thai, Tran Thi Ngoc Dung, Ton Chi Nhan , Ngo Thi Thien Hoa, Nguyen Xuan Quang, Huynh Thanh Hoa and Cao Tan Tieng</i>	
LASER CHARACTERISTICS OF A DIODE-PUMPED Nd:YAG LASER SYSTEM USED IN INDUSTRIAL APPLICATIONS	205
<i>Giang Manh Khoi, Do Xuan Tien</i>	
BIOCHARACTERIZATION AND IDENTIFICATION OF LIGNIN DEGRADING FUNGUS CP36 ISOLATED FROM THE FORESTS OF NORTH CENTRAL VIETNAM	209
<i>Nguyen Thi Hong Lien, Nguyen Van Hieu, Pham Thi Bich Hop, Cao Van Son, Dang Van Son, Phan Thi Hong Thao</i>	

RESEARCH INTO THERMAL DECOMPOSITION OF A MIXTURE OF RDX AND INSENSITIVE.....	216
<i>Nguyen Mau Vuong, Ngo Van Giao, Dang Van Duong</i>	
SYNTHESIS AND BIOLOGICAL ACTIVITY OF NOVEL DERIVATIVES OF MURRAYAFOLINE A.....	223
<i>Le Duc Anh, Truong Ngoc Hung, Nguyen Thi Nga, Le Mai Huong, Tran Thi Hong Ha, Tran Thi Thu Thuy, Nguyen Manh Cuong, Le Thi Thoa, Tran Minh Cong, Nguyen Trong Dan, Luu Van Chinh</i>	
EFFECT OF CATALYST ON THE BURNING RATE OF ENERGY MATERIALS BASED ON NC-NG-DINA	230
<i>Le Duy Binh, Nguyen Viet Bac, Pham Van Toai and Dam Duc Trung</i>	
EXPRESSION AND CHARACTERIZATION OF RECOMBINANT L-ASPARAGINASE IN <i>PICHIA PASTORIS</i>	240
<i>Thi Hien Trang Nguyen, Van Van Vu, Huu Quan Nguyen, Dinh Thi Quyen and Thi Tuyen Do</i>	
OPTIMAZATION OF CULTURE CONDITIONS FOR PRODUCTION OF PROTEASE BY <i>LECANICILLIUM LECANII</i>	248
<i>Nguyen Huu Quan and Vu Van Hanh</i>	
INVESTIGATION OF STABLE STRAIN OF <i>STREPTOMYCES</i> SP. KB1 FOR STABILITY OF BIOACTIVE SECONDARY METABOLITES PRODUCTION BY CONTINUOUS SUB-CULTURE.....	255
<i>Kittisak Chawawisit and Monthon Lertcanawanichakul</i>	
EFFECT OF COMPOSITION ON THE BURNING RATE OF PYROTECHNICS.....	262
<i>Doan Anh Phan, Ngo Van Giao and Dang Van Duong</i>	
REDUCING OF CARBON DIOXIDE POLLUTION BY THE BACKWARD DIFFUSION METHOD	273
<i>Vu Ba Dung</i>	
DEVELOPMENT OF ELECTROCHEMICAL DETECTOR COMBINE WITH DIGITAL MICROFLUDIC SYSTEM.....	281
<i>Sarunchana Wiboonsak, Chonticha Chunhakit, Paveena Nakbumpen, Kessararat Ugsornrat, Patiya Pasakorn, Thitima Maturros and Adisorn Tuantranont</i>	
STRUCTURAL AND PHOTOPHYSICAL PROPERTIES OF CURCUMINOID AND METAL- CURCUMIN COMPLEXES DERIVED FROM TURMERIC (<i>CURCUMA LONGA</i>).....	286
<i>Nguyen Thanh Binh, Nguyen Dinh Cong, Nguyen Thi Lan Huong, Ngo Thi Nhan, Nguyen Thi Khanh Van, Le Xuan Hung, Vu Thi Bich</i>	

FABRICATION OF Fe ₃ O ₄ MAGNETIC FLUID BY HYDRO THERMAL FOR BIOMEDICAL APPLICATIONS.....	293
<i>Vuong Thi Kim Oanh, Tran Dai Lam, Do Hung Manh, Le Trong Lu, Phung Thi Thu, Pham Hong Nam and Nguyen Xuan Phuc</i>	
PREPARATION AND PHOTOCATALYTIC ACTIVITY OF TiO ₂ -SiO ₂ -Fe ₃ O ₄ COMPOSITES FOR DECOMPOSITION OF POLY CHLORINATED BIPHENYLS (PCBs) IN WASTE TRANSFORMER OIL	301
<i>Nguyen Quoc Trung, Vu Duc Chinh, Vuong Thi Kim Oanh, Pham Nam Thang and Vu Thi Hong Hanh</i>	
RESERVOIR OPTIMIZATION METHODS: DYNAMIC PROGRAMMING AND DIFFERENTIAL EVOLUTION.....	308
<i>Phan Thi Thu Phuong</i>	
TYPE-2 FUZZY CO-CLUSTERING ALGORITHM FOR COLOR IMAGE SEGMENTATION.....	315
<i>Van Nha Pham, Duc Thao Nguyen</i>	
APPLICATION OF GAMMA-GAMMA COINCIDENCE METHODS IN NEUTRON ACTIVATION ANALYSIS.....	324
<i>Truong Van Minh, Pham Dinh Khang, Nguyen Xuan Hai, Tran Minh Hung, Ho HUU Thang and Nguyen An Son</i>	
A METHOD TO OPTIMISE THE TOP QUARK MASS IN DI-LEPTON DECAY CHANNEL.....	330
<i>Phan Thi Hong Ngoc, Kaven Yau Wong and Markus Cristinziani</i>	
PROPAGATION DYNAMICS OF LASER PULSES IN A THREE-LEVELV-TYPE ATOMIC MEDIUM UNDER ELECTROMAGNETICALLY INDUCED TRANSPARENCY	337
<i>Hoang Minh Dong, Le Van Doai, Pham Van Trong, Mai Van Luu, Dinh Xuan Khoa, Vu Ngoc Sau and Nguyen Huy Bang</i>	
A STUDY OF CO-PROCESSING WASTES CONTAMINATED OILS IN CEMENT KINLS	345
<i>Hoang Quoc Trong, Pham Gia Dien</i>	
SCREENING FOR HAEMATOCOCCUS STRAINS CONTAINING ASTAXANTHIN ISOLATED FROM SOME PLACES IN VIETNAM.....	352
<i>Luu Thi Tam, Le Ha Thu, Le Thi Thom, Nguyen Cam Ha, Hoang Thi Huong Quynh, Pham Van Nhat, Hoang Thi Lan Anh and Dang Diem Hong</i>	
AUTHORS INDEX	360

The 4th Academic Conference on Natural Science for Young Scientists, Master & PhD Students from Asean Countries. 15-18 December, 2015 - Bangkok, Thailand

SEDIMENTATION RATES IN THE U-TAPAO ESTUARY DEMONSTRATED BY ²¹⁰Pb-AND ¹³⁷Cs-DATING METHODS

Santi Raksawong¹, Miodrag Krmar², Tripob Bhongsuwan^{1*}

¹*Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Thailand*

²*Department of Physics, Faculty of Science, University of Novi Sad, Serbia*

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

Abstract. The study of sediment dynamics will provide an understanding of the dynamics of pollutants, and aid in developing sustainable effective management. The ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating techniques have been widely used to reconstruct the sedimentation histories in the lake sediment. In this contribution, we present the preliminary analyses and results of sedimentation rates. One site from U-Tapao estuary located in the Outer Songkhla lagoon, southern Thailand was selected and the vertical profiles of excess ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs were used for analyses. The average accumulation rates determined by ¹³⁷Cs method are 5.7 and 6.5 kg m⁻² year⁻¹ from 1963 to 1986 and 1986 to sampling time, respectively. Moreover, the sediment accumulation rates between 8.8 and 3.3 kg m⁻² year⁻¹ during sampling time to 1954 were obtained by the CIC and CRS models. Two-marker events based on ¹³⁷Cs activity were used to validate age of sediment layers obtained by ²¹⁰Pb method.

Keywords. *Songkhla lagoon, ²¹⁰Pb-dating, ¹³⁷Cs- dating, Sedimentation rates.*

I. INTRODUCTION

Nowadays, the Songkhla lagoon is facing the pollution problems as evidenced by several factors: overall low water quality, contamination by toxic pollutants/nutrients, and rapid sedimentation in some areas [1-9]. Especially, the unsanitary drainage from Hat Yai urban area, and the wastewater from large factories along the U-Tapao canal and its watershed drain into the U-Tapao estuary [6, 8-10, 13]. Therefore, studying the sedimentation dynamics in this area will provide an understanding of the dynamics of pollutants to develop effectively sustainable management. Over the past four decades in the sediment chronology, the ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating techniques have been widely used to reconstruct the sedimentation histories from a year up to 150 years [14-17].

²¹⁰Pb is naturally occurring radionuclide of the ²³⁸U series. Its closed parent is ²²²Rn, a noble gas having short half-life, 3.8 days. This gas escapes into the atmosphere from surface soil layers and provides ²¹⁰Pb with mobility in atmosphere. The ²¹⁰Pb is introduced into the estuarine environment through atmospheric precipitation, terrestrial runoff and in situ production from ²²⁶Ra in the water column and soil or sediment. ²¹⁰Pb falling directly into the lake is removed quickly to sediments by adsorption process and deposited on the bottom of the lake together with the sediment [18]. Two simple models known as the CIC and CRS models are usually applied. For constant sedimentation rates, the CIC model is the simplest method based on the supply of ²¹⁰Pb to the sediments which is constant initial

concentration [18, 19]. Moreover, the CRS model is based on the assumption of the constant rate of supply unsupported ^{210}Pb or $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ to the sediment and insignificant mobility of ^{210}Pb in the sediment column [18]. Sometime, the chronological results provided by the ^{210}Pb -dating models could probably provide less reliable information on sediment accumulation rates. When the researchers need a high level of confidence in chronology, the ^{210}Pb -dating models must always be validated by the ^{137}Cs profile for identifying the peaks corresponding to sediment deposition in 1963 and 1986, or other records of known contaminant inputs [15, 18, 20].

In this paper, one selected core was taken from the U-Tapao estuary located in the Outer Songkhla lagoon. Results of sedimentation rates are estimated by the vertical profiles of excess ^{210}Pb and ^{137}Cs .

II. METHODOLOGY

Study area

The Outer Songkhla lagoon is located in southern Thailand between latitudes $7^{\circ} 05'$ and $7^{\circ} 50'$ N and longitudes $100^{\circ} 05'$ and $100^{\circ} 37'$ E, a part of the east coast of the Malay Peninsula. The Outer Songkhla Lagoon is a shallow coastal lagoon with an average depth around 2.0 m in rainy season and 1.5 m in summer season.

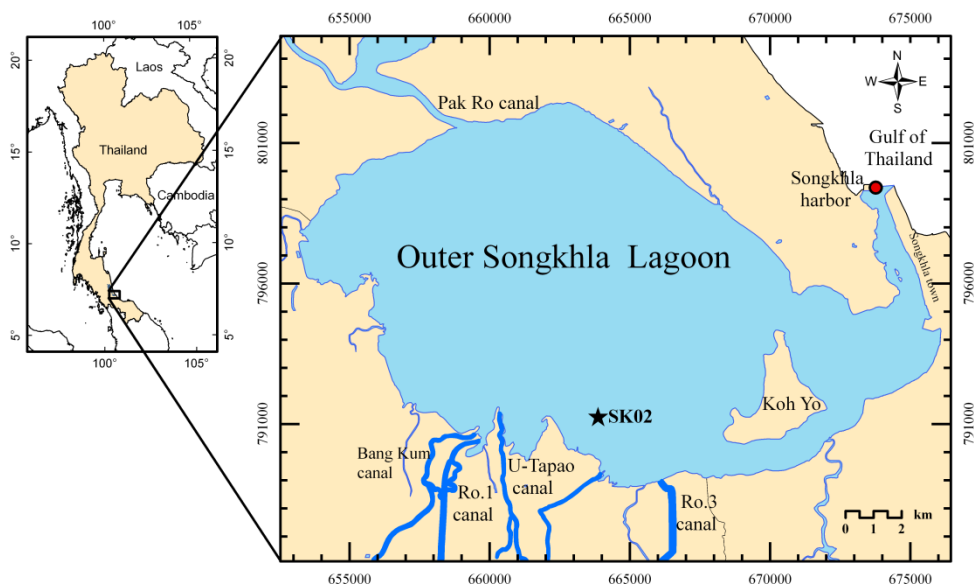


Fig. 1. Study area in the Outer Songkhla lagoon, black star (★) is the location of the collected sediment core.

At the lower east side near the Songkhla harbor and the Songkhla town, it has a deep channel (5 – 12 m depth) connecting the lagoon with the sea of the Gulf of Thailand and allowing the tides to propagate into the lagoon as shown in Fig. 1. Therefore the aquatic environment in this lagoon is a combination of seawater and freshwater, and the hydrodynamic complexity of this system is mainly controlled by tide, runoff, wind and wave.

Sample preparation and measurements

The sediment core was collected using a hand-operated corer equipped with the PVC tube (8.5 cm internal diameter, 150 cm long). In the laboratory, the sediment core was sliced horizontally at 1.0 cm intervals through its depth using the handheld extruder. All the specimens were dried at 105 °C for 24 hours by electric oven, and grinded by ceramic mortar, and sieved to < 2 mm fraction, homogenized, weighed and put into a polyethylene containers of a similar geometry with the calibration source.

The selected sediment samples at depth layers (2, 4, 6, 8, 10, 14, 18, 24, and 30 cm) were sent to the nuclear laboratory of the Faculty of Sciences, University of Novi Sad, Serbia, to measure the ²¹⁰Pb activity using a low background 100% relative efficiency gamma spectrometer at 46.5 keV gamma line. Other sediment samples were measured in the Nuclear Laboratory at the Prince of Songkla University, Thailand, using a 80% relative efficiency gamma spectrometer coupled with a DSA 1000 multichannel analyzer. Due to a very low activity of ¹³⁷Cs in sediments, its gamma ray energy 661.6 keV was measured by counting-time periods of minimum 40,000s to maximum 100,000s to provide the lowest reasonable analytical error. The IAEA TEL 2011-03 WWOPT soil sample-04 with known radionuclide activities was used to calculate the relative efficiency of ¹³⁷Cs at gamma energy line 661.6 keV.

III. RESULTS AND DISCUSSIONS

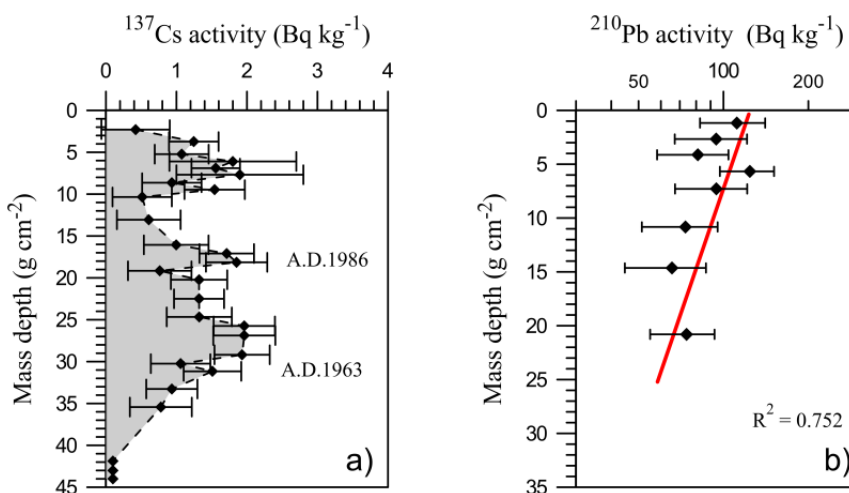


Fig. 2. a) ¹³⁷Cs depth profile, **b)** ²¹⁰Pb activity profiles from the Outer Songkhla lagoon. The curve corresponds to those used by the CIC model to estimate sedimentation rate.

This paper shows the results of sediment samples from a single core coded SK02 selected for interpretation of two different sedimentation processes. It can be seen that the ¹³⁷Cs time-markers correspond to the fallout from the Chernobyl nuclear accident in 1986 and the highest atmospheric thermonuclear weapon testing in 1963. Both chronologic markers can be identified as shown in Fig. 2.

The ^{137}Cs activity in each sediment layers varied between the level of detection limit and 2.1 Bqkg^{-1} . The peak values of ^{137}Cs activity at the mass depths of 18.1 and 31.2 gcm^{-2} correspond to the sedimentation years of A.D.1986 and A.D.1963, respectively. The average accumulation rates calculated in the period from A.D.1963 to 1986 and A.D.1986 till the moment of sampling from those markers are $5.6 \text{ kgm}^{-2}\text{y}^{-1}$ (linear sedimentation rate 0.52 cm y^{-1}), and $6.7 \text{ kgm}^{-2}\text{y}^{-1}$ (linear sedimentation rate 0.78 cm y^{-1}), respectively. The previous sedimentation rate of 0.57 cm y^{-1} near the Pak Ro channel, reported by Chittrakarn et al [2] was the result of the ^{137}Cs method.

The ^{210}Pb dating method can be used to estimate the sedimentation rates in this site. The depth distribution of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity shows some regular decreasing trend. It was supposed that the simplest CIC model can be applied in the estimation of sediment mass accumulation at this location. The mean sedimentation rate is $9.62 \text{ kgm}^{-2}\text{y}^{-1}$, calculated from the slope of the graph between the logarithmic scale of the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity and mass depth. Moreover, the mass accumulation rates obtained by the CRS model are between 8.3 and $3.3 \text{ kgm}^{-2}\text{y}^{-1}$. The CRS model provides the best result that the marker-peak values of ^{137}Cs are validated as shown in Fig 3.

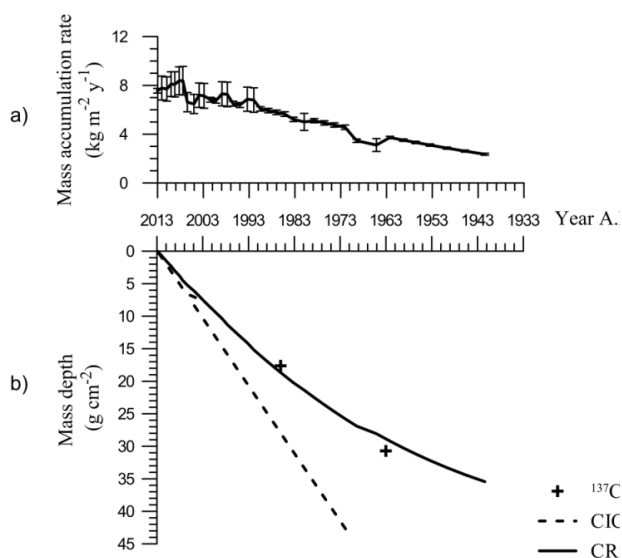


Fig. 3. a) results obtained by estimating from CIC and CRS models and validated by ^{137}Cs markers, b) comparison between mass accumulation rates obtained from CRS model and ^{137}Cs method.

The mass accumulation rate that provides from dating by CRS model in recent year is high value about $8.0 \text{ kg m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ and it gradually decreases. So it indicates that in the past, before 1960s the Songkhla lagoon experienced a low sedimentation rate.

IV. CONCLUSIONS

The mass accumulation rates of the sediment at a selected location in the Outer Songkla lagoon were determined based on both vertical profiles of ^{137}Cs and ^{210}Pb in sediment core. Use of ^{210}Pb -dating models was validated by using fallout of artificial radionuclide ^{137}Cs , that showed a very good correlation between them. Also CRS model indicates that the sedimentation rates show a constant increasing trend with time.

V. ACKNOWLEDGEMENTS

This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code: SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the Physics Department, Geophysics Research Center, Faculty of Science and the graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. In addition, the first author would like to thank Prince of Songkla University, Graduate Studies Grant and the student exchange program between Prince of Songkla University and University of Novi Sad.

REFERENCES

- [1] T. Bhongsuwan and D. Bhongsuwan, *Songklanakaran J. Sci. Technol.*, Vol. **24**, 2002, pp. 89–106.
- [2] T. Chittrakarn, T. Bhongsuwan, P. Nunnin, and T. Thong-jerm, “The determination of Sedimentation rate in Songkhla Lake Using Isotopic Technique,” 2539.
- [3] S. Gyawali, K. Techato, S. Monprapussorn, and C. Yuangyai, *Procedia - Soc. Behav. Sci.*, Vol. **91**, 2013, pp. 556–563.
- [4] K. Kitbamroong, P. Sompongchaiyaku, and G. Padmanabhan, *J. Appl. Sci.*, Vol. **9**, 2009, pp. 2519–2531.
- [5] R. Ladachart, C. Suthirat, K. Hisada, and P. Charusiri, *J. Appl. Sci.*, Vol. **11**, 2011, pp. 3117–3129.
- [6] K. Pornpinatepong, S. Kiripat, S. Treewanchai, S. Chongwilaikasaem, C. Pornsawang, P. Chantarasap, C. Chandee, and P. Jantrakul, “Pollution control and sustainable fisheries management in Songkhla Lake, Thailand,” Songkhla, 2010.
- [7] S. Pradit, M. S. Pattarathomrong, and S. Panutrakul, *Procedia - Soc. Behav. Sci.*, Vol. **91**, 2013, pp. 573–580.
- [8] W. Sirinawin, D. R. Turner, S. Westerlund, and P. Kanatharana, *Mar. Chem.*, Vol. **62**, 1998, pp. 175–183.
- [9] W. Sirinawin and P. Sompongchaiyakul, *Mar. Chem.*, Vol. **94**, 2005, pp. 5–16.
- [10] S. Angsupanich and R. Kuwabara, *Lakes Reserv. Res. Manag.*, Vol. **4**, 1999, pp. 1–13.
- [11] P. Chevakidagarn, *Songklanakaran J. Sci. Technol.*, Vol. **28**, 2006, pp. 633–639.
- [12] S. Maneepong, *Songklanakaran J. Sci. Technol.*, Vol. **18**, 1996, pp. 87 – 97.
- [13] S. Maneepong and S. Angsupanich, *Songklanakaran J. Sci. Technol.*, Vol. **21**, 1999, pp. 111 – 121.
- [14] Y. S. Ahn, F. Nakamura, and K. W. Chun, *Geomorphology*, Vol. **114**, 2010, pp. 284–293.
- [15] M. Baskaran, J. Nix, C. Kuyper, and N. Karunakara, *J. Environ. Radioact.*, Vol. **138**, 2014, pp. 355–363.

The 4th Academic Conference on Natural Science for Young Scientists, Master & PhD Students from Asean Countries. 15-18 December, 2015 - Bangkok, Thailand

- [16] J. O' Reilly, L. L. Vintró, P. I. Mitchell, I. Donohue, M. Leira, W. Hobbs, and K. Irvine, *J. Environ. Radioact.*, Vol. **102**, 2011, pp. 495–499.
- [17] S. P. Rai, V. Kumar, and B. Kumar, *Hydrol. Sci. J.*, Vol. **52**, 2007, pp. 181–191.
- [18] P. G. Appleby, “Chronostratigraphic techniques in recent sediments,” in *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*, vol. **1**, W. M. Last and J. P. Smol, Eds. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2001, pp. 171–203.
- [19] S. C. Yao, S. J. Li, and H. C. Zhang, *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, Vol. **278**, 2008, pp. 55–58.
- [20] J. M. Abril, *J. Paleolimnol.*, Vol. **30**, 2003, pp. 407–414.

AUTHORS INDEX

A

Adisorn Tuantranont 281
Alexander De Los Reyes 100
Armando Somintac 100
Arnel Salvador 100

B

Bancha Arthibenyakul 14
Bui Chi Hung 158

C

Cao Tan Tieng 195
Cao Tuan Anh 126
Cao Van Son 209
Chalerm Sak Sumthipibul 14
Chonticha Chunhakit 281
Chu Van Lanh 166

D

Dam Duc Trung
Dang Diem Hong 29, 46, 353
Dang Dinh Kim 65
Dang Nguyen Ngoc An 173
Dang Van Duong 216, 262
Dang Van Son 209
Dao Tran Cao 126
Dao Trong Hien 65
Dinh Thi Quyen 240
Dinh Thi Thu Hong 144, 158
Dinh Trong Quang 80
Dinh Xuan Khoa 337
Do Hung Manh 293
Do Huy Thanh 138
Do Thi To Uyen 40
Do Van Tuan 40
Do Xuan Tien 205
Doan Anh Phan 262

Dong Van Quyen 40
Duc Thao Nguyen 315
Duong Thi Thuy 65

E

Elizabeth Ann Prieto 100
Elmer Estacio 100

G

Giang Manh Khoi 205

H

Ha Phuong Thu 65
Ho Huu Thang 324
Ho Quang Quy 166
Hoang Minh Dong 337
Hoang Quoc Trong 345
Hoang Thi Huong Quynh 29, 46, 353
Hoang Thi Lan Anh 29, 46, 353
Hoang Thu Trang 112
Hoang Van Nam 166
Hoang Van Nong 20
Huu Quan Nguyen 240
Huy Bui 131
Huynh Quang Linh 151
Huynh Thanh Hoa 158, 195

J

Jakrapong Kaewkhao 116
Jeremy Porquez 100
Joongjai Panpranot 87
Jorge Michael Presto 100

K

Karim Omambac 100
Karl Cedric Gonzales 100
Kaven Yau Wong 330

The 4th Academic Conference on Natural Science for Young Scientists, Master & PhD Students from Asean Countries. 15-18 December, 2015 - Bangkok, Thailand

Kessararat Ugsornrat 14, 281
Kitipun Boonin 122
Kittisak Chawawisit 255
Kohji Yamamoto 100

L

Lam Thanh Son 144
Le Duc Anh 223
Le Duy Binh 230
Le Ha Thu 353
Le Mai Huong 223
Le Quoc Dat 173
Le Thi Nhi Cong 40
Le Thi Thoa 223
Le Thi Thom 29, 46, 353
Le Trong Lu 293
Le Van Doai 337
Le Xuan Hung 20
Le Xuan Hung 286
Luong Truc Quynh Ngan 126
Luu Thi Tam 29, 353
Luu Van Chinh 223

M

Mai Huu Xuan 151
Mai Van Luu 166, 337
Markus Cristinziani 330
Masahiko Tani 100
Miodrag Krmar 74
Monthon Lertcanawanichakul

N

Neil S. Carunungan 14
Ngo Hoang Giang 138
Ngo Quang Minh 112
Ngo Thi Nhan 286
Ngo Thi Thien Hoa 144, 151, 158, 173,
181, 187, 195
Ngo Thi Tra Huong 158
Ngo Van Giao 216

Ngo Van Giao 262
Ngo Van Trung 187
Ngoc-Chung Le 57
Ngoc-Tuan Nguyen 57
Nguyen An Son 324
Nguyen Bich Van
Nguyen Cam Ha 29, 46, 353
Nguyen Dinh Cong 286
Nguyen Dinh Quang 158
Nguyen Duong Hung 144
Nguyen Hai Yen 20
Nguyen Huu Quan 248
Nguyen Huy Bang 337
Nguyen Manh Cuong 223
Nguyen Mau Vuong 216
Nguyen Minh Chau 158
Nguyen Ngoc Hai 20, 126
Nguyen Pham Song Toan 181
Nguyen Quang Trung 144
Nguyen Quoc Trung 301
Nguyen Thanh Binh 286
Nguyen Thanh Tam 144
Nguyen Thi Hoai Phuong 138
Nguyen Thi Hong Hanh 144
Nguyen Thi Hong Lien 209
Nguyen Thi Huong Linh 144
Nguyen Thi Khanh Van 286
Nguyen Thi Lan Huong 286
Nguyen Thi Nga 223
Nguyen Thi Quy Hai 7
Nguyen Tien Hue 138
Nguyen Trong Dan 223
Nguyen Trong Thanh 7
Nguyen Trung Kien 65
Nguyen Van Hieu 209
Nguyen Van Thinh 166
Nguyen Viet Bac 230
Nguyen Xuan Hai 324
Nguyen Xuan Phuc 293
Nguyen Xuan Quang 195
Ninh Duc Ha 138

P

Patarawagee Yasaka 116
Patiya Pasakorn 281
Paveena Nakbumpen 281
Pham Dinh Khang 324
Pham Gia Dien 345
Pham Hong Nam 293
Pham Nam Thang 20, 301
Pham Thi Bich Hop 209
Pham Thi Minh Chau 7
Pham Thu Nga 20
Pham Van Nhat 29, 46, 353
Pham Van Toai 230
Pham Van Trong 337
Phan Ngoc Hong 20
Phan Thi Hong Ngoc 330
Phan Thi Hong Thao 209
Phan Thi Thu Phuong 308
Phan Van Do 7
Phan Van To Ni 187
Phung Thi Thu 293
Pornthep Yaekwong 14

S

Santi Raksawong 74
Sarunchana Wiboonsak 281
Sathaporn Tiensermsub 87
Sathit Prasomphan 104
Sengthong Bounyavon 7
Surapan Yimman 14
Surinee Doungwichain 104

T

Thai Dinh Trung 166
Thai Doan Thanh 166
The Anh Nguyen 131
Thi Cham Tran 131
Thi Hien Trang Nguyen 240
Thi Tuyen Do
Thitima Maturos 281
Thuy Chi Do 131

Thuy Van Nguyen 131
Ton Chi Nhan 195
Tran Anh Tu 195
Tran Dai Lam 293
Tran Dinh Tuan 138
Tran Minh Cong 223
Tran Minh Hung 324
Tran Minh Thai 144, 151, 158, 173, 181, 187, 195
Tran Thanh Vinh 158
Tran Thi Hong Ha 223
Tran Thi Ngoc Dung 158, 195
Tran Thi Ngoc Dung 195
Tran Thi Thu Huong 65
Tran Thi Thu Thuy 223
Tran Thien Hau 173, 181, 187
Tran Trung Nghia 144
Tran Van Be 151
Trinh Tran Hong Duyen 144, 158
Trinh Xuan Tho 80
Tripob Bhongsuwan 74
Truong Ngoc Hung 223
Truong Van Minh 324

V

Van Dai Pham 131
Van Hoi Pham 131
Van Nha Pham 315
Van Van Vu 240
Van-Phuc Dinh 57
Vu Ba Dung 273
Vu Duc Chinh 301
Vu Ngoc Sau 337
Vu Phi Tuyen 7
Vu Thi Bich 286
Vu Thi Hong Hanh 20, 301
Vu Van Hanh 248
Vu Xuan Quang 7
Vuong Thi Kim Oanh 293, 301

W

Warawut Sa-ardsin 122

Measurement of ^7Be inventory in the outer Songkhla lagoon, Thailand

Santi Raksawong¹ · Miodrag Krmar² · Tripob Bhongsuwan¹

Received: 19 August 2015 / Published online: 29 April 2016
© Akadémiai Kiadó, Budapest, Hungary 2016

Abstract The main objective of this study is to estimate the sediment distribution pattern in the outer part of the Songkhla Lagoon, in southern Thailand, by measuring the cosmogenic ^7Be in the lake bottom sediment cores. The results indicate that ^7Be inventories are larger in the areas where channels collecting water from large subcatchments flow into the lake (mouths of Pak Ro, U-Tapao, Ro-1, and Ro-3 canals). Lower ^7Be inventory areas are observed near mouth of channel transporting eroded materials from smaller subcatchments and at the northern tip of Koh Yo island, which is strongly influenced by tidal currents and wind waves which can probably cause sediment re-suspension.

Keywords Atmospheric ^7Be · ^7Be running inventory · ^7Be inventory · Songkhla lagoon · Sediment

Introduction

In recent decades, the pollution problems in the Songkhla lagoon have continuously become worse [1–10]. The main sources of the pollutants for the outer part of the Songkhla lagoon include sewage from the Songkhla and the Hat Yai urban areas, waste from the Songkhla harbor, near shore drainage, and effluents from the large factories around the

lake and the watershed [5, 8, 9, 11–14]. Moreover, the fine sediment eroded with the pollutants from the lake watershed among the pollutants damaging the ecosystems in the lake [15, 16]. This sediment erosion is usually caused by human activities (non-sustainable farming practices, overgrazing, deforestation, and change in land use from farm to urban), as well as by natural processes (runoff, flooding). Because of these increasing problems, it is essential to obtain reliable quantitative data, and to comprehensively assess the problems. The actions should then be steered towards effective sustainability, based on both economic and environmental impacts. The current study of sedimentation dynamics and its patterns in this lake will provide understanding of the dynamics of pollutants, and aids in developing sustainable effective management.

The environmental radionuclides ^{137}Cs , ^{210}Pb , and ^7Be , have been widely used to determine the dynamics of sediment, namely deposition, erosion, and distribution patterns [e.g. 17–19]. In particular, the cosmogenic radionuclide ^7Be has been used to determine recent (short-term) soil erosion/sedimentation in watersheds that have been degraded by natural processes or human activities [e.g. 17, 18, 20–26]. This technique may also be used to estimate recent sedimentation patterns in lakes, rivers, and marine shores [e.g. 27–34].

The nuclide ^7Be is naturally produced by the spallation reactions of cosmic particle rays (protons and neutrons) with the nuclei of light elements (carbon, oxygen and nitrogen), in the stratosphere and the troposphere. These cosmogenic ^7Be atoms are readily attached to airborne particulates, and settle to the earth's surface by precipitation and by dry deposition [e.g. [35]]. Therefore, the ^7Be in a lake is supplied by two incoming streams, the one directly entering from the atmosphere into the water column and lake-bottom, and the other transported from the

✉ Tripob Bhongsuwan
tripop.b@psu.ac.th

¹ Nuclear Physics Research Laboratory and Geophysics Research Center, Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Hat Yai 90112, Thailand

² Department of Physics, Faculty of Sciences, University of Novi Sad, Trg D. Obradovica 4, Novi Sad 21000, Serbia

Table 1 Event of total rainfall, ^7Be atmospheric deposition flux, and the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition during December 21, 2012 to December 31, 2013 at the top roof of Physics Building, Prince of Songkla University

Collecting date	Exposure time (day)	Total rainfall (mm)	^7Be depositional flux (Bq m^{-2})	Running inventory (Bq m^{-2})
21-Dec-12	1	42.2	29 ± 2	29 ± 1
24-Dec-12	3	56.8	27 ± 2	56 ± 3
26-Dec-12	1	20.8	16 ± 1	70 ± 6
1-Jan-13	4	74.7	17 ± 2	82 ± 9
4-Jan-13	3	48.8	9 ± 2	88 ± 10
1-Feb-13	27	3.8	7 ± 1	69 ± 9
24-Feb-13	23	51.2	10 ± 2	61 ± 6
25-Feb-13	1	110.6	14 ± 1	74 ± 4
26-Feb-13	1	47.6	25 ± 2	98 ± 8
28-Feb-13	3	29.8	6.0 ± 0.9	102 ± 12
31-Mar-13	31	2.8	0.6 ± 0.1	69 ± 7
17-Apr-13	17	104.6	10 ± 1	65 ± 6
30-Apr-13	13	11.2	11 ± 1	66 ± 7
7-May-13	7	59.8	7 ± 1	67 ± 7
8-May-13	1	29.0	9 ± 1	76 ± 6
20-May-13	22	153.6	25 ± 1	90 ± 5
17-Jun-13	17	104.1	21 ± 2	84 ± 8
1-Jul-13	13	8.8	6 ± 1	76 ± 12
5-Jul-13	4	23.6	2.4 ± 0.6	74 ± 18
8-Jul-13	1	14.6	1.8 ± 0.7	73 ± 17
9-Jul-13	1	13.4	3.7 ± 0.8	76 ± 12
31-Jul-13	24	17.4	8 ± 2	65 ± 10
3-Aug-13	2	43.2	4.3 ± 0.9	67 ± 8
6-Aug-13	2	39.2	6.5 ± 0.8	71 ± 5
17-Aug-13	11	70.0	19 ± 1	81 ± 5
31-Aug-13	13	101.0	29 ± 3	96 ± 7
7-Sep-13	6	10.0	8.2 ± 0.9	96 ± 27
8-Sep-13	1	24.6	1.1 ± 0.6	96 ± 27
17-Sep-13	11	29.9	12 ± 1	97 ± 13
30-Sep-13	13	14.2	4 ± 1	86 ± 11
8-Oct-13	8	12	7.9 ± 0.9	86 ± 9
14-Oct-13	6	62.6	6 ± 1	85 ± 8
22-Oct-13	8	127.6	12.1 ± 0.9	89 ± 6
23-Oct-13	1	15.8	7.1 ± 0.8	95 ± 7
26-Oct-13	3	70.8	14 ± 1	105 ± 10
27-Oct-13	1	51.4	5 ± 1	109 ± 13
31-Oct-13	4	77.2	5.7 ± 0.9	109 ± 10
20-Nov-13	20	123.6	16 ± 1	100 ± 5
21-Nov-13	1	158	18 ± 1	117 ± 8
22-Nov-13	1	107.4	15 ± 2	131 ± 14
23-Nov-13	1	39	3.1 ± 0.6	132 ± 15
30-Nov-13	7	101.3	14 ± 2	135 ± 18
2-Dec-13	2	57.8	7 ± 2	138 ± 18
4-Dec-13	2	67.7	12 ± 1	147 ± 10
12-Dec-13	8	101.8	22 ± 2	155 ± 9
19-Dec-13	5	76.6	14 ± 1	156 ± 14
31-Dec-13	11	22.2	14 ± 2	147 ± 12

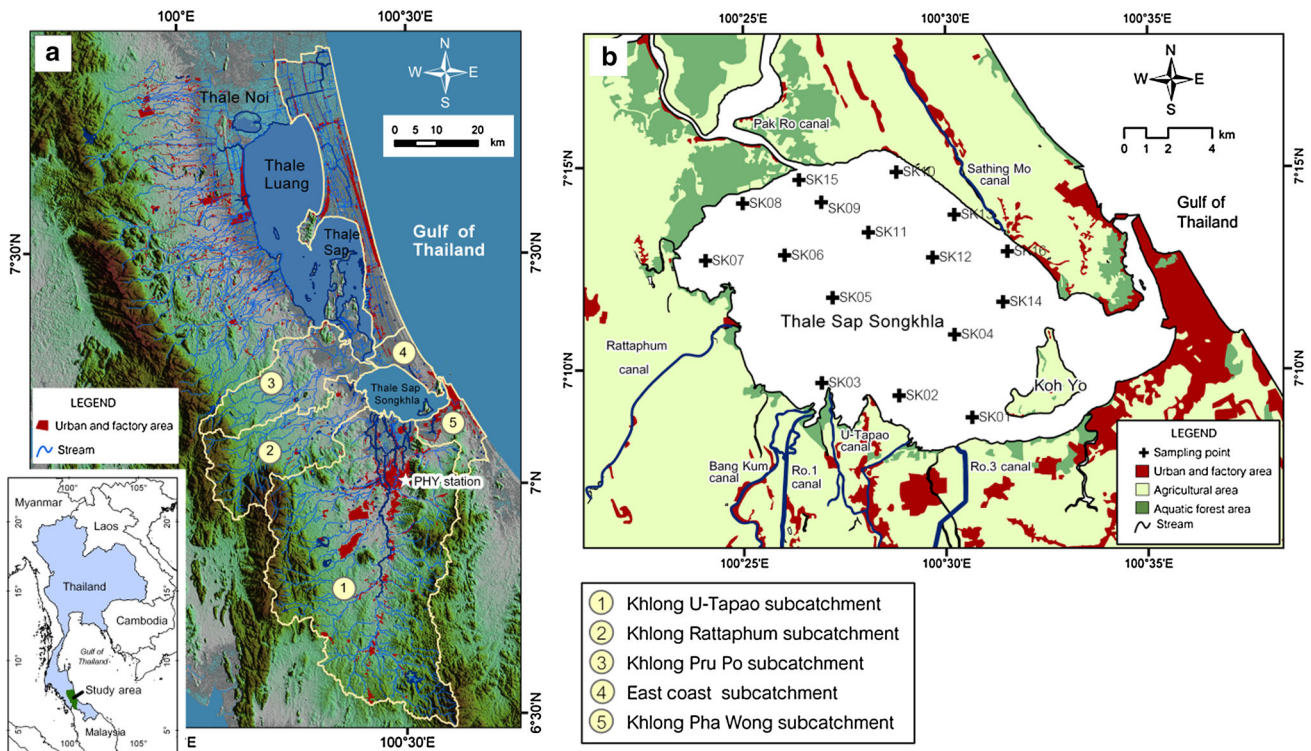


Fig. 1 Location maps of the study area, **a** Thale Sap Songkhla subcatchment, **b** sampling points

watershed through streams and overland flow [e.g.17, 36–38].

Although ^7Be was frequently used in environmental studies, most of those research activities were focused to exploration of soil erosion. Published results concerning ^7Be content in lake and lagoon sediments involving its spatial distribution are not so abundant in scientific literature. The most important goal in this pilot study was to establish range of ^7Be inventory at Songkhla Lagoon, compare it with results of other similar studies and check if

there is some heterogeneity in ^7Be inventory pattern. Moreover, vertical distribution and the maximum penetration depths of ^7Be were determined to estimate recent sedimentation patterns. Comparison of the ^7Be sediment inventories with the running inventory of ^7Be atmospheric deposition measured in the period of 12 months before the time of sample collection of lake-bottom material, can help us to gain rough indication concerning sediment accumulation or resuspension/erosion. As the studied lagoon lake is shallow, the hydrodynamic properties (including runoff,

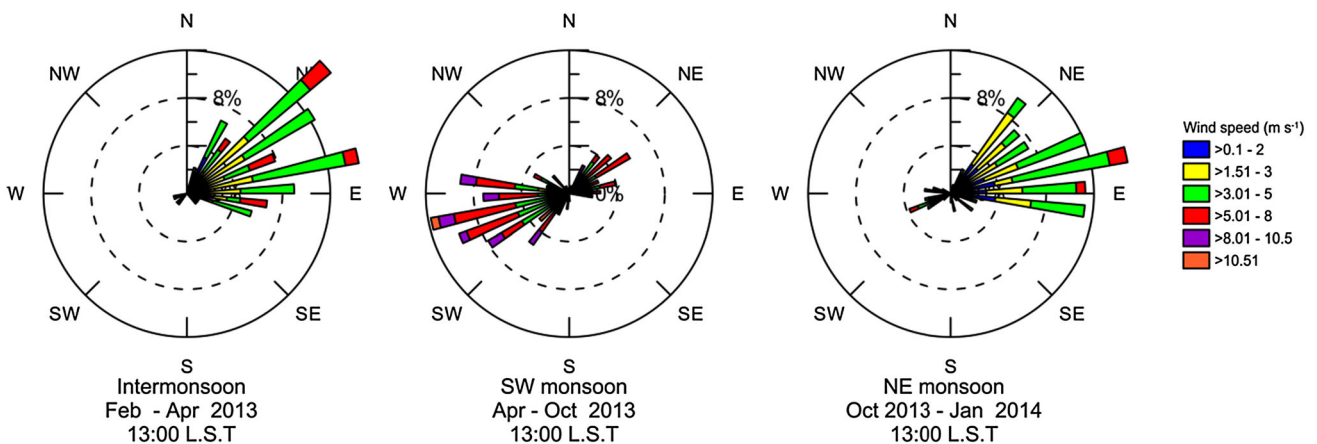


Fig. 2 Wind diagram showing percentage of wind direction at the Songkhla meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located 7°12'14"N 100°36'11"E) during January 2013–January 2014. (data from Thai Meteorological Department)

diurnal variation of tides, and wind waves) probably have significant influence to the sedimentation processes. Obtained results of this pilot study can suggest if ^7Be technique has potential as a tool for assessing of some environmental parameters related to sediment in one very interesting water system—Songkhla lagoon highly influenced by heavy tropical rains, winds and tidal activities.

Experimental

In this study, we assume that the direct deposition of ^7Be is a constant, because the precipitation of ^7Be from the atmosphere is relatively uniform regionally. However, its value can vary by up to an order of magnitude by location, depending on factors such as rainfall and geography [e.g. 17, 23–25, 34, 39]. The principal hypothesis applied in this pilot study is as follows; ^7Be reaches the soil surface and attaches strongly to fine particles [23–25, 33]. The ^7Be and attached soil are then eroded from the watershed and transported to the lake, and the ^7Be inventory is thereby related to the sediment deposition. The highest ^7Be inventory activity corresponds to the greatest sedimentation rates as well as the depth distribution processes. Low ^7Be inventories correspond to the low sedimentation rate or increased effects of erosion and redistribution. However short-living ^7Be can be used to indicate the short-term sedimentation patterns, and the distribution of ^7Be inventory can reveal the sedimentation/erosion in the moment of the sampling.

Study area

The Songkhla lagoon is the largest lagoon in South-East Asia, located in southern Thailand and on the east coast of Malay Peninsula (Fig. 1a). It has a total catchment area of 7460 km² and a total water surface of 1050 km². The Songkhla lagoon consists of four parts: Thale Noi (swamp), Thale Luang (inner part), Thale Sap (middle part) and Thale Sap Songkhla (outer part) as illustrated in Fig. 1a. This study focused on Thale Sap Songkhla, the outer part of the Songkhla lagoon (Fig. 1b.), which is located between latitudes 7°05' and 7°50'N and longitudes 100°05' and 100°37'E. The Thale Sap Songkhla catchment can be further subdivided into five parts. The two parts in the South and South-West side are the Khlong U-Tapao subcatchment (2357 km²) and the Khlong Rattaphum subcatchment (625 km²), while the Khlong Pru Po subcatchment (487 km²) is in the North-West side, and the East coast subcatchment (205 km²), the Khlong Pha Wong subcatchment (137 km²) are located on the East side see Fig. 1a.

The majority of Songkhla lagoon subcatchments, 5660 km², is agricultural areas that consist of rubber plantation (60 %), paddy field (30 %) and others (10 %). There are rain forest, crop area and mangrove forest (ca. 940, 694, and 168 km², respectively). Urban area is 126 km² (1.5 %). There are mainly sandy clay in the Khlong U-Tapao subcatchment, Khlong Rattaphum subcatchment, and silty clay in the east coast subcatchment (data from GEO-informatics center for natural resource and environment and Land development department). The annual runoff of Khlong U-tapao subcatchment and Khlong Rattaphum subcatchment is 1664×10^6 and 249×10^6 m³, respectively. There is the runoff from subcatchments of upper and middle parts of Songkhla lagoon about 1305×10^6 m³ (data from Hydrology and water management center, Royal irrigation department).

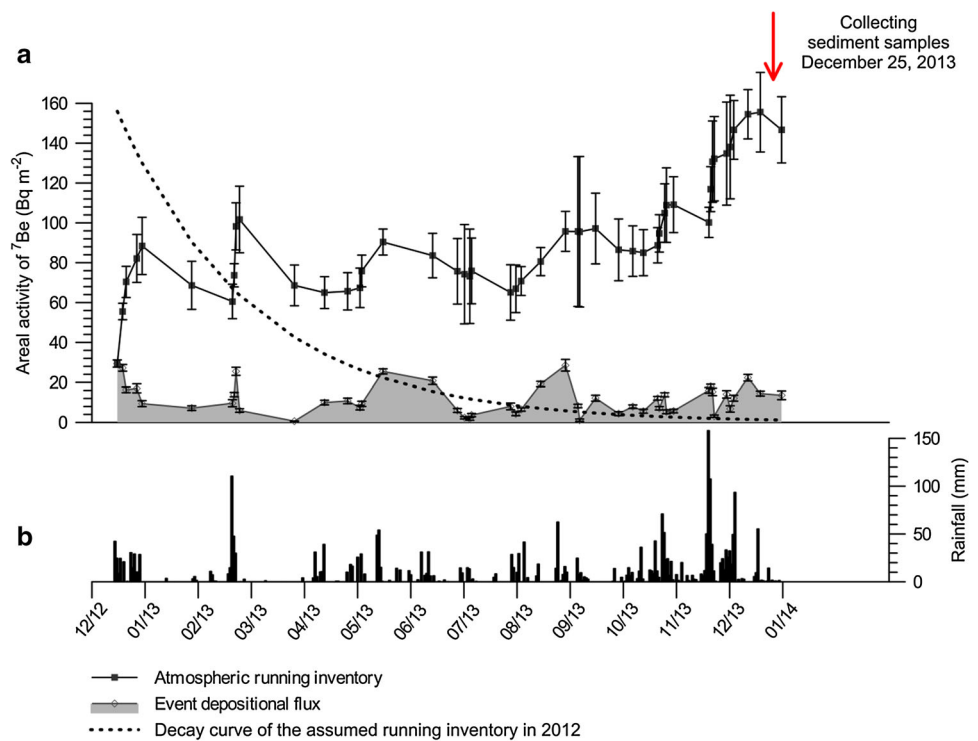
The climate of the Songkhla lagoon is controlled by tropical monsoons, namely the South–West (May–October) and the North–East (October–February) monsoons. There are generally two seasons—the rainy season and the dry season. The rainy season (May–September) is influenced by the South–West monsoon that brings moist and warm air from the Indian Ocean, whereas the North–East monsoon brings moist air from the Gulf of Thailand (October–January). Meteorological data were provided by the Thai Meteorological Department at the Songkhla Meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located 7°12'14"N 100°36'11"E). During the period A.D. 2003–2013, the mean annual rainfall was 2451 mm and rains were frequent in October to December. The mean of total rainfall in these 3 months was 1441 mm. The monsoon system affects the wind speed and direction in the Songkhla lagoon. The wind was predominantly from ENE during the inter-monsoon (February–April), from WSW during the SW monsoon (April–October), and from ENE during the NE monsoon (October–January) as shown in Fig. 2.

Thale Sap Songkhla is a shallow coastal lagoon and has an average depth ca. 2.0 m in the rainy season, and about 1.5 m in the summer season. There is a narrow deep channel (5–12 m depth) near the Songkhla harbor connecting the lagoon with the sea of the Gulf of Thailand, and allowing the tides to propagate into the lagoon. The aquatic environment in the Thale Sap Songkhla is therefore a mixture of seawater and freshwater, and the hydrodynamics of this system are mainly controlled by tides, runoff, winds and waves. The salinity of the lake water has reached about 31 ppt in the dry season, when the saline water is brought into the lagoon by the tidal effects and there is less runoff water from the subcatchments. The salinity reaches zero ppt (freshwater) in the season with heavy rains (October–January) as the rain water drains from the catchments in two main streams; Rattaphum and



Fig. 3 Photographs showing **a** panoramic scenery of the study lake during sediment core sampling and **b** slicing the extruded piece of sediment core 0.5 cm thick using a metal blade in the laboratory

Fig. 4 a Atmospheric deposition flux and running inventory of ^7Be . **b** rainfall at the Kho Hong agrometeorological station (WMO Index: 568301/48571, located 7°N $100^\circ30'\text{E}$) (data from Thai Meteorological Department)



U-Tapao canals, and there is also inflow at the Pak Ro canal from the middle lake [40–42]. The current velocity of water in the inner lake (Thale Luang; Fig. 1a) is quite slow, 0.01–0.10 m/s, whereas strong flows from 0.40 to 0.75 m/s occur at the tidal inlet during the maximum outflow in the low tide or the maximum inflow in the high tide [40, 43].

Rain water samples for estimation of the total inventory flux of ^7Be

In order to estimate the total inventory flux of ^7Be in the study area, the wet and dry deposited samples were

collected by using three polyethelene buckets that is a surface area of 0.13 m^2 . All of the buckets was exposed to atmosphere continuously on the top roof of the Physics building (PHY station) situated ca.15 km away from the study lake, from December, 2012, to December, 2013. The collection procedure for wet deposition, firstly, the large rainwater samples were collected into the tanks after rainfall events. Secondly, the inside of the buckets was rinsed with 1.5 L acidified distilled water by 30 mL 6 N nitric acid, and the rinsing water was combined with the rainwater sample. Finally, 20 L rainwater sample was justified to pH 7 by 2 N NaOH and filtered through MnO_2 -

fiber (5 g) in a 15 cm long and 1.8 cm inner diameter cylinder. During periods without rainfall event, the acidified distilled water was added in the buckets to prevent any loss atmospheric deposited material. The distilled water was processed like rainwater sample. After filtering, the MnO₂-fibers in distilled water medium were measured by a gamma spectrometer with an HPGe detector (GC7020, Canberra Industries, USA) in a low-background cylindrical shield (Model 747, Canberra, USA) and coupled to a multichannel analyzer (DSA1000, Canberra, USA). The energy resolution was 0.88 keV (FWHM) at 122 keV (⁵⁷Co), and 1.77 keV (FWHM) at 1332 keV (⁶⁰Co). The efficiency calibration of the detection system was done with a certified Europium-152 solution (Gammadata Instrument AB, Sweden), at 477.7 keV gamma energy. The counting-time was set to 21600 s for each sample, to provide a reasonably low analytical error (less than 25 % or 1σ). The prominent point in using MnO₂-fibers to absorb the ⁷Be in rain water are (1) quick sample preparation, and (2) comparatively short counting-time in gamma spectrometry relative to other methods.

Sampling of the lake-bottom sediment cores

A total of 16 bottom sediment cores were collected using a hand-operated corer equipped with PVC core tubes (8.5 cm internal diameter, 30 cm length), sampled from Thale Sap Songkhla on December 25, 2013. Figure 3a shows the panoramic scenery of the study lake during the sampling of sediment cores. All the sediment cores were kept vertical and transported to the laboratory, then sliced at 0.5 cm intervals in depth direction, using a hand-held extruder (Fig. 3b). These specimens were dried at 105 °C for 24 h in an electric oven, ground in a ceramic mortar, sieved to <2 mm fraction, weighed, and stored in polyethylene bottles. The ⁷Be activities were measured using gamma spectrometry (as described above). The minimum counting-time for each specimen was set in 40,000 s to get overall uncertainty of ⁷Be concentration (in Bq kg⁻¹) less than 25 % at 1σ. However, for some specimens having low content of ⁷Be, we added to the counting-time up to 100,000 s to provide reasonable analytical error (less than 25 % or 1σ). Gamma ray energy at 477.7 keV was used

Table 2 The ⁷Be areal activity, total inventory in sediment cores and percentage of classified sediment

Cores	⁷ Be activity of penetration layer (Bq m ⁻²)				⁷ Be inventory ^a (Bq m ⁻²)	Expected running inventory ^b (Bq m ⁻²)	Difference ^c (Bq m ⁻²)	Percentage of classified sediment		Zone
	Depth (cm)							Medium to fine sand (0.1–0.3 mm) ^d	Very fine sand to silt and clay (<0.1 mm) ^d	
	0.0–0.5	0.5–1.0	1.0–1.5	1.5–2.0						
SK01	221 ± 80	238 ± 71	156 ± 72		615 ± 135	156 ± 14	+459	41.1	58.9	B
SK02	217 ± 65	105 ± 61	98 ± 58	55 ± 62	420 ± 141	156 ± 14	+264	42.1	57.9	
SK03	49 ± 22	38 ± 17	26 ± 17		114 ± 34	156 ± 14	-42	65.1	34.9	
SK05	164 ± 46	91 ± 45	102 ± 46		358 ± 86	156 ± 14	+202	34.6	65.4	
SK06	174 ± 57				174 ± 57	156 ± 14	+18	28.9	71.1	C
SK07	173 ± 29	111 ± 30			284 ± 30	156 ± 14	+128	16.9	83.1	
SK08	111 ± 23	70 ± 30	56 ± 27	96 ± 33	237 ± 76	156 ± 14	+81	18.5	81.5	
SK09	388 ± 51	174 ± 49	156 ± 49		718 ± 105	156 ± 14	+562	29.3	70.7	A
SK10	239 ± 52	136 ± 50	106 ± 53		482 ± 105	156 ± 14	+326	34.9	65.1	
SK11	201 ± 32	104 ± 28	34 ± 28		340 ± 98	156 ± 14	+184	25.8	74.2	
SK13	225 ± 76	139 ± 69	106 ± 62		470 ± 132	156 ± 14	+314	49.2	50.8	
SK15	219 ± 29	127 ± 18	167 ± 29	74 ± 35	587 ± 51	156 ± 14	+431	66.3	33.7	
SK04	224 ± 69	84 ± 70			308 ± 137	156 ± 14	+152	48.4	51.6	D
SK12	80 ± 57	228 ± 51			307 ± 116	156 ± 14	+151	46.2	53.8	
SK14	184 ± 81				184 ± 81	156 ± 14	+28	24.9	75.1	
SK16	175 ± 69				175 ± 69	156 ± 14	+19	28.8	71.2	
Avg.					370					
S.D.					174					

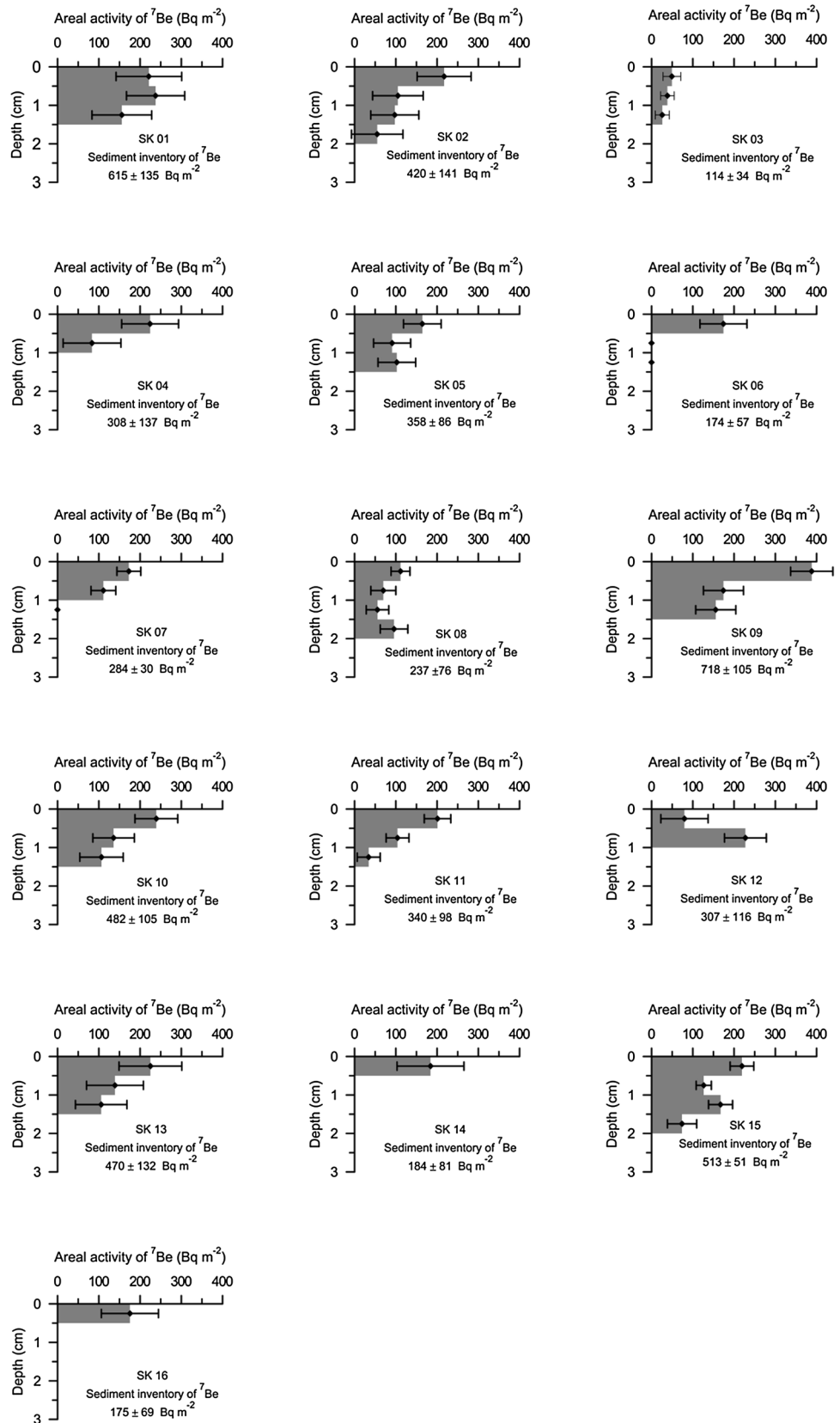
^a The ⁷Be inventory is the summation of ⁷Be activity for all layer in a sediment core

^b The expected running inventory is the atmospheric depositional running inventory at the time of sampling (December 25, 2013)

^c The differences between the ⁷Be inventory and the expected running inventory for each sediment core. Positive values (+) indicate sediment accumulation and negative values (-) indicate sediment erosion. (followed the method in Zhu and Olsen [34])

^d Particle size of sediment classified by sieve analysis

Fig. 5 The vertical profiles of areal activity of ^7Be in lake sediment versus sample depth, the measured sediment inventory of ^7Be in these cores in the outer part of the Songkhla Lagoon



for the ^7Be determination. The IAEA TEL 2011-03 WWOPT soil-04 sample with certified radionuclide activities was used to calculate the relative efficiency of ^7Be detection at 477.7 keV. The ^7Be activities were corrected for decay from the sampling time on December 25, 2013.

Results and discussion

Atmospheric deposition flux of ^7Be

In this study, due to varying rainfall periods and their frequency, the atmospheric deposition flux of ^7Be was decay-corrected to the collection time of the rainfall sample. The results are shown in Table 1 and Fig. 4a for sampling from December 21, 2012 to December 31, 2013. The minimum, maximum and mean daily depositional fluxes of ^7Be during this period were 0.02 ± 0.01 , 29 ± 3 , and 4.6 Bq m^{-2} , respectively. This result also is comparable to the the daily atmospheric deposition fluxes of ^7Be at Xiamen, China during March 2004 to April 2005 varied between 0.11 and 2.93 Bq m^{-2} that reported by Yi et al. [44]. However, the annual atmospheric deposition flux of ^7Be , 0.52 kBq m^{-2} , is in low range comparing to those reported from Japan during period of 1989–1995 (0.325 – 4.94 kBq m^{-2}) [45, 46]. This is probably because Thailand is located in the magnetic equator zone.

In order to calculate the atmospheric deposition running inventory of ^7Be following Zhu and Olsen [34], all the preceding atmospheric deposition fluxes were decay-corrected to the current time and summed to the present value, shown in Table 1 and Fig. 4a. Running inventory of ^7Be is a result of very non-uniform atmospheric deposition and decay. In our study this quantity will be used as some kind of index showing us inventory of ^7Be which could be expected in the simplest possible case where just deposition and decay (without transport processes) have influence on ^7Be presence. The calculated ^7Be running inventory of $156 \pm 14 \text{ Bq m}^{-2}$ at the time of sediment-core sampling in 2013, on December 25. Because atmospheric ^7Be samples were collected in short period (about 1 year), the estimated ^7Be running inventory from the year 2012 was assumed to equal that of the year 2013 (156 Bq m^{-2}) as shown with exponential decay to less than 2.0 Bq m^{-2} in 6 half-lives of ^7Be (about 321 days; dashed line in Fig. 4a). It can be concluded that the running inventory of ^7Be from the year 2012 had little influence on the expected running inventory of ^7Be at the time of sediment sampling in 2013. Therefore, the expected running inventory of $156 \pm 14 \text{ Bq m}^{-2}$ in the study lake was considered a good estimate (italicized in Table 1).

Considering that half-life of ^7Be is relatively short, time necessary to transport ^7Be from surrounding catchments or

through water column can have influence on ^7Be activity in sediment. There are several factors affecting mixing of water in lagoon: five tributaries from subcatchments, strong wind, tidal activities and currents inside lake, it was reasonable to suppose that in lake can be find region having sedimentation rate and residence time significantly different (in the time scale of ^7Be half-life) than in other parts of lake. Therefore, we can expect that possible differences in timing of sedimentation at different locations of the lake do not significantly influences spatial distribution of ^7Be measured in this study.

^7Be inventories and depth profiles

Obtained results of ^7Be sediment inventories are depicted on Table 2. It can be seen that measured inventories are ranging from 114 ± 34 to $718 \pm 105 \text{ Bq m}^{-2}$. Similar values were obtained by Bai et al. [27]. They have measured ^7Be inventories from 237 ± 73 to $783 \pm 44 \text{ Bq m}^{-2}$ in lake sediments collected at the deepest part of the lake (overlying water depth up to 60 m). In some river estuaries characteristic ^7Be inventories can be significantly higher at locations exposed to intensive deposition ($5460 \pm 54 \text{ Bq m}^{-2}$, as reported by Zhu and Olsen [34]). Minimal value of ^7Be inventory (core SK03) is just 73 % of what would be expected from the running inventory at the time of sampling. This probably indicates a slower rate of net sediment accumulation at this site in this period, but may also reflect some sediment redeposition or erosion, what should be confirmed by further studies. The maximal ^7Be sediment inventory measured at the site SK09 is 4.6 times higher than running inventory.

The depth profiles of ^7Be areal activity in each sediment core are presented in Table 2 and Fig. 5. The maximum depths at which ^7Be activities were still measurable in the cores ranged from 0.5 cm (sites SK06, SK14 and SK16) to 2.0 cm (sites SK02 and SK15). It is comparable with results obtained by Bai et al. [27]. In their study ^7Be was mainly distributed within top of 2 cm of lake-bottom. The maximum of ^7Be depth penetration in another one fresh water lake [47] is between 2 and 3 cm, however there are examples that measurable values of ^7Be activities were obtained in river estuaries at depths of 10 cm [34]. For the topmost sediment layer at 0–0.5 cm depth, the minimum and maximum areal activities of ^7Be were 49 ± 22 and $338 \pm 51 \text{ Bq m}^{-2}$, found at sites SK03 and SK09 respectively.

If we suppose that a continuously and non-perturbed accumulating sediment is governed by two most important processes: its supply via sedimentation and radioactive decay, depth distribution of ^7Be activity should be described by uniformly decreasing exponential function of depth. Depth profiles depicted at Fig. 5 show that sediments at several cores (SK10, SK11, SK13, for example) appears to

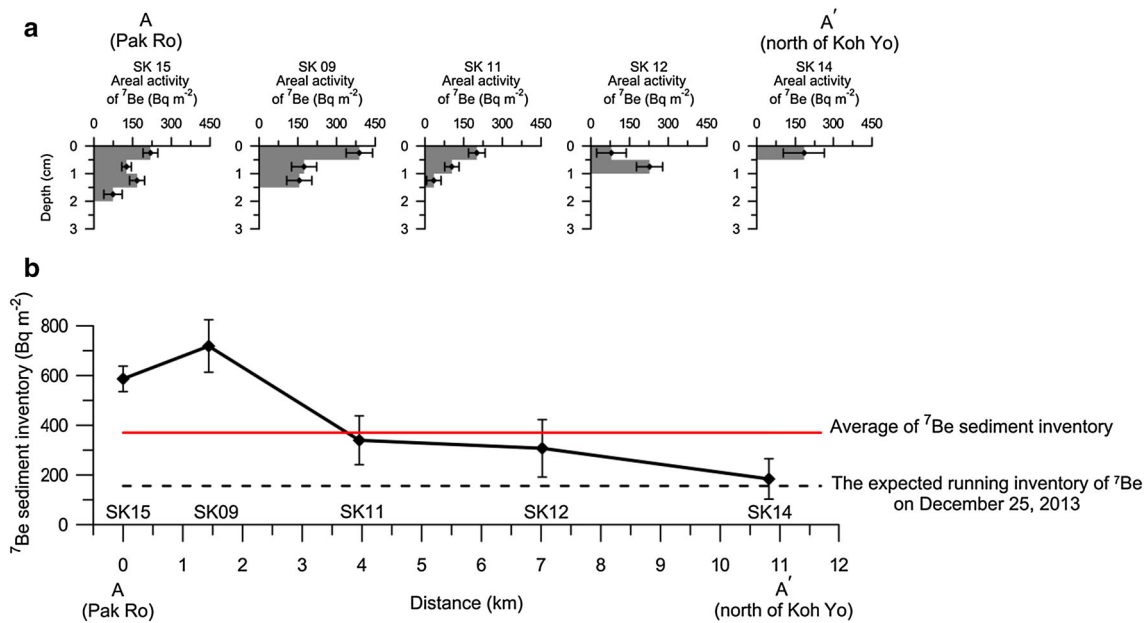


Fig. 6 **a** The vertical profiles of ⁷Be areal activity and **b** The ⁷Be sediment inventory from Pak Ro canal to North of Koh Yo along the line AA'

reflect what would be expected from radioactive decay with continuous sediment deposition without mixing. In some of other location we have reduced thickness of the bottom containing ⁷Be (SK6, SK14). It indicates the locations exposed to erosion or with reduced rate of sedimentation. It is interesting to notice that there are several depth profiles which exhibits a prominent sub-surface peaks (SK12 is one of them) which may reflect some redistribution mechanisms or perhaps some nonuniform deposition of sediment on the lake bottom.

It is interesting to notice that the maximum depth of ⁷Be in SK09 core is less than 2 cm. Moreover, at this core maximal ⁷Be inventory was detected in topmost sediment layer, almost 400 Bq m⁻². Subsurface peak at the depth distribution of ⁷Be in SK15 core indicates that sediment deposition in this area is not stable. Both mentioned locations are close to of Pak Ro channel delta and when heavy rainfall events occurred in subcatchments of the upper and the middle lake, large amounts of sediment were eroded and then redeposited in this area. Chittrakarn et al. [2] reported pretty high mean sediment accumulation rate of 0.57 cm y⁻¹ in this zone, from ¹³⁷Cs measurements. So high ⁷Be inventory and specific depth distribution could be result of hydrodynamic changes in this area. Nonuniform depth distribution and high ⁷Be inventory measured at SK01 core could be explained by similar way. In the area of SK01 core large U-Tapao subcatchments contributes with eroded material from cultivated soil. Moreover, this zone is influenced by the slack tides when the maximum ebb or flood currents occur, with slow flow rates [40, 43, 48].

Considering that tributary channels transport sediment from subcatchment, it should be interesting to compare ⁷Be

inventories and depth distribution patterns along one line which can coincide with some water currents in lake. The depth profiles of ⁷Be areal activity and the sediment inventories along line AA', connecting the sites near Pak Ro canal to the northern tip of Koh Yo island, are shown in Fig. 6a and b, respectively. It can be seen that maximal ⁷Be inventory is observed at core SK09, about 1.5 km far from Pak Ro channel mouth, and the ⁷Be sediment inventories were lower at the sites SK11, SK12 and SK14. The depth profile of ⁷Be areal activity at the site SK11 decreased uniformly, and the ⁷Be sediment inventory was close to average indicating that this area could be a uniform deposition zone with only slight disturbances. The depth profiles of ⁷Be areal activity and ⁷Be sediment inventories at the sites SK12 and SK14 indicate possible erosion, probably caused by strong tidal currents.

The areal pattern of ⁷Be inventory in the outer part of Songkhla Lagoon

We assumed that most of the ⁷Be measured in sediment comes by dry and wet precipitation falling directly on the surface of the lake and from soil particles transported by surface runoffs. We should keep in mind that some amount of ⁷Be dissolved in water, or transported by streams, especially in period of heavy rains, avoid sedimentation, however this process is not analyzed in this work.

In this study, the ⁷Be sediment inventories ranged from 114 ± 34 Bq m⁻² at the site SK03 to 718 ± 105 Bq m⁻² at the site SK09. The spatial distribution of ⁷Be sediment inventory is illustrated with a colored contour map in Fig. 7b. It can be seen that two highest ⁷Be inventory areas

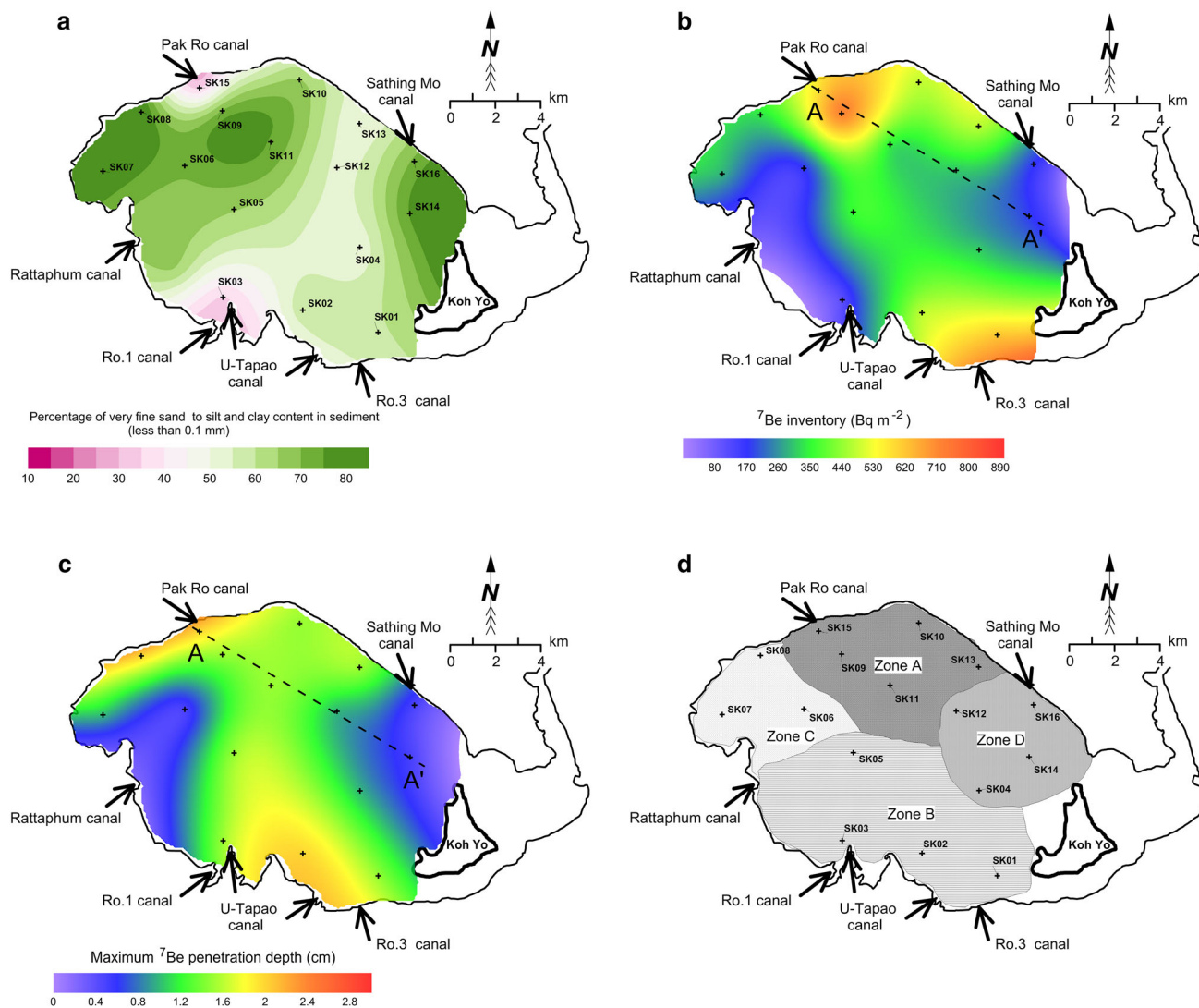


Fig. 7 Shaded color map of **a** percentage of very fine sand to silt and clay content in sediment, **b** ^7Be inventory, **c** maximum penetration depth of ^7Be , and **d** separated zones of sedimentation/erosion pattern

are at the northern part of the lagoon (Pak Ro delta; Zone A) and at the southern part of the lagoon (U-Tapao, Ro-1, Ro-3 deltas; Zone B). The two lowest ^7Be inventory zones are the southwest of the lagoon (Rattaphum delta; zone C) and the northern tip of the Koh Yo island (zone D).

It can be expected that the runoff water or flood carrying eroded sediments from their subcatchment through river or channel tributaries after flow into the lake deposit sediments near the mouth. The location of sedimentation also depends on grain size, affecting distance from the mouth. At the Pak Ro delta area (zone A in Fig. 7d), the main type of sediment is the very fine sand, silt and clay, which is more abundant than medium and fine sand fraction, except at the mouth (SK15) as shown in the Table 2 and Fig. 7a. The ^7Be sediment inventory was high ranging between 340 and 718 Bq m^{-2} . This indicates that the sediment is transported from the middle of Songkhla Lagoon and from

the nearby subcatchment before finally deposited near the mouth of Pak Ro canal. A large portion of the eroded sediments probably comes from the modern rubber and oil-palm plantations, and from cultivated rice fields in the subcatchment of the upper and middle part of Songkhla Lagoon.

In zone B or U-Tapao delta high values of ^7Be inventories (up to 615 Bq m^{-2}) were observed. High values of ^7Be deposition can be explained by the fact that U-Tapao subcatchment is the largest area of 2,357 km^2 . The eroded sediment from U-Tapao subbasin was transported to this area by the Ro-1 and Ro-3 canals that were constructed to bypass the overflow, and to protect Hat Yai city against flooding in the rainy season.

Although, the very small sediment fraction (very fine sand, silt and clay) in Zone C were found more abundant than larger sizes, but the inventory of ^7Be was low,

indicating small ^7Be input in the lagoon zone C, matching the smaller size of Khlong Ratthapum sub-catchment (625 km²) than the much bigger U-Tapao sub-catchment (2357 km²).

In zone D, the very small size particles fraction was found more abundant than the larger sizes particles (in the Table 2 and Fig. 7a). The sediment inventories of ^7Be for the sites SK04, SK12, SK14 and SK16 were below those of zones A and B, and were comparable to the atmospheric running inventory. Moreover, the depth of ^7Be penetration in sediment cores in zone D is significantly lower than in other parts of lagoon. This fact can indicate effects of erosion because this zone is strongly influenced by the tidal currents and wind waves coming from the Gulf of Thailand. Effects of increasing salinity upon ^7Be desorption [26] should be tested in this zone in some further research.

Conclusions

The most important objective of this study was to use ^7Be as a tracer to examine recent accumulation pattern in the outer part of Songkhla Lagoon. In this study inventories as well as depth distributions of ^7Be in soil samples taken in Songkhla Lagoon were measured. These measurements indicate sediment accumulation zones at the Pak Ro zone and the U-Tapao zone, while the northern tip of Koh Yo is probably an erosion zone. Obtained results of ^7Be inventories are spread in the relative large region, from 114 to 718 Bq m⁻². Variations in the ^7Be inventories in sediment cores collected in the Songkhla Lagoon indicate a high degree of spatial heterogeneity in sediment accumulation patterns. These results suggest that ^7Be can serve as a useful tool for quantifying short-term changes in sediment dynamics.

The depth distributions of ^7Be in cores from Songkhla Lagoon showed that ^7Be was present only in the top 2 cm or less. The vertical profile of ^7Be in the sediment cores indicating continuous sediment deposition without mixing (exponential uniformly decreasing) was observed at just a few locations. At other sampling sites vertical distributions of ^7Be inventories were not uniform or maximal penetration depth was less than 2 cm. This fact indicates high dynamic and changes in sedimentation process, probably caused by hydrodynamical properties of lagoon water system.

Our measurements indicate that the phenomena in this area are complicated, and a good understanding of the hydrodynamic systems in this lagoon would require further studies. Obtained results are very encouraging and complete understanding of sedimentation can be gained after repeated measurements and comparison of measured short-

term changes in the ^7Be sediment inventories and depth profiles with respect to characteristic seasonal and hydrological conditions in this area.

Acknowledgments This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code: SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the Physics Department, Geophysics Research Center, Faculty of Science and the graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. In addition, the first author would like to thank the Prince of Songkla University Graduate Studies Grant. We thank Associate Professor Seppo Karrila, Faculty of Science and Industrial Technology, Prince of Songkla University and the Research and Development Office of the Prince of Songkla University, for English proof reading service. The Thai Meteorological Department is acknowledged for providing the meteorological data at the Songkhla station.

References

- Bhongsuwan T, Bhongsuwan D (2002) Concentration of heavy metals Mn, Fe, Ni, Pb, Cr and Cd in bottom sediments of the Outer Songkhla Lake deposited between the year B.E. 2520–2538. *Songklanakarinn. J Sci Technol* 24(1):89–106
- Chittrakarn T, Pornpinatepong S, Bhongsuwan T, Nuannil P (1998) Mathematical model study for determination of sedimentation rate in Thale Sap Songkhla, Final report; Dept. of Physics, Prince of Songkla University, Songkhla
- Gyawali S, Techato K, Yuangyai C, Musikavong C (2013) Assessment of relationship between land uses of riparian zone and water quality of river for sustainable development of river basin, A case study of U-Tapao river basin, Thailand. *Procedia Environ Sci* 17:291–297
- Ladachart R, Suthirat C, Hisada K-I, Charusiri P (2011) Distribution of heavy metals in core sediments from the Middle part of Songkhla Lake, Southern Thailand. *J Appl Sci* 11(17):3117–3129
- Pornpinatepong K, Kiripat S, Treewanchai S, Chongwilaikasaem S, Pornsawang C, Chantarasap P, Chandee C, Jantrakul P (2010) Pollution control and sustainable fisheries management in Songkhla Lake. Report No 2010-RR5, Dept. of Economics, Prince of Songkla University, Songkhla
- Pradit S, Wattayakorn G, Angsupanich S, Baeyens W, Leermakers M (2010) Distribution of trace elements in sediments and biota of Songkhla Lake, Southern Thailand. *Water Air Soil Poll* 206:155–174
- Pradit S, Pattarathomrong MS, Panutrakul S (2013) Arsenic Cadmium and Lead concentrations in sediment and biota from Songkhla Lake: a review. *Procedia Soc Behav Sci* 91:573–580
- Sirinawin W, Turner DR, Westerlund S, Kanatharana P (1998) Trace metals study in the Outer Songkhla Lake, Thale Sap Songkhla, a southern Thai estuary. *Mar Chem* 62:175–183
- Sirinawin W, Sompongchaiyakul P (2005) Nondetriral and total metal distribution in core sediments from the U-Tapao canal, Songkhla, Thailand. *Mar Chem* 94:5–16
- Tanavud C, Yongchalermchai C, Bennui A, Densrisereekul O (2001) The expansion of inland shrimp farming and its environmental impacts in Songkhla Lake Basin. *Kasetsart J (Nat Sci.)* 35:326–343
- Angsupanich S, Kuwabara R (1999) Distribution of macrobenthic fauna in Phawong and U-Taphao canals flowing into a lagoonal lake, Songkhla, Thailand. *Lakes Reserv Res Manage* 4:1–13
- Chevakidagarn P (2006) Operational problems of wastewater treatment plants in Thailand and case study: wastewater pollution

- problems in Songkhla Lake Basin. *Songklanakarin J Sci Technol* 28(3):633–639
13. Maneepong S (1996) Distribution of heavy metals in sediments from outer part of Songkhla Lagoon, southern Thailand. *Songklanakarin J Sci Technol* 18(1):87–97
 14. Maneepong S, Angsupanich S (1999) Concentrations of arsenic and heavy metals in sediments and aquatic fauna from the outer part of Songkhla Lagoon, Phawong and U-Taphao canals. *Songklanakarin J Sci Technol* 21(1):111–121
 15. Environmental Protection Agency (2000) National Water Quality Inventory. Report No EPA-841-R-02-001, EPA Office of Water, Washington, DC
 16. Donohue I, Molinos JG (2009) Impacts of increased sediment loads on the ecology of lake. *Biol Rev* 84:517–531
 17. Walling D E (2004) Using environmental radionuclides to trace sediment mobilisation and delivery in river basins as an aid to catchment management. *Proceeding Ninth International Symposium on River Sediment*. October 18–21, Yichang, China 121–135
 18. Zapata F, Garcia-Agudo E, Ritchie JC, Appleby PG (2002) Introduction. In: Zapata F (ed) *Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides*. Kluwer Acad, Dordrecht
 19. Uğur A, Saç MM, Yener G, Altınbaş Ü, Kurucu Y, Bolca M, Özden B (2004) Vertical distribution of the natural and artificial radionuclides in various soil profiles to investigate soil erosion. *J Radioanal Nucl Chem* 259(2):265–270
 20. Blake WH, Walling DE, He Q (1999) Fallout beryllium-7 as a tracer in soil erosion investigations. *Appl Radiat Isotopes* 51:599–605
 21. Blake WH, Walling DE, He Q (2002) Using cosmogenic beryllium-7 as a tracer in sediment budget investigations. *Geogr Ann* 84A(2):89–102
 22. Mabit L, Benmansour M, Walling DE (2008) Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^7Be for assessing soil erosion and sedimentation. *J Environ Radioact* 99:1799–1807
 23. Schuller P, Iroumé A, Walling DE, Mancilla HB, Castillo A, Trumper RE (2006) Use of beryllium-7 to document soil redistribution following forest harvest operations. *J Environ Qual* 35:1756–1763
 24. Schuller P, Walling DE, Iroumé A, Castillo A (2010) Use of ^7Be to study the effectiveness of woody trash barriers in reducing sediment delivery to streams after forest clearcutting. *Soil Tillage Res* 110:143–153
 25. Sepulveda A, Schuller P, Walling DE, Castillo A (2008) Use of ^7Be to document soil erosion associated with a short period of extreme rainfall. *J Environ Radioact* 99:35–49
 26. Taylor A, Blake WH, Smith HG, Mabit L, Keith-Roach MJ (2013) Assumptions and challenges in the use of fallout ^7Be as a soil and sediment tracer in river basins. *Earth Sci Rev* 126:85–95
 27. Bai ZG, Wan GJ, Huang RG, Liu TS (2002) A comparison on the accumulation characteristics of ^7Be and ^{137}Cs in lake sediments and surface soils in western Yunnan and central Guizhou, China. *Catena* 49:253–270
 28. Belmaker R, Stein M, Beer J, Christl M, Fink D, Lazar B (2014) Beryllium isotopes as tracers of Lake Lisan (last Glacial Dead Sea) hydrology and the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth Planet Sci Lett* 400:233–242
 29. Ciffroy P, Reyss J-L, Siclet F (2003) Determination of the residence time of suspended particles in the turbidity maximum of the Loire estuary by ^7Be analysis. *Estuar Coast Shelf Sci* 57:553–568
 30. Feng H, Cochran JK, Hirschberg DJ (1999) ^{234}Th and ^7Be as tracers for the transport and dynamics of suspended particles in a partially mixed estuary. *Geochim Cosmochim Acta* 63(17):2487–2505
 31. Matisoff G, Wilson CG, Whiting PJ (2005) The $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ratio as an indicator of suspended sediment age or fraction new sediment in suspension. *Earth Surf Process Landforms* 30:1191–1201
 32. Palinkas CM, Nittrouer CA, Wheatcroft RA, Langone L (2005) The use of ^7Be to identify event and seasonal sedimentation near the Po River delta, Adriatic Sea. *Mar Geol* 222–223:95–112
 33. Schmidt S, Jouanneau J-M, Weber O, Lecroart P, Radakovitch O, Gilbert F, Jézéquel D (2007) Sedimentary processes in the Thau Lagoon (France): from seasonal to century time scales. *Estuar Coast Shelf Sci* 72:534–542
 34. Zhu J, Olsen CR (2009) Beryllium-7 atmospheric deposition and sediment inventories in the Neponset River estuary, Massachusetts, USA. *J Environ Radioact* 100:192–197
 35. Papastefanou C, Ioannidou A (1995) Aerodynamic size association of ^7Be in ambient aerosols. *J Environ Radioact* 26:273–282
 36. Appleby P G (2001) Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: Last W. M., Smol, J. P. (Eds.). *Tracking environmental change using lake sediments*. Volume 1: Basin analysis, coring, and chronological techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
 37. Jweda J, Baskaran M, Hees EV, Schweitzer L (2008) Short-lived radionuclides (^7Be and ^{210}Pb) as tracers of particle dynamics in a river system in southeast Michigan. *Limnol Oceanogr* 53(5):1934–1944
 38. Matsunaga T, Amano H, Ueno T, Yanase N, Kobayashi Y (1995) The role of suspended particles in the discharge of ^{210}Pb and ^7Be within the Kuji River watershed, Japan. *J Environ Radioact* 26:3–17
 39. Steinmann P, Billen T, Loizeau J-L, Dominik J (1999) ^7Be as a tracer to study mechanisms and rates of metal scavenging from lake surface waters. *Geochim Cosmochim Acta* 63(11/12):1621–1633
 40. Ganasut J, Weesakul S, Vongvisessomjai S (2005) Hydrodynamic modeling Thailand Lagoon, Thailand. *Thammasat Int J Sci Technol* 10(1):32–46
 41. Phasook S, Sojisuporn P (2005) Numerical model application on water circulation and salt dispersion in the Songkhla Lake Basin. *J Sci Res (Sect T)* 4(2):111–130
 42. Pornpinatepong S (2005) Salt transport in Songkhla Lake. *Songklanakarin J Sci Technol* 27(4):889–900
 43. Pornpinatepong S, Tanaka H, Takasaki M (2006) Application of 2-D vertically averaged boundary-fitted coordinate model of tidal circulation in Thale Sap Songkhla. Thailand. *Walailak J Sci Technol* 3(1):105–118
 44. Yi Y, Zhou P, Liu G (2007) Atmospheric deposition fluxes of ^7Be , ^{210}Pb and ^{210}Po at Xiamen, China. *J Radioanal Nucl Chem* 273(1):157–162
 45. Narazaki Y, Fujitaka K, Igarashi S, Ishikawa Y, Fujinami N (2003) Seasonal variation of ^7Be deposition in Japan. *J Radioanal Nucl Chem* 256(3):489–496
 46. Akata N, Kawabata H, Hasegawa H, Sato T, Chikuchi Y, Kondo K, Hisamatsu S, Inaba J (2008) Total deposition velocities and scavenging ratios of ^7Be and ^{210}Pb at Rokkasho, Japan. *J Radioanal Nucl Chem* 277(2):347–355
 47. Krishnaswami S, Benninger LK, Aller RC, Von Damm KL (1980) Atmospherically-derived radionuclides as tracers of sediment mixing and accumulation in near-shore marine and lake sediments: evidence from ^7Be , ^{210}Pb and $^{239,240}\text{Pu}$. *Earth Planet Sci Lett* 47:307–318
 48. Primo de Siqueira B V (2011) Climate change impacts on mixing and circulation at Songkhla Lagoon, Thailand. M.S. Thesis, Delft University of Technology

Characteristics of Atmospheric ^7Be Deposition in the Songkhla Province, Thailand

Santi Raksawong¹, Miodrag Krmar², Tripob Bhongsuwan^{1*}

¹ Nuclear Physics Research Laboratory and Geophysics Research Center, Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Thailand

² Department of Physics, Faculty of Science, University of Novi Sad, Trg D. Obradovica 4, Novi Sad, 21000, Serbia

* Corresponding author. Tel: +66-0-7428-8761; fax: +66-0-7455-8849.

E-mail address: tripob.b@psu.ac.th (T. Bhongsuwan).

Manuscript for submission

Abstract

The natural radionuclide ^7Be has been widely used as tracers of aerosols for the study of pollution and atmospheric transport processes, and applied as a tracer to estimate soil erosion and sedimentation, river or lake sediment dynamic, sediment transport distance, etc. However, there are a few data of applications of ^7Be in the South East Asia. In this paper, we reported ^7Be concentrations and deposition fluxes of ^7Be observed from three sites in the Songkhla province on the U-Tapao watershed during December 2012 – January 2014, and discussed the factors controlling the deposition of this radionuclide. The mean values of specific concentrations of ^7Be in rain water were 0.24 ± 0.17 , 0.23 ± 0.13 and $0.18 \pm 0.06 \text{ Bq l}^{-1}$ for sites S01, S02 and S03, respectively. The mean values of depositional fluxes of ^7Be were 11.6, 18.5 and 27.1 Bq m^{-2} for sites S01, S02 and S03, respectively. The average annual depositional flux of ^7Be of 480.8 Bq m^{-2} was lower than those previously reported in other locations in the world. The monthly depositional flux of ^7Be did not remain constant but varied between 0.6 and 103 Bq m^{-2} depending on the amount of monthly rainfall. Moreover, the depositional flux of ^7Be in northeast monsoon months was higher than that in the southwest monsoon months indicating more atmospheric ^7Be carried by the same amount of rainwater from the middle latitude. There are correlations between the annual depositional flux of ^7Be from our data and the previously reported in publications and horizontal, total geomagnetic field intensity.

Key words: ^7Be , wet deposition, ^7Be rainwater content, geomagnetic field, Songkhla

Highlights

- ^7Be in precipitation was measured at the Songkhla province on the U-Tapao watershed during December 2012 – January 2014.
- Wet depositional flux of ^7Be was linearly correlated with precipitation, geomagnetic latitude, and horizontal and total geomagnetic field intensities.
- This relationship may be applied as a tool for assessing environmental processes.

1. Introduction

The natural radionuclide ^7Be has been widely used as tracers of aerosols for the study of pollution and atmospheric transport processes (e.g. Ayub et al., 2009; Blake et al., 1999; Kaste et al., 2002; Kim et al., 200; Krmar et al., 2009; Zhang et al., 2016). The knowledge of the vertical distribution in the atmosphere is a key parameter for modeling studies of dry and wet depositions, which are important processes to be taken into account in the case of a nuclear accident. Furthermore, this fallout radionuclide has been applied as a tracer to estimate soil erosion and sedimentation, river or lake sediment dynamic, sediment transport distance, etc (e.g. Balke et al., 1999; Jweda et al., 2008; Schuller et al., 2006; Sepulveda et al., 2008; Taylor et al., 2013; Zhu and Olsen. 2009;). Therefore, studying the deposition and removal processes of ^7Be -bearing aerosols is also helpful in understanding various atmospheric processes and influences of environmental variations.

^7Be (half-life of 53.3 days) is continuously produced by interaction between the secondary particles (protons and neutrons) produced by galactic cosmic rays and light atmospheric nuclei such as carbon, nitrogen and oxygen (e.g. Conaway et al., 2013; Doering and Akber, 2008; González-Gómez et al., 2006; Ioannidou and Papastefanou, 2006; Krmar et al., 2007; Schuller et al., 2006; Yamamoto et al., 2006;). Its production rate depends on the flux of galactic cosmic rays (GCR), but the GCR are modulated by the solar activity and geomagnetic field (e.g. Akata et al., 2008; Krmar et al., 2013; Leppänen et al., 2010; Sakurai et al., 2005). The production of ^7Be occurs mainly in the upper stratosphere, and it decrease from the upper stratosphere to the lower troposphere (e.g. Caillet et al., 2001; Doering and Akber, 2008; Feely et al., 1989; González-Gómez et al., 2006; Renfro et al., 2013). Approximately, about 70 % of the production of ^7Be in the atmosphere, they are produced in the stratosphere, while the remaining part about 30% is produced in the upper troposphere (Piñero et al., 2012; Tositi et al., 2014; Usoskin and Kovaltsov., 2008). The deposition of ^7Be in the atmosphere depends not only on the influence of different air exchange rates between the stratosphere and troposphere but also on the rate of circulation and advection within the troposphere (Lecroart et al., 2005; Caillet et al., 2001; Renfro et al., 2013; Ali et al., 2011; Feely et al., 1989; Hirose et al., 2004). Moreover, the concentrations of ^7Be in the atmosphere near the ground level are controlled by the latitude and the local meteorological conditions (Sakurai et al., 2004; Ali et al., 2011).

Although, there are the large databases of deposition fluxes of ^7Be reported by expert researchers from various regions in the world, a few data from Asia, especially from South East Asia are available compared with other regions. For Thailand, the ^7Be activity concentrations in mosses are reported by Krmar et al. (2013). They compared the ^7Be activity concentrations in mosses samples collected at the south of Thailand and in Serbia, the mean values of ^7Be activity concentration in the south of Thailand was almost 40% lower than activity of those collected in the Serbia. In this paper, we report ^7Be concentrations and deposition fluxes of ^7Be observed from three sites in the Songkhla province on the U-Tapao watershed, and discuss the factors controlling the deposition of this radionuclide. The obtained atmospheric fluxes of ^7Be are expected to the application of understanding the sedimentary dynamics in the U-Tapao watershed and comparing with sediment inventory of ^7Be in the Songkhla lagoon.

2. Methodology

Three stations (S01, S02, and S03) are located in the U-Tapao subcatchment to collect the dry and wet depositions of ^7Be . The collectors were continuously deployed since December 2012 through January 2014 for periods from 1 to 31 days depending on the frequency of rain. The precipitation samples were collected after rainfall event. The precipitation sample was filtered through the MnO_2 -fiber (5 g) in the cylinder of 15 cm long and 1.8 cm inner diameter. After filtering, the MnO_2 -fiber was measured by a gamma spectrometer installed with a HPGe detector (GC7020, Canberra Industries, USA) in a low-background cylindrical shield (Model 747, Canberra, USA) and coupled on a multichannel analyzer (DSA1000, Canberra, USA). The energy resolution is 0.88 keV (FWHM) at 122 keV (^{57}Co) and 1.77 keV (FWHM) at 1332 keV (^{60}Co). The efficiency calibration of detection system was made using of a certified Europium-152 solution (Gammadata Instrument AB, Sweden) to calculate the efficiency at gamma energy of 477.7 keV. The counting-time was set to 21600 s for each sample to provide the lowest reasonable analytical error (less than 25% or 1σ). The prominent points of using MnO_2 -fiber to absorb the ^7Be in rain water are (1) spending less time for preparing the samples and (2) also less counting-time measured by gamma spectrometry than other methods.

The exposure time as period of sample collection (day), the amount of rainfall (mm), ^7Be specific activity in bulk deposition samples (Bq l^{-1}), ^7Be atmospheric

deposition flux (Bq m^{-2}), the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition (Bq m^{-2}) and its corresponding uncertainty are shown in [Table 1, 2 and 3](#) for sites S01, S02 and S02, respectively. The activities of ^7Be integrated over the sampling interval, and it have been decay-corrected to the collecting time. For this study, we report a record of event ^7Be atmospheric deposition fluxes to the Songkhla province and discuss the atmospheric process associated with its several variations.

3. Results and discussions

3.1 The ^7Be concentration in the rainfall sample

The activity concentration values of ^7Be (Bq l^{-1}) in rain samples are shown in [Table 1, 2 and 3](#) for S01, S02 and S03, respectively. The ^7Be concentrations which were integrated over the exposure time ranged from 0.06 ± 0.01 to $0.9 \pm 0.1 \text{ Bq l}^{-1}$, 0.08 ± 0.02 to $0.56 \pm 0.04 \text{ Bq l}^{-1}$ and 0.09 ± 0.01 to $0.29 \pm 0.02 \text{ Bq l}^{-1}$ for S01, S02 and S03, respectively. Their mean values (mean \pm S.D.) were 0.24 ± 0.17 , 0.23 ± 0.13 and $0.18 \pm 0.06 \text{ Bq l}^{-1}$ for sites S01, S02 and S03, respectively. The ranges of our values are within that generally have been reported in other locations around the world for ^7Be in rainwater, which is about $0.01 - 10 \text{ Bq l}^{-1}$ ([Ayub et al., 2009](#)). Our concentration values are similar to those found in the Houay Xon, Luang Prabang, Lao PDR (about 17°N , 102°E) by [Gourdin et al. \(2014\)](#) reporting that ^7Be activity concentrations ranged from 0.174 to $0.640 \pm 0.008 \text{ Bq l}^{-1}$, but they are lower than those found in Murree city, Pakistan ($33^\circ54'\text{N}$, $73^\circ22'\text{E}$) where the ^7Be activity concentration varied from 0.08 to 1.68 Bq l^{-1} and mean value of $0.570 \pm 0.201 \text{ Bq l}^{-1}$ ([Ali et al., 2011](#)).

As data from site S01, there are high concentrations corresponding to low rainfall. For example, the highest value ($0.9 \pm 0.1 \text{ Bq l}^{-1}$) corresponded to low rainfall (26.9 mm) and exposure period of 8 days (1-7 days do not have rain). Besides, there is the lower one ($0.092 \pm 0.006 \text{ Bq l}^{-1}$) corresponding to high rainfall (158 mm) and exposure period of one day. These results indicate that ^7Be grows continuously in the atmosphere, and is quickly removed by washout from rainfall, and when there heavy rainfall the ^7Be is diluted by more rain water sample as low concentration in this event.

When a linear regression analysis was applied, negative and weak Pearson's correlation coefficient ($r = -0.253$, $P\text{-value} < 0.05$) and non-linear relationship ($R^2 < 0.094$, $P\text{-value} < 0.05$) was found between the ^7Be content in rainwater and rainfall as

shown in [Figure 1](#). There are high concentrations of ^7Be in rainwater corresponding to the low rainfall events. Moreover, the concentrations quickly decreased to $\sim 0.2 \text{ Bq l}^{-1}$ with increasing rainfalls. It shows a similar response to those reported by [Caillet et al. \(2001\)](#) who studied the ^7Be concentration in rainfall during individual rainfall events. This result indicated that the dry ^7Be -bearing aerosols in the below the cloud at lower atmosphere are quickly washed by rainfall, called washout, in the early rain event. There are two components in the rainwater which the washout part is more than the rainout part, Therefore, the high concentrations of ^7Be in rainwater show at the low rainfall events ([Ayub et al., 2012](#); [Caillet et al., 2001](#); [Conaway et al., 2013](#); [Ishikawa et al., 1995](#)). When the rain event is long duration and high precipitation ($>40 \text{ mm}$ per event), the ^7Be concentrations in the rainwater are pretty constant which indicates that the ^7Be -bearing aerosols in the cloud or rain drops are constants because the rainout part is more than the washout part in the rainwater samples.

Table 1 Exposure time, event of total rainfall, ^7Be atmospheric deposition flux, and the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition during December 21, 2012 to December 31, 2013 at the top roof of Physics Building, Prince of Songkla University (site S01)

Time interval (day/month/year)	Exposure time (day)	Precipitation (mm)	^7Be concentration (Bq l ⁻¹)	Deposited flux of ^7Be (Bq m ⁻²)	Running inventory of ^7Be flux (Bq m ⁻²)
20/12/12 - 21/12/12	1	42.2	0.51 ± 0.03	34 ± 2	29 ± 2
21/12/12 - 24/12/12	3	56.8	0.45 ± 0.03	30 ± 2	56 ± 3
24/12/12 - 26/12/12	2	20.8	0.71 ± 0.06	18 ± 2	70 ± 6
26/12/12 - 01/01/13	4	74.7	0.17 ± 0.02	17 ± 2	82 ± 9
01/01/13 - 04/01/13	3	48.8	0.22 ± 0.04	14 ± 2	88 ± 10
04/01/13 - 01/02/13	27	3.8	dry	7 ± 1	69 ± 9
01/02/13 - 24/02/13	23	51.2	0.30 ± 0.05	10 ± 2	61 ± 6
24/02/13 - 25/02/13	1	110.6	0.14 ± 0.01	15 ± 1	74 ± 4
25/02/13 - 26/02/13	1	47.6	0.43 ± 0.03	27 ± 2	98 ± 8
26/02/13 - 28/02/13	3	29.8	0.19 ± 0.03	6.1 ± 0.9	102 ± 12
28/02/13 - 31/03/13	31	2.8	dry	0.6 ± 0.1	69 ± 7
31/03/13 - 17/04/13	17	104.6	0.14 ± 0.02	12.0 ± 1.4	65 ± 6
17/04/13 - 30/04/13	13	11.2	0.39 ± 0.05	10.9 ± 1.4	66 ± 7
30/04/13 - 07/05/13	7	59.8	0.22 ± 0.03	10.3 ± 1.6	67 ± 7
07/05/13 - 08/05/13	1	29	0.16 ± 0.02	12.8 ± 1.8	76 ± 6
08/05/13 - 20/05/13	22	153.6	0.33 ± 0.02	29.8 ± 1.5	90 ± 5
01/06/13 - 17/06/13	17	104.1	0.26 ± 0.02	25.0 ± 2.2	84 ± 8
17/06/13 - 01/07/13	13	8.8	dry	6.1 ± 1.1	76 ± 12
01/07/13 - 05/07/13	4	23.6	0.15 ± 0.04	3.4 ± 0.9	74 ± 18
05/07/13 - 08/07/13	1	14.6	0.21 ± 0.08	2 ± 1	73 ± 17
08/07/13 - 09/07/13	1	13.4	0.17 ± 0.04	5 ± 1	76 ± 12
09/07/13 - 01/08/13	24	17.4	dry	8 ± 2	65 ± 10
01/08/13 - 03/08/13	2	43.2	0.13 ± 0.03	6 ± 1	67 ± 8
03/08/13 - 06/08/13	2	39.2	0.25 ± 0.03	9 ± 1	71 ± 5
06/08/13 - 17/08/13	11	70	0.24 ± 0.02	20 ± 1	81 ± 5
17/08/13 - 01/09/13	13	101	0.30 ± 0.03	29 ± 3	96 ± 7
01/09/13 - 07/09/13	6	10	0.33 ± 0.04	11 ± 1	96 ± 27
07/09/13 - 08/09/13	1	24.6	0.11 ± 0.06	1.5 ± 0.8	96 ± 27
08/09/13 - 17/09/13	11	29.9	0.9 ± 0.1	15 ± 2	97 ± 13
17/09/13 - 30/09/13	13	14.2	0.37 ± 0.08	4 ± 1	86 ± 11
30/09/13 - 08/10/13	8	12	0.25 ± 0.03	11 ± 1	86 ± 9
08/10/13 - 14/10/13	6	62.6	0.11 ± 0.02	7 ± 1	85 ± 8
14/10/13 - 22/10/13	8	127.6	0.17 ± 0.01	14 ± 1	89 ± 6
22/10/13 - 23/10/13	1	15.8	0.40 ± 0.05	8 ± 1	95 ± 7
23/10/13 - 26/10/13	3	70.8	0.16 ± 0.01	15 ± 1	105 ± 10
26/10/13 - 27/10/13	1	51.4	0.11 ± 0.02	6 ± 1	109 ± 13
27/10/13 - 31/10/13	4	77.2	0.10 ± 0.02	5.8 ± 0.9	109 ± 10
31/10/13 - 20/11/13	20	123.6	0.15 ± 0.01	19 ± 2	100 ± 5
20/11/13 - 21/11/13	1	158	0.092 ± 0.006	21 ± 1	117 ± 8
21/11/13 - 22/11/13	1	107.4	0.11 ± 0.01	17 ± 2	131 ± 14
22/11/13 - 23/11/13	1	39	0.06 ± 0.01	3.5 ± 0.6	132 ± 15
23/11/13 - 30/11/13	7	101.3	0.14 ± 0.02	14 ± 2	135 ± 18
30/11/13 - 02/12/13	2	57.8	0.06 ± 0.01	10 ± 2	138 ± 18
02/12/13 - 04/12/13	2	67.7	0.09 ± 0.01	18 ± 2	147 ± 10
04/12/13 - 12/12/13	8	101.8	0.19 ± 0.01	29 ± 2	155 ± 9
12/12/13 - 19/12/13	5	76.6	0.24 ± 0.02	17 ± 2	156 ± 14
19/12/13 - 31/12/13	11	22.2	0.17 ± 0.03	14 ± 2	147 ± 12

Table 2 Exposure time, event of total rainfall, ^7Be atmospheric deposition flux, and the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition during January 1, 2013 to December 16, 2013 in the open lawn at the site S02

Time interval (day/month/year)	Exposure time (day)	Precipitation (mm)	^7Be concentration (Bq l^{-1})	Deposited flux of ^7Be (Bq m^{-2})	Running inventory of ^7Be flux (Bq m^{-2})
1/01/13 - 4/01/13	3	48.8	0.37 ± 0.03	17 ± 2	17 ± 2
4/01/13 - 31/01/13	27	3.4	dry	6 ± 1	18 ± 4
31/01/13 - 24/02/13	23	52.2	0.24 ± 0.03	17 ± 3	31 ± 8
24/02/13 - 25/02/13	1	110.4	0.11 ± 0.02	10 ± 2	40 ± 12
25/02/13 - 26/02/13	1	47.6	0.56 ± 0.04	27 ± 2	67 ± 14
26/02/13 - 1/03/13	3	29.8	0.32 ± 0.07	4.1 ± 0.9	69 ± 12
1/03/13 - 31/03/13	30	3.8	dry	3.4 ± 0.7	50 ± 9
31/03/13 - 18/04/13	18	104.6	0.11 ± 0.01	17 ± 3	56 ± 6
18/04/13 - 30/04/13	12	11.2	dry	2.0 ± 0.5	50 ± 12
30/04/13 - 7/05/13	7	59.8	0.16 ± 0.04	6 ± 2	52 ± 17
7/05/13 - 9/05/13	2	29	0.15 ± 0.02	6 ± 1	56 ± 10
9/05/13 - 30/05/13	21	153.6	0.24 ± 0.01	30 ± 2	73 ± 8
30/05/13 - 17/06/13	17	104.1	0.16 ± 0.01	16 ± 2	74 ± 9
17/06/13 - 30/06/13	13	8.8	dry	2.0 ± 0.5	65 ± 10
30/06/13 - 7/07/13	7	23.6	dry	2.5 ± 0.5	62 ± 8
7/07/13 - 8/07/13	1	14.6	0.21 ± 0.04	4 ± 1	65 ± 7
8/07/13 - 9/07/13	1	13.4	0.30 ± 0.03	16 ± 2	80 ± 11
9/07/13 - 31/07/13	22	17.4	dry	9 ± 2	70 ± 16
31/07/13 - 5/08/13	5	82.4	0.08 ± 0.02	7 ± 3	72 ± 25
5/08/13 - 31/08/13	26	171	0.29 ± 0.03	45 ± 5	96 ± 24
31/08/13 - 19/09/13	19	64.5	0.16 ± 0.02	22 ± 4	98 ± 17
19/09/13 - 30/09/13	11	14.2	0.50 ± 0.07	16 ± 2	100 ± 14
30/09/13 - 31/10/13	31	385.4	0.12 ± 0.01	58 ± 6	125 ± 12
31/10/13 - 23/11/13	23	529.3	0.12 ± 0.02	69 ± 12	162 ± 7
23/11/13 - 16/12/13	23	319.5	0.14 ± 0.01	48 ± 5	169 ± 7

Table 3 Exposure time, event of total rainfall, ^7Be atmospheric deposition flux, and the calculated running inventory of ^7Be atmospheric deposition during December 26, 2012 to December 31, 2013 in the open lawn at the site S03

Time interval (day/month/year)	Exposure time (day)	Precipitation (mm)	^7Be concentration (Bq l^{-1})	Deposited flux of ^7Be (Bq m^{-2})	Running inventory of ^7Be flux (Bq m^{-2})
26/12/2012 - 2/01/2013	6	74.6	0.27 ± 0.02	28 ± 5	28 ± 5
2/01/2013 - 4/01/2013	3	48.8	0.16 ± 0.03	11 ± 3	39 ± 4
4/01/2013 - 1/02/2013	27	3.4	dry	3.3 ± 0.5	31 ± 8
1/02/2013 - 25/02/2013	24	162.6	0.13 ± 0.02	24 ± 4	46 ± 12
25/02/2013 - 26/02/2013	1	47.6	0.23 ± 0.03	8 ± 2	53 ± 14
26/02/2013 - 1/03/2013	3	29.8	0.19 ± 0.03	5 ± 1	56 ± 12
1/03/2013 - 1/04/2013	31	3.8	dry	5.5 ± 0.5	43 ± 9
1/04/2013 - 17/04/2013	16	104.6	0.09 ± 0.01	17 ± 2	51 ± 6
17/04/2013 - 1/05/2013	15	11.2	0.16 ± 0.06	3 ± 2	46 ± 12
1/05/2013 - 7/05/2013	7	59.8	0.09 ± 0.01	10 ± 1	52 ± 17
7/05/2013 - 1/06/2013	23	182.6	0.24 ± 0.02	48 ± 8	87 ± 10
1/06/2013 - 17/06/2013	17	104.1	0.29 ± 0.2	38 ± 6	107 ± 8
17/06/2013 - 1/07/2013	13	8.8	dry	6 ± 0.5	96 ± 9
1/07/2013 - 9/07/2013	8	56.2	0.15 ± 0.02	5 ± 1	91 ± 10
9/07/2013 - 1/08/2013	23	12.8	dry	10.7 ± 0.7	79 ± 8
1/08/2013 - 5/08/2013	4	82.4	0.16 ± 0.03	12 ± 3	86 ± 7
5/08/2013 - 1/09/2013	26	171	0.23 ± 0.02	54 ± 13	115 ± 11
1/09/2013 - 19/09/2013	18	78.7	0.13 ± 0.02	28 ± 5	118 ± 16
1/10/2013 - 1/11/2013	31	385.4	0.15 ± 0.01	65 ± 8	133 ± 25
1/11/2013 - 1/12/2013	30	529.3	0.16 ± 0.01	103 ± 15	193 ± 24
1/12/2013 - 31/12/2013	31	319.5	0.18 ± 0.02	86 ± 13	215 ± 17

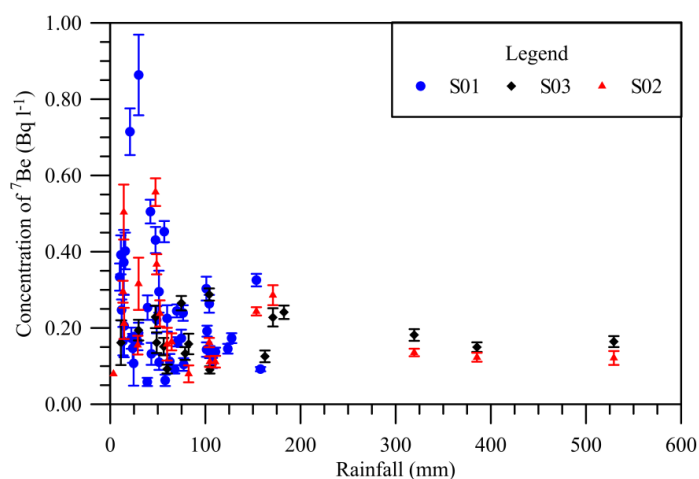


Figure 1 ^7Be concentrations are plotted against the precipitation amount in period of sampling time

3.2 ^7Be deposition flux

The deposited fluxes of each individual event, expressed in Bq m^{-2} , varied widely from 0.6 ± 0.1 to $34 \pm 2 \text{ Bq m}^{-2}$, 2.0 ± 0.5 to $69 \pm 12 \text{ Bq m}^{-2}$ and 3 ± 2 to $103 \pm 15 \text{ Bq m}^{-2}$, as shown in Table 1, 2 and 3, respectively. Their mean values were 11.6, 18.5 and 27.1 Bq m^{-2} for sites S01, S02 and S03, respectively. The atmospheric deposition activities of ^7Be and the event precipitation amount during the sampling period were shown in Figure 2. The temporal pattern in ^7Be deposition closely matches the temporal pattern in rainfall.

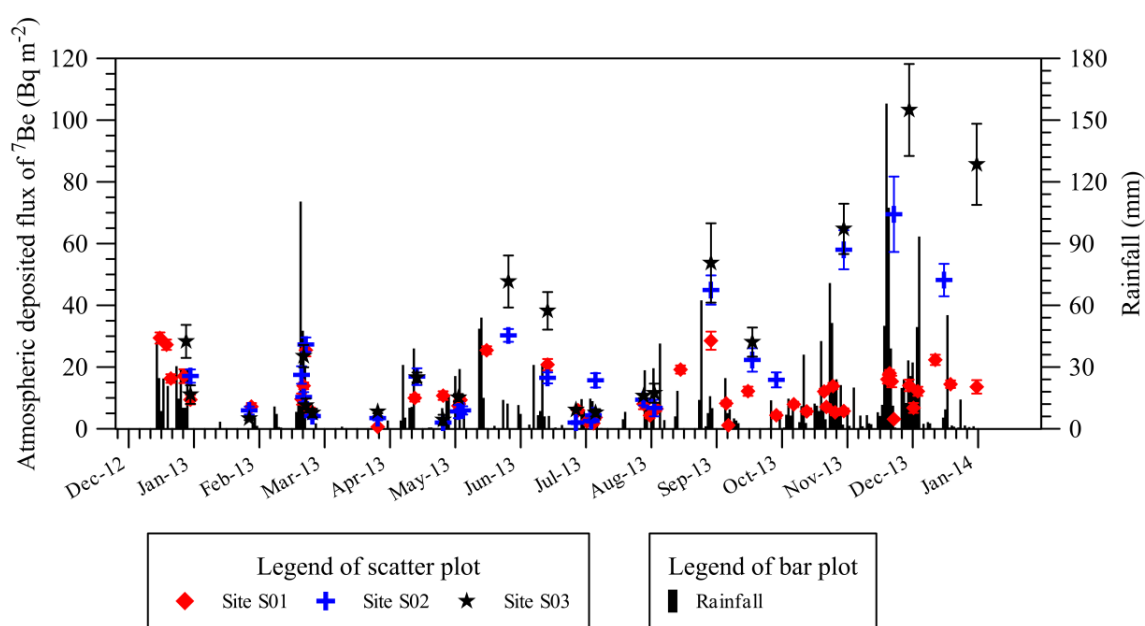


Figure 2 Time series plots of the activity fluxes of atmospheric ^7Be and rainfall amount during each sampling period

The relationships between atmospheric deposited activity of ^7Be and the amount of rainfall for sites S01, S02, and S03 are shown in the Figure 3, and the Pearson's correlation and the linear regression test were used. The Pearson's correlation coefficients are 0.658 (p -value = 0.000), 0.921 (p -value = 0.000), and 0.944 (p -value = 0.000) for sites S01, S02, and S03 respectively. The linear regression results are shown in the Figure 3 that they were significant at more than 95% confidence level. It may be explained by the mechanism that the washout by rainfall is the most important process for

^7Be removal from the atmosphere (Ioannidou and Papastefanou, 2006; Pham et al., 2013; Shi et al., 2011).

The linear relationship between ^7Be depositional fluxes and rainfall amount are reported as strong positive correlation (Dueñas et al., 2002), and our study showed a similar trend. Caillet et al. (2001) reported $R^2 = 0.66$ ($p < 0.001$) for a site in Switzerland; and Ayub et al. (2012) reported $R^2 = 0.82$ ($p < 0.0001$) for a site in Argentina. These results of the strong positive correlation indicated that the ^7Be –bearing aerosols contained in the atmosphere at this location are constant.

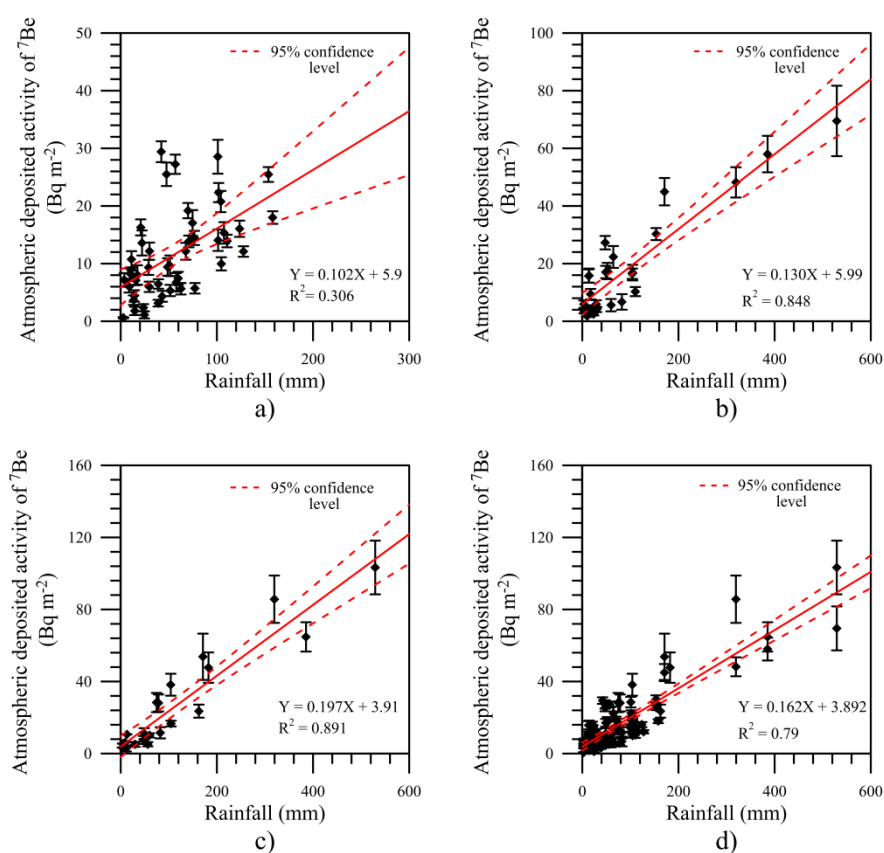


Figure 3 Relationships between the ^7Be depositional flux and the amount of precipitation during each sampling period for sites S01, S02 and S03 as shown in a), b) and c) respectively

3.3 Effect from season in ^7Be removing process by precipitation

The climate of the Songkhla province, south of Thailand is controlled by tropical monsoons that consist of the southwest (May – October) and northeast (October – February) monsoons. There are generally two seasons – the rainy season and dry season. The rainy season is influenced by the southwest monsoon (May – September) that brought the moist and warm air from the Indian Ocean whereas the northeast monsoon (October – January), brought the moist air from the Gulf of Thailand. During the periods A.D. 2003 – 2013, the mean annual rainfall is 2,451 mm and frequently occurs in October to December. Meteorological data were provided by the Thai Meteorological Department at the Songkhla Meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located $7^{\circ}12'14''$ N $100^{\circ}36'11''$ E). The monsoon system has affected the wind speed and direction in the Songkhla lagoon. In A.D. 2013, the monthly mean wind speeds at the Songkhla Especially, the wind speeds are strong during the period of April to October. The wind direction is predominantly from ENE, WSW and ENE directions during the intermonsoon (February – April), SW monsoon (April – October) and NE monsoon (October – January), respectively (Figure.4).

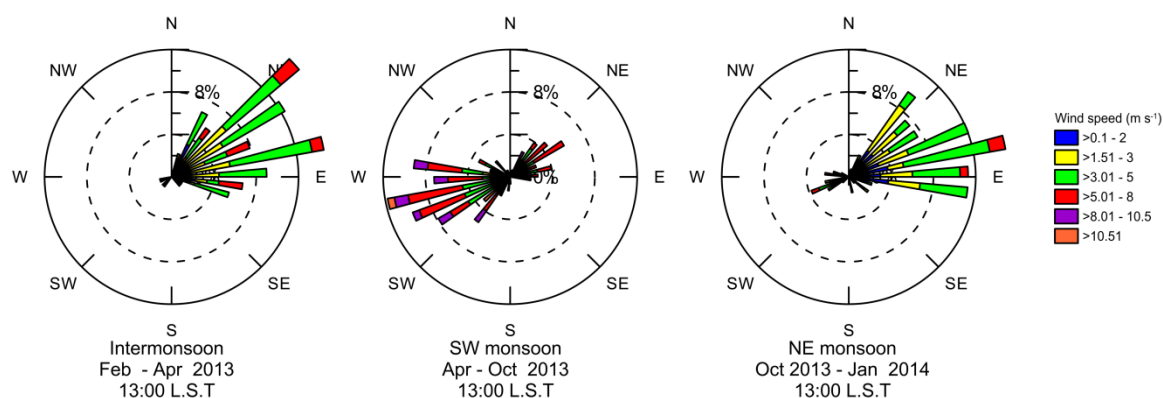


Figure. 4 Wind diagram showing percentage of wind direction at the Songkhla meteorological station (WMO Index: 568501/48568, located $7^{\circ}12'14''$ N $100^{\circ}36'11''$ E) during January 2013 – January 2014. (data from Thai Meteorological Department)

The depositional fluxes of ^7Be and precipitations selected from all sites (S01, S02, and S03) were classified into three groups: Northeast monsoon (Nov – Jan), Southwest monsoon (May – Oct), and summer season (Feb – Apr). The Pearson's correlation test was used to measure the strength of the relationship between the event

depositional fluxes of ^7Be and amount rainfall. These correlation coefficients were 0.902 (p -value = 0.000), 0.873 (p -value = 0.007) and 0.798 (p -value = 0.000) for NE monsoon, SW monsoon, and summer seasons, respectively. From these coefficients, the strength levels of correlation between these values were strong correlation for NE monsoon and SW monsoon season, and moderate correlation for summer seasons. The linear relationships obtained by the regression test between the event depositional flux of ^7Be and amount rainfall are significant positive relationship all duration of monsoon as shown in the [Figure 5](#): The slopes of linear relationship between these are 0.158, 0.163 and 0.161 for the NE monsoon seasons ($R^2 = 0.812$, $p < 0.001$), the SW monsoon seasons ($R^2 = 0.429$, $p < 0.001$), and the summer season ($R^2 = 0.864$, $p < 0.001$) respectively. These results can be considered that the removing of ^7Be -bearing aerosols to the ground surface was dominantly regulated by precipitation.

When the depositional fluxes of ^7Be and amount rainfall are normalized by duration of sampling time, and the Pearson's correlation test was used to measure the strength of the relationship between these. These correlation coefficients were 0.651 (p -value = 0.000), 0.418 (p -value = 0.007) and 0.732 (p -value = 0.000) for NE monsoon, SW monsoon, and summer seasons, respectively. From these coefficients, the strength levels of correlation between these values were strong correlation for NE monsoon and summer seasons, and moderate correlation for SW monsoon season. These results can be considered that the daily depositional flux of ^7Be was dominantly regulated by precipitation.

In these data, there are some data that more scattered than others as shown in the [Figure 6 \(blue star\)](#), which were cut off in the regression test. Only data which were well grouped as shown in the [Figure 6 \(filled black circles\)](#) were used to investigate the linear relationship by regression test. The linear relationships obtained by the regression test between the daily deposition flux of ^7Be and daily rainfall are significant for the NE monsoon seasons ($R^2 = 0.514$, $p < 0.001$), the SW monsoon seasons ($R^2 = 0.429$, $p < 0.001$), and the summer season ($R^2 = 0.864$, $p < 0.001$) as shown in [Figure 6](#). They can be explained that the atmospheric deposition of ^7Be is tightly related to rainfall. Hence, the precipitation was the dominant removal pathway of ^7Be out of the atmosphere in Songkhla province. This observation was similar to reports obtained in other regions (e.g., [Kim et al., 2000](#); [McNeary and Baskaran, 2003](#); [Zhang et al., 2016](#))

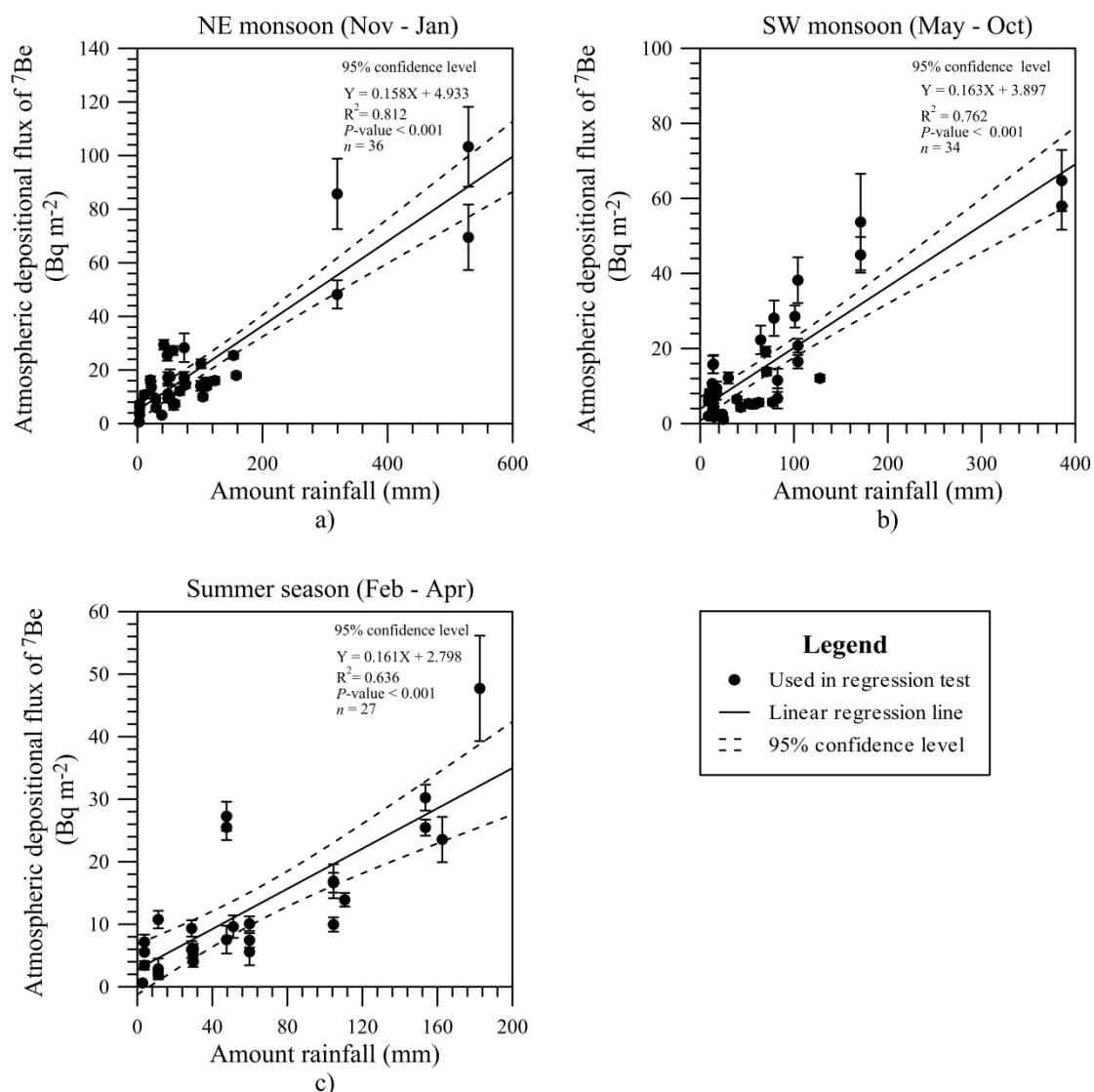


Figure 5 Relationships between the event depositional fluxes of ^7Be and amount rainfall classified by duration of monsoon: a) November to January (NE monsoon), b) May to October (SW monsoon) and c) February to April (summer season)

Although the daily deposition of ^7Be was dominantly controlled by precipitation, there was an evident difference in the influence of precipitation magnitude on ^7Be deposition between the northeast, southwest monsoon and summer seasons. The slope of the correlation line (0.165) for the northeast monsoon months was two times the slope (0.096) obtained during the southwest monsoon months, indicating more atmospheric ^7Be carried by the same amount of rainwater during the northeast monsoon season as shown in Figure 6,.

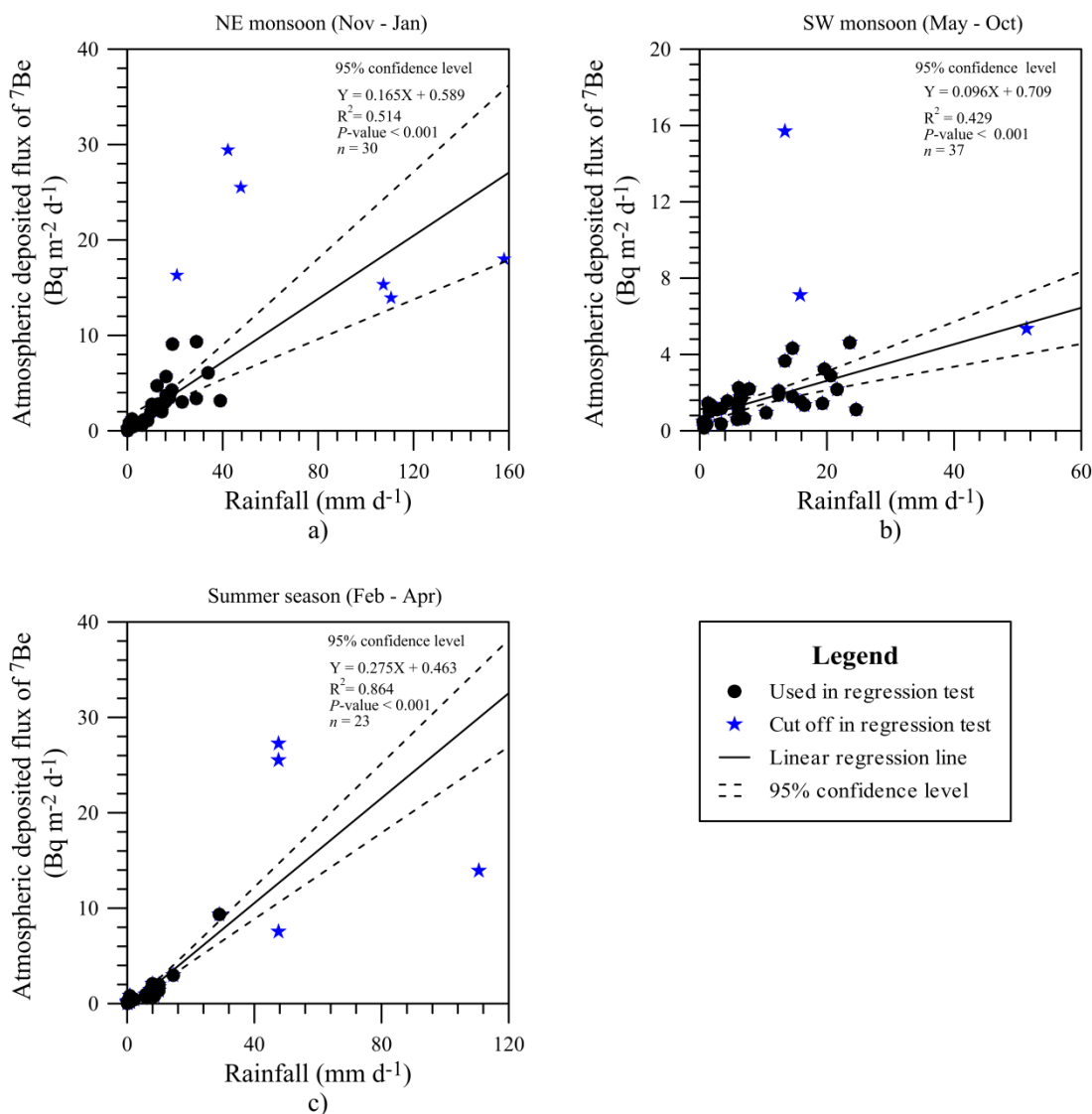


Figure 6 Relationships between the daily depositional fluxes of ^7Be and daily rainfall classified by duration of monsoon a) November to January (NE monsoon), b) May to October (SW monsoon) and c) February to April (summer season)

Atmospheric depositional fluxes of ^7Be vary with seasonal monsoons as shown in the Figure 6. High values show in the North-East monsoon and summer season months, and low values show in South-West monsoon months. The significant linear correlations between the daily deposition fluxes of ^7Be and precipitation suggested that the atmospheric deposition of ^7Be was related to rainfall as shown in Figure 6. Consequently, the precipitation was the dominant removal pathway of ^7Be out of the atmosphere in Songkhla. This observation was similar to reports obtained in other regions (e.g. Kim et al., 2000; McNeary and Baskaran, 2003; Zhang et al. 2016; Su et al., 2003).

Such seasonal difference reflected the higher ^7Be contents in the atmosphere during the northeast monsoon months. A similar phenomenon was also reported by [Su et al. \(2003\)](#) and [Zhang et al. \(2016\)](#) based on a time-series observation of ^7Be deposition in Taiwan and Xiamen, respectively. Since the troposphere usually becomes thinner in the mid-latitude regions in late winter and early spring, the air mass exchange between the troposphere and stratosphere is much active, leading more ^7Be to enter into the troposphere.

3.4 Monthly variations of ^7Be deposition

Monthly depositional fluxes of ^7Be for sites S01, S02 and S03 at Songkhla province are plotted in Figure 3.5 and presented in Table 3.xx. These depositional fluxes ranged $0.6 - 90 \text{ Bq m}^{-2}$, $3.4 - 69 \text{ Bq m}^{-2}$, and $5.5 - 103 \text{ Bq m}^{-2}$ for sites S01, S02, and S03, respectively. The maximum and minimum fluxes of ^7Be for all sites occurred in NE monsoon (Oct- Dec) which has the maximum rainfall amounts, and summer season (Feb – Apr) which has the lack of rainfall.

Table 4 Monthly deposited fluxes of ^7Be at sites S01, S02 and S03

Month	Precipitation (mm)	Monthly flux of ^7Be (Bq m^{-2})		
		S01	S02	S03
Dec-12	384.8	90 ± 4		
Jan-13	52.2	17 ± 2	23 ± 5	14 ± 4
Feb-13	240.0	55 ± 3	59 ± 18	36 ± 8
Mar-13	3.8	0.6 ± 0.1	3.4 ± 0.7	5.5 ± 0.9
Apr-13	115.8	21 ± 2	17 ± 2	23 ± 9
May-13	238.4	42 ± 2	42 ± 13	58 ± 8
Jun-13	113.0	27 ± 2	16 ± 1	44 ± 7
Jul-13	69.0	16 ± 2	29 ± 8	16 ± 4
Aug-13	253.4	59 ± 3	52 ± 15	65 ± 13
Sep-13	78.7	26 ± 2	38 ± 8	28 ± 4
Oct-13	385.4	58 ± 2	58 ± 6	65 ± 5
Nov-13	509.5	67 ± 3	69 ± 10	103 ± 9
Dec-13	320.7	56 ± 3	48 ± 4	86 ± 7
Annual	2379.9	444.6	454.4	543.5

Figure 7 shows that the monthly depositional fluxes of ^7Be are changed in the monthly rainfall amounts. The trend of our results is similar to many researchers reported that the ^7Be depositional flux is controlled by precipitation ([Du et al., 2008](#)). The monthly depositional fluxes of ^7Be plotted against monthly rainfall (Figure 8) show that there are strong positive correlations all sampling sites, suggesting that the atmospheric ^7Be is

removed from atmosphere by washout and rainout processes (Narazaki et al, 2003; Yi et al, 2007). This information will be useful for evaluating human impacts on land degradation phenomena as a whole (Ayub et al., 2012).

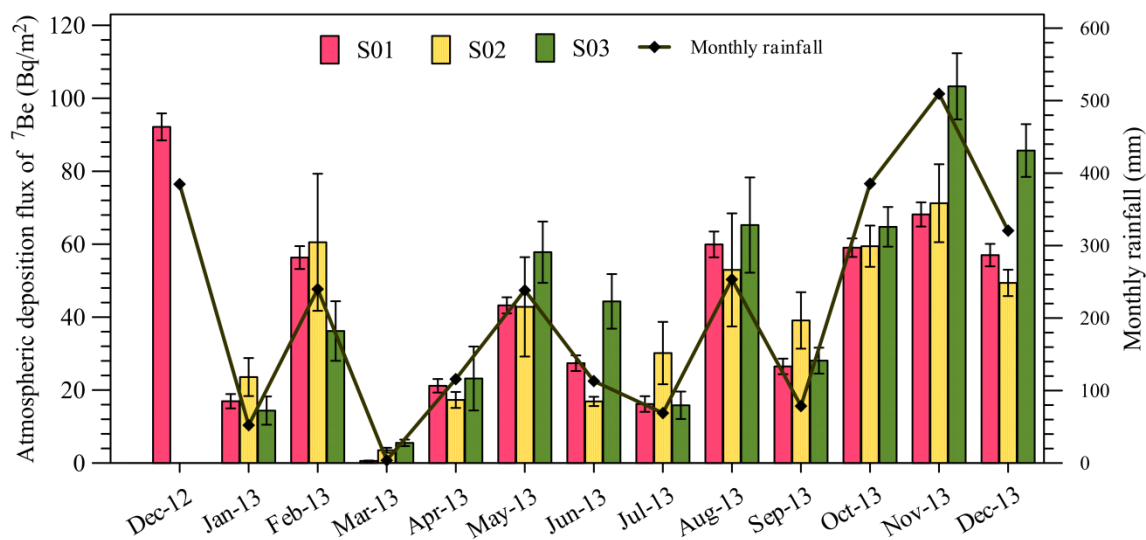


Figure 7 Monthly deposition fluxes of ^7Be for sites S01, S02 and S03 contributions to the whole year with precipitation amount

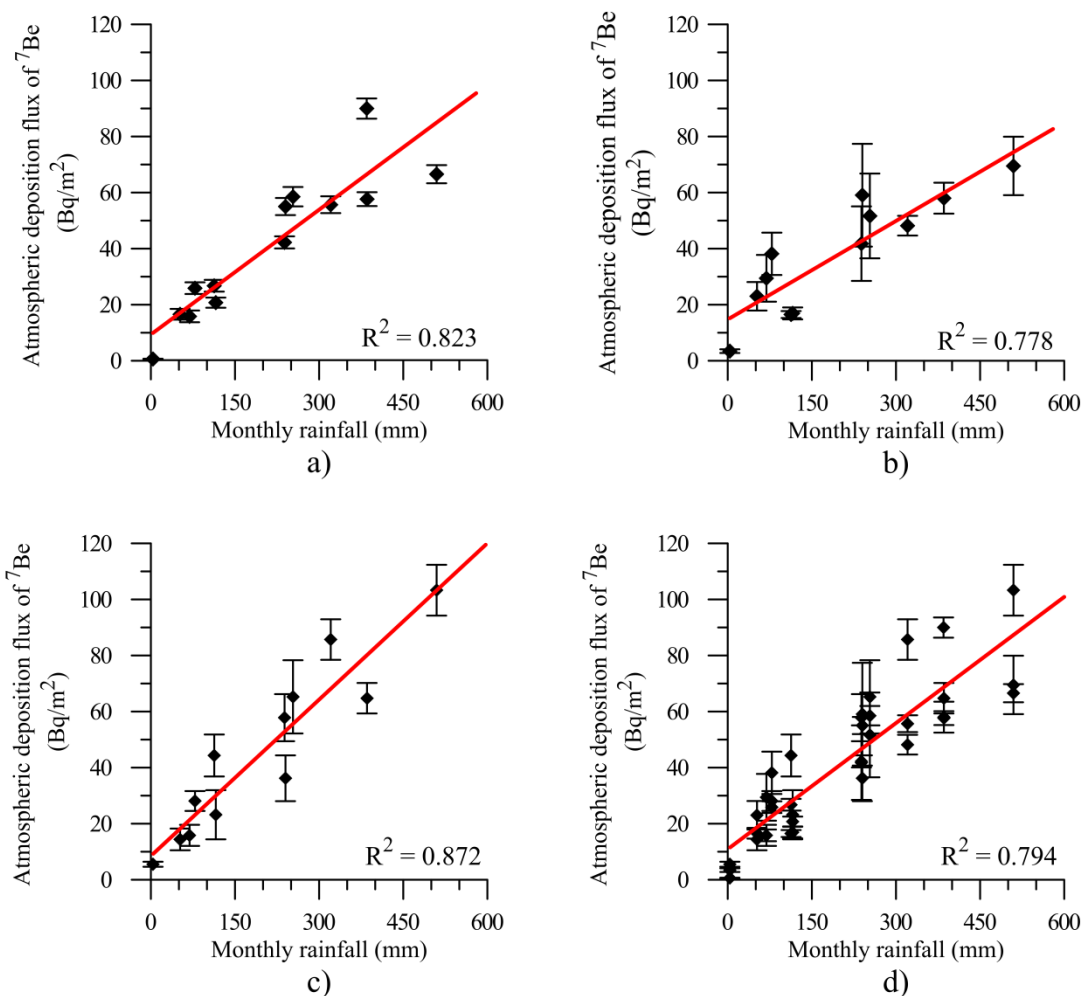


Figure 8 Correlation between monthly precipitation and deposition flux of ^7Be for sites S01, S02, S03 and total all sites as shown in a), b), c) and d) respectively.

3.5 Annual deposition fluxes of ^7Be

From this data, annual deposition fluxes of 444.6, 454.4 and 543.5 Bq m^{-2} for sites S01, S02 and S03, respectively, were calculated by summation of event deposition fluxes during January, 2013 to December, 2013. The average of the annual deposition flux of ^7Be in selected sites of the Songkhla province, Thailand is 480.8 Bq m^{-2} . [Figure 9](#) and [Table 5](#) show the annual deposition fluxes collected from around the world. Our result is lower than the annual deposition fluxes reported by researchers in other locations. Generally, high ^7Be flux occurs in the mid-latitude region, but this result shows the lower ^7Be flux which may be influenced from the lower latitude of this study site and the tropical zone (e.g [Baskaran, 1995](#); [Ishikawa et al., 1995](#); [Conaway et al., 2013](#)).

Table 5 The summarized annual ⁷Be deposition flux in the world

Locations	Collection period	Position		Annual rainfall (mm)	Depositional fluxes of ⁷ Be (Bq m ⁻²)	Earth's Magnetic field angle		Earth's Magnetic field intensity			Reference
		Lat. ^a	Long. ^b			De.	In.	Horizontal	Vertical	Total	
Hatyai (HY), Thailand	Dec 2012 - Dec 2013	7.12	100.54	2500	480.8	-0.38	-1.52	41479.0	-1102.1	41493.7	Present study
Murree (MR), Pakistan	2006 – 2010	33.90	73.38	14500	4832	2.19	51.94	30799.2	39337.3	49960.1	Ali et al.(2011)
Islamabad (ID), Pakistan	2009 – 2010	33.72	73.07	1140	3801	2.2	51.77	30859.3	39178.2	49872.1	Ali et al.(2011)
Stillpond (SP),USA	Sep 1995 - Sep 1996	39.00	-76.00	126	2167	-11.13	67.7	20434.3	49827.0	53854.4	Kim et al. (2000)
Brisbane (BR), Australia	2004 – 2006	-27.48	153.03	718 - 1056	1199	11.1	-57.54	28506.5	-44812.9	53111.3	Doering and Akber (2008)
Rokkasho (RK), Japan	2004 – 2006	40.95	141.35	1340 - 1637	2626	-8.57	55.22	27852.1	40108.3	48830.5	Akata et al. (2008)
Fuhuoka (FK), Japan	Aug 1995 - Oct 1998	33.58	130.40	1704	1733	-6.91	48.26	31780.3	35615.7	47733.3	Sugihara et al.(2000)
Shanghai (SG), China	Nov 2005 - Oct 2006	31.23	121.40	1140	2070	-5.4	46.52	33419.1	35240.1	48566.5	Du et al. (2008)
Xiamen (XM), China	Mar 2004 - Apr 2005	24.43	118.08	1135	599	-3.32	35.93	36748.5	26635.4	45386.0	Yi et al. (2007)
San Luis (SL), Argentina	Nov 2006 - May 2008	-33.15	-66.30	600 – 800	1140	-1.28	33.96	19545.2	13163.6	23647.4	Juri Ayub et al. (2009)
Thessaloniki (TS), Greece	Jan 1987 - Dec 1992	40.63	22.97	337 - 652	736.1	3.85	57.52	25017.1	39304.5	46590.8	Ioannidou and Papastefanou (2006)
Thessaloniki (TS), Greece	Jul 1987 - Jun 1994	40.63	22.97	337 - 652	776.3	3.85	57.52	25017.1	39304.5	46590.8	Papastefanou et al. (1995)
Geneva (GV), Switzerland	Nov 1997 - Nov 1998	46.27	6.17	1000	2087	0.76	62.12	22087.4	41758.1	47239.7	Caillet et al. (2001)
Monterey Bay (MB), USA	Oct 2009 - Sep 2010	36.97	-122.04	763	1450	14.03	60.65	23804.7	42330.7	48564.9	Conaway et al. (2013)
IAEA-EL Builidind (IAEA),Monaco	1998 – 2010	43.83	7.5		1260	1.04	59.78	23396.3	40175.4	46493.4	Pham et al. (2013)
Tsukuba (TK), Japan	Jan 2000 - Dec 2001	36.05	140.13	1362	1121	-7.0	49.52	30094.2	35265.4	46361.0	Hirose et al. (2004)
Tsukuba (TK), Japan	1986 – 1998	36.05	140.13	1362	1322	-6.8	49.09	30075.2	34706.4	45924.4	Igarashi et al. (1998)
Nagasaki (NG), Japan	Jan 2000 - Dec 2000	32.75	129.85	1561	1474	-6.35	47.01	32336.6	34687.8	47422.5	Hirose et al. (2004)
Massachusetts (MS1),USA	Sep 2000 - Aug 2007	42.32	-71.03		2592	-15.44	68.31	19701.3	49536.1	53310.1	Zhu and Olsen. (2009)
Massachusetts (MS2),USA	Mar 1996 - Feb 1998	41.53	-72.65		2133	-14.45	68.85	19467.9	50325.3	53959.6	Benitez-Nelson and Buesseler. (1999)
New Hampshire (NH),USA	Mar 1997 - Feb 1998	43.07	-70.7		2767	-16.28	69.59	18917.5	50848.1	54253.1	Benitez-Nelson and Buesseler. (1999)
Tatsunokuchi (TS), Japan	1991 – 2002	36.47	136.55		5300	-7.48	50.55	30261.7	36774.1	47624.7	Yamamoto et al. (2006)
Ansai (AS), Chaina	Apr 2010 - Dec 2012	36.86	109.32	510	1756	-3.38	55.61	30065.3	44024.9	53349.4	Zhang et al. (2013)
Granada (GD), Spain	1995 – 1998	37.18	-0.60	452	469	-2.26	51.47	26764.9	33613.9	42368.0	Gonzalez-Gomez et al. (2006)
Malaga (MG), Spain	1992 – 1999	36.73	-4.47	308	412	-3.76	50.8	26899.1	32980.7	42559.2	Duenas et al. (2002)
Huelva (HV), Spain	Jan 2010 - Dec 2011	37.27	-6.92		740	-2.49	51.1	26991.8	33450.6	42982.6	Lozano et al.(2013)
Cadiz (CD), Spain	Jan 2010 - Dec 2011	36.53	-6.21		760	-2.25	50.11	27377.4	32758.0	42692.0	Lozano et al.(2013)
St. Petersburg (SP), USA	Oct 2003 - Jul 2004	27.76	-82.64	575	1832	-4.0	58.16	24758.7	39864.5	46927.3	Baskaran and Swarzenshi. (2007)
Nankang,Taiwan	1996 – 2001	25.0	121.6	1945	1833	-3.83	35.98	36248.7	26318.6	44795.5	Su et al., 2003
Peng-Chia Yu, Taiwan	1996 – 2001	25.7	121.1	1929	1117	-3.55	37.20	35905.0	27307.9	45164.8	Su et al., 2003
Xiamen, China	2001 – 2003	24.4	118.1	1618	694	-2.94	35.44	36690.6	26151.1	45096.1	Jia et al. (2003)
Qingdao,China	2002	36.1	120.3	421	610	-6.08	53.11	30805.8	41047.7	51321.7	Yi et al. (2005)
Qingdao,China	2004	36.1	120.3	376	785	-6.16	53.14	30596	41039.6	51296.0	Yi et al. (2005)
Nanjing, China	2010.1 – 2011.12	32.1	129.8	1101	1622	-6.42	46.32	32151.1	33883.0	46849.0	Yang et al. (2012)
Three gorges reservoir	2009.5 – 2010.5	30.4	108.2	1026	949	-2.60	46.50	34225.0	36068.0	49722.0	Shi et al, (2011)

3.6 The effect of ^7Be from geomagnetic field

In fact, the ^7Be 's production rate in the atmosphere depends on the flux of galactic cosmic rays (GCRs) affected by the solar activity or solar magnetic field (Leppänen et al., 2010; Akata et al., 2008; Sakurai et al., 2005), and the geomagnetic field has been influenced the fluxes of the charged GCRs. Therefore, vertical, horizontal, and total intensities of geomagnetic field and absolute geomagnetic latitude were plotted with the annual atmospheric depositions of ^7Be reported in the several locations in the world and our result as shown in Figure 9. The calculated geomagnetic fields by using the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) model from the National Centers for Environmental Information (NOAA, 2016) were used in this study. The geomagnetic latitude (λ) was calculated from inclination angle (I) as follow $\tan(I) = 2 \tan(\lambda)$. The charged GCRs cannot move through to the Earth's atmosphere in area of low geomagnetic latitude because the geomagnetic field can make the magnetic force exerting the charged GCRs in perpendicular of particle motion. Its effect can turn out the charged GCRs. Hence, the low geomagnetic latitude area has the low ^7Be 's production indicating low annual atmospheric depositions of ^7Be (see Figure 9a and b). There are three points of high annual atmospheric depositions of ^7Be at the middle latitude which indicate that they may be strongly affected from the exchange between stratosphere and troposphere (Ali et al., 2011; Yamamoto et al., 2006). For discussion of geomagnetic field, we cut out three points of high annual atmospheric depositions of ^7Be . Figure 9b shows that geomagnetic latitude have affected with the ^7Be depositional fluxes, and the ^7Be depositional fluxes are depended on the magnetic field intensities such as horizontal, vertical and total intensities as shown in Figure 9c d and e, respectively. Figure 9c shows the negative correlation between the horizontal magnetic field intensity and the ^7Be depositional fluxes. Although, it is poor correlation which may be influenced from other factors such as horizontal movement of atmospheric aerosols carried the ^7Be , and folding effect of exchange of aerosols between stratosphere and troposphere. The related correlation of these is negative, because the charged GCRs are turned out by high magnetic force from the horizontal magnetic field intensity. The ^7Be depositional fluxes as shown in Figure 9d seem that it depends on the vertical magnetic field intensity, but the vertical magnetic field intensity do not in fact affect to the movement of the GCRs. Therefore, the GCRs can move through to the Earth's atmosphere for interaction of the light particle producing

^7Be . The effect of total magnetic field intensity to the ^7Be depositional fluxes shows in Figure 9e. It seems that the magnetic field intensity influence the ^7Be depositional fluxes because of the total magnetic field intensity including the factors such as geomagnetic latitude, horizontal and vertical magnetic field intensities.

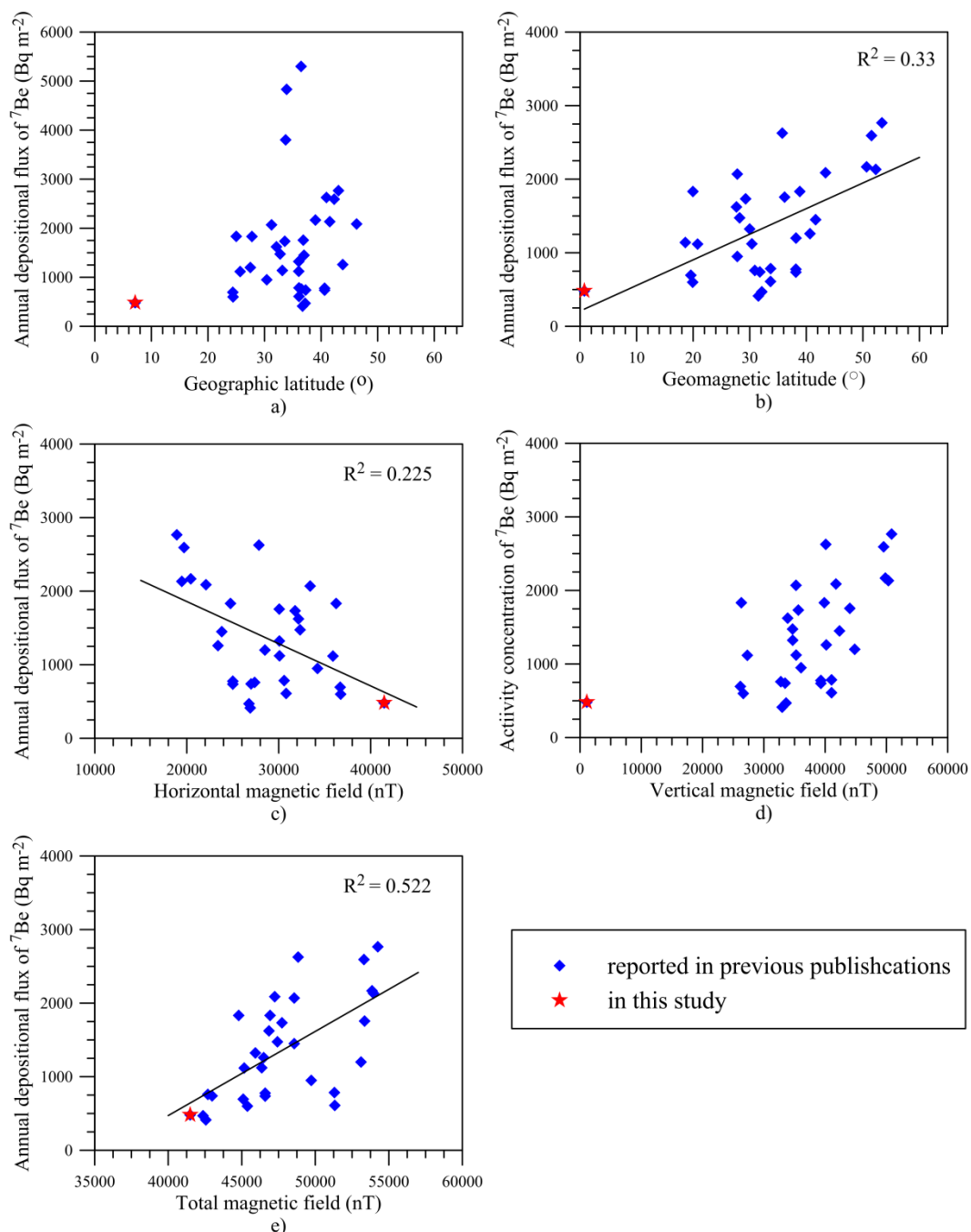


Figure 9 The effect of ^7Be depositional fluxes from a) absolute geographic latitude, b) geomagnetic latitude, c) horizontal, d) vertical and e) total geomagnetic field intensities.

4. Conclusions

The atmospheric concentration and deposition fluxes of ^7Be were measured at three sites in the U-Tapao watershed, Songkhla province, South of Thailand during December 2012 – January 2014. This study provides the baseline information and will be helpful to apply and investigate at this site in the future. Based on this study, mean values of specific concentrations of ^7Be are influenced by seasonal variations. The average annual depositional flux of ^7Be of 480.8 Bq m^{-2} is lower than those reported in other locations in the world. The monthly depositional flux of ^7Be did not remain constant but varied between 0.6 and 103 Bq m^{-2} depending on the amount of monthly rainfall. The seasonal variations have been observed that the depositional flux of ^7Be in northeast monsoon months was higher than that in the southwest monsoon months indicating more atmospheric ^7Be carried by the same amount of rainwater from the middle latitude. From our result and reported data in publications, there are correlations between the depositional flux of ^7Be and horizontal, total geomagnetic field intensity.

Acknowledgements

This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code: SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the Physics Department, Geophysics Research Center, Faculty of Science and the graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. In addition, the first author would like to thank Prince of Songkla University, Graduate Studies Grant.

References

- Akata, N., Kawabata, H., Hasegawa, H., Sato, T., Chikuchi, Y., Kondo, K., Hisamatsu, S., Inaba, J., 2008. Total deposition velocities and scavenging ratios of ^7Be and ^{210}Pb at Rokkasho, Japan. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 277, 347–355. doi:10.1007/s10967-007-7095-1
- Ali, N., Khan, E.U., Akhter, P., Rana, M. a., Rajput, M.U., Khattak, N.U., Malik, F., Hussain, S., 2011. Wet depositional fluxes of ^{210}Pb - and ^7Be -bearing aerosols at two

- different altitude cities of North Pakistan. *Atmos. Environ.* 45, 5699–5709.
doi:10.1016/j.atmosenv.2011.07.032
- Ayub, J.J., Di Gregorio, D.E., Velasco, H., Huck, H., Rizzotto, M., Lohaiza, F., 2009. Short-term seasonal variability in ^7Be wet deposition in a semiarid ecosystem of central Argentina. *J. Environ. Radioact.* 100, 977–81.
doi:10.1016/j.jenvrad.2009.08.001
- Ayub, J.J., Lohaiza, F., Velasco, H., Rizzotto, M., Di Gregorio, D., Huck, H., 2012. Assessment of ^7Be content in precipitation in a South American semi-arid environment. *Sci. Total Environ.* 441, 111–6. doi:10.1016/j.scitotenv.2012.09.079
- Baskaran, M., 1995. A search for the seasonal variability on the depositional fluxes of Be-7 and Pb-210. *J. Geophys. Res.* 100, 2833–2840. doi:10.1029/94JD02824
- Baskaran, M., Swarzenski, P.W., 2007. Seasonal variations on the residence times and partitioning of short-lived radionuclides (^{234}Th , ^7Be and ^{210}Pb) and depositional fluxes of ^7Be and ^{210}Pb in Tampa Bay, Florida. *Mar. Chem.* 104, 27–42.
doi:10.1016/j.marchem.2006.06.012
- Benitez-nelson, C.R., Buesseler, K.O., 1999. Phosphorous-32, phosphorous-37, beryllium-7 and lead-210: Atmospheric fluxes and utility in tracing stratosphere/troposphere exchange. *J. Geophys. Res.* 104, 11745 – 11754.
- Blake, W.H., Walling, D.E., He, Q., 1999. Fallout beryllium-7 as a tracer in soil erosion investigations. *Appl. Radiat. Isot.* 51, 599–605.
- Caillet, S., Arpagaus, P., Monna, F., Dominik, J., 2001. Factors controlling ^7Be and ^{210}Pb atmospheric deposition as revealed by sampling individual rain events in the region of Geneva, Switzerland. *J. Environ. Radioact.* 53, 241–256.
- Conaway, C.H., Storlazzi, C.D., Draut, A.E., Swarzenski, P.W., 2013. Short-term variability of ^7Be atmospheric deposition and watershed response in a Pacific coastal stream, Monterey Bay, California, USA. *J. Environ. Radioact.* 120, 94–103.
doi:10.1016/j.jenvrad.2013.02.004
- Doering, C., Akber, R., 2008. Beryllium-7 in near-surface air and deposition at Brisbane, Australia. *J. Environ. Radioact.* 99, 461–7. doi:10.1016/j.jenvrad.2007.08.017

- Du, J., Zhang, J., Wu, Y., 2008. Deposition patterns of atmospheric ^7Be and ^{210}Pb in coast of East China Sea, Shanghai, China. *Atmos. Environ.* 42, 5101–5109.
doi:10.1016/j.atmosenv.2008.02.007
- Dueñas, C., Fernandez, M.C., Carretero, J., Liger, E., Canete, C., 2002. Atmospheric deposition of ^7Be at a coastal Mediterranean station. *J. Geophys. Res.* 106, 34065 – 34065.
- Feely, H.W., Larsen, R.J., Sanderson, C.G., 1989. Factors that cause seasonal variations in Beryllium-7 concentrations in surface air. *J. Environ. Radioact.* 9, 223–249.
doi:10.1016/0265-931X(89)90046-5
- González-Gómez, C., Azahra, M., López-Peñalver, J.J., Camacho-García, a, El Bardouni, T., Boukhal, H., 2006. Seasonal variability in ^7Be depositional fluxes at Granada, Spain. *Appl. Radiat. Isot.* 64, 228–34. doi:10.1016/j.apradiso.2005.05.049
- Gourdin, E., Evrard, O., Huon, S., Reyss, J.-L., Ribolzi, O., Bariac, T., Sengtaheuanghoung, O., Ayrault, S., 2014. Spatial and temporal variability of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition during four successive monsoon storms in a catchment of northern Laos. *J. Environ. Radioact.* 136, 195–205.
doi:10.1016/j.jenvrad.2014.06.008
- Hirose, K., Honda, T., Yagishita, S., Igarashi, Y., Aoyama, M., 2004. Deposition behaviors of ^{210}Pb , ^7Be and thorium isotopes observed in Tsukuba and Nagasaki, Japan. *Atmos. Environ.* 38, 6601–6608. doi:10.1016/j.atmosenv.2004.08.012
- Igarashi, Y., Hirose, K., Otsuji-hatori, M., 1998. Beryllium-7 deposition and its relation to sulfate deposition. *J. Atmos. Chem.* 29, 217–231.
- Ioannidou, a, Papastefanou, C., 2006. Precipitation scavenging of ^7Be and ^{137}Cs radionuclides in air. *J. Environ. Radioact.* 85, 121–36.
doi:10.1016/j.jenvrad.2005.06.005
- Ishikawa, Y., Murakami, H., Sekine, T., Yoshihara, K., 1995. Precipitation scavenging studies of radionuclides in air using cosmogenic ^7Be . *J. Environ. Radioact.* 26, 19–36. doi:10.1016/0265-931X(95)91630-M

- Jweda, J., Baskaran, M., van Hees, E., Schweitzer, L., 2008. Short-lived radionuclides (^7Be and ^{210}Pb) as tracers of particle dynamics in a river system in southeast Michigan. *Limnol. Ocean.* 53, 1934–1944.
- Kim, G., Hussain, N., Scudlark, J.R., Church, T.M., 2000. Factors Influencing the Atmospheric Depositional Fluxes of Stable Pb, ^{210}Pb , and ^7Be into Chesapeake Bay. *Juurnal Atmos. Chem.* 36, 65–79.
- Krmar, M., Radnović, D., Rakic, S., Matavuly, M., 2007. Possible use of terrestrial mosses in detection of atmospheric deposition of ^7Be over large areas. *J. Environ. Radioact.* 95, 53–61. doi:10.1016/j.jenvrad.2007.01.011
- Krmar, M., Wattanavatee, K., Radnović, D., Slivka, J., Bhongsuwan, T., Frontasyeva, M. V, Pavlov, S.S., 2013. Airborne radionuclides in mosses collected at different latitudes. *J. Environ. Radioact.* 117, 45–8. doi:10.1016/j.jenvrad.2011.08.009
- Lecroart, P., Schmidt, S., Jouanneau, J., Weber, O., 2005. Be-7 and Th-234 as tracers of sediment mixing on seasonal time scale at the water-sediment interface of the Thau Lagoon. *Radioprot. Suppl.* 40, 661–667. doi:10.1051/radiopro
- Leppänen, a.-P., Pacini, a. a., Usoskin, I.G., Aldahan, a., Echer, E., Evangelista, H., Klemola, S., Kovaltsov, G. a., Mursula, K., Possnert, G., 2010. Cosmogenic ^7Be in air: A complex mixture of production and transport. *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.* 72, 1036–1043. doi:10.1016/j.jastp.2010.06.006
- McNeary, D., Baskaran, M., 2003. Depositional characteristics of ^7Be and ^{210}Pb in southeastern Michigan. *J. Geophys. Res.* 108, 4210. doi:10.1029/2002JD003021
- Narazaki, Y., Fujitaka, K., Igarashi, S., Ishikawa, Y., Fujinami, N., 2003. Seasonal variation of ^7Be deposition in Japan. *J. Radioanal. and Nuclear Chem.* 256, 489–496.
- NOAA. 2016. Magnetic Field Calculators. Available on <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/?model=igrf#igrfwmm>
- Papastefanou, C., Ioannidou, A., 1995. Aerodynamic size association of ^7Be in ambient aerosols. *J. Environ. Radioact.* 26, 273–282. doi:10.1016/0265-931X(94)00011-K
- Pham, M.K., Povinec, P.P., Nies, H., Betti, M., 2013. Dry and wet deposition of ^7Be , ^{210}Pb and ^{137}Cs in Monaco air during 1998-2010: seasonal variations of deposition fluxes. *J. Environ. Radioact.* 120, 45–57. doi:10.1016/j.jenvrad.2012.12.007

- Piñero García, F., Ferro García, M. a., Azahra, M., 2012. ^7Be behaviour in the atmosphere of the city of Granada January 2005 to December 2009. *Atmos. Environ.* 47, 84–91. doi:10.1016/j.atmosenv.2011.11.034
- Renfro, A.A., Cochran, J.K., Colle, B.A., 2013. Atmospheric fluxes of ^7Be and ^{210}Pb on monthly time-scales and during rainfall events at Stony Brook , New York (USA). *J. Environ. Radioact.* 116, 114–123. doi:10.1016/j.jenvrad.2012.09.007
- Sakurai, H., Shouji, Y., Osaki, M., Aoki, T., Gandou, T., Kato, W., Takahashi, Y., Gunji, S., Tokanai, F., 2005. Relationship between daily variation of cosmogenic nuclide Be-7 concentration in atmosphere and solar activities. *Adv. Sp. Res.* 36, 2492–2496. doi:10.1016/j.asr.2003.08.083
- Schuller, P., Iroumé, A., Walling, D.E., Mancilla, H.B., Castillo, A., Trumper, R.E., 2006. Use of beryllium-7 to document soil redistribution following forest harvest operations. *J. Environ. Qual.* 35, 1756–1763. doi:10.2134/jeq2005.0410
- Sepulveda, A., Schuller, P., Walling, D.E., Castillo, A., 2008. Use of ^7Be to document soil erosion associated with a short period of extreme rainfall. *J. Environ. Radioact.* 99, 35–49. doi:10.1016/j.jenvrad.2007.06.010
- Shi, Z., Wen, A., Yan, D., Zhang, X., Ju, L., 2011. Temporal variation of ^7Be fallout and its inventory in purple soil in the Three Gorges Reservoir region, China. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 288, 671–676. doi:10.1007/s10967-010-0934-5
- Su, C.-C., 2003. Factors controlling atmospheric fluxes of ^7Be and ^{210}Pb in northern Taiwan. *Geophys. Res. Lett.* 30, 2018. doi:10.1029/2003GL018221
- Sugihara, S., Osaki, S., Baba, T., Tagawa, Y., Maeda, Y., Inokura, Y., 1999. Distribution and mean residence time of natural radionuclides in the forest ecosystem. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 239, 549–554. doi:10.1007/BF02349067
- Taylor, a., Blake, W.H., Smith, H.G., Mabit, L., Keith-Roach, M.J., 2013. Assumptions and challenges in the use of fallout beryllium-7 as a soil and sediment tracer in river basins. *Earth-Science Rev.* 126, 85–95. doi:10.1016/j.earscirev.2013.08.002
- Tositti, L., Brattich, E., Cinelli, G., Baldacci, D., 2014. 12 years of ^7Be and ^{210}Pb in Mt. Cimone, and their correlation with meteorological parameters. *Atmos. Environ.* 87, 108–122. doi:10.1016/j.atmosenv.2014.01.014

- Usoskin, I.G., Kovaltsov, G. a., 2008a. Production of cosmogenic ^7Be isotope in the atmosphere: Full 3-D modeling. *J. Geophys. Res.* 113, D12107. doi:10.1029/2007JD009725
- Usoskin, I.G., Kovaltsov, G. a., 2008b. Cosmic rays and climate of the Earth: possible connection. *Comptes Rendus Geosci.* 340, 441–450. doi:10.1016/j.crte.2007.11.001
- Yamamoto, M., Sakaguchi, A., Sasaki, K., Hirose, K., Igarashi, Y., Kim, C.K., 2006. Seasonal and spatial variation of atmospheric ^{210}Pb and ^7Be deposition: features of the Japan Sea side of Japan. *J. Environ. Radioact.* 86, 110–31. doi:10.1016/j.jenvrad.2005.08.001
- Yang, Y., Gai, N., Geng, C., Zhu, X., Li, Y., Xue, Y., Yu, H., Tan, K., 2013. East Asia monsoon ' s influence on seasonal changes of beryllium-7 and typical POPs in near-surface atmospheric aerosols in mid-latitude city. *Atmos. Environ.* 79, 802–810. doi:10.1016/j.atmosenv.2013.07.021
- Yi, Y., Zhou, P., Liu, G., 2007. Atmospheric deposition fluxes of ^7Be , ^{210}Pb and ^{210}Po at Xiamen , China. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 273, 157–162. doi:10.1007/s10967-007-0728-6
- Zhang, L., Yang, W., Chen, M., Wang, Z., Lin, P., Fang, Z., Qiu, Y., Zheng, M., 2016. Atmospheric Deposition of ^7Be in the Southeast of China: A Case Study in Xiamen. *Aerosol Air Qual. Res.* 16, 105–113. doi:10.4209/aaqr.2015.03.0182
- Zhu, J., Olsen, C.R., 2009. Beryllium-7 atmospheric deposition and sediment inventories in the Neponset River estuary, Massachusetts, USA. *J. Environ. Radioact.* 100, 192–197. doi:10.1016/j.jenvrad.2008.11.013

Sediment mixing derived from ^7Be and ^{210}Pb profiles: A case study from the outer Songkhla lagoon, southern Thailand

Santi Raksawong^a, Miodrag Krmar^b, Tripob Bhongsuwan^{a*}

^a Nuclear Physics Research Laboratory, Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University, Hat Yai, Songkhla, 90112, Thailand

^b Department of Physics, Faculty of Science, University of Novi Sad, Trg D. Obradovica 4, Novi Sad, 21000, Serbia

Abstract

1 Studying the particle exchange processes at the sediment-water interface provides new
2 insights into benthic processes in the Outer Songkhla lagoon. In this contribution, we present
3 the sediment mixing rates derived from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^7Be depth profiles in the lagoon sediment.
4 The long-term sediment mixing rates estimated from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ profiles range from 8.7 to 41.9
5 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$. In addition, these $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ profiles indicate sedimentation rates between 0.37 and 0.81
6 cm y^{-1} . The ^7Be activity profiles show the maximum penetration depth or the thickness of
7 particle mixing layer ranging from 0.5 cm to 2.0 cm. The sediment mixing rate estimates
8 from ^7Be range from 0.04 to 37.7 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$, at the central part of lagoon and in the discharge
9 area, respectively. The sediment mixing rates near shrimp farming areas were significantly
10 elevated. Moreover, the average mixing rates in the discharge and non-discharge areas were
11 significantly different. As a preliminary observation, the activities of shrimp farms influenced
12 the redistribution of sediment at the water-sediment interface, as did the discharge flows.

13 * Corresponding author. Tel: +66-0-7428-8761; fax: +66-0-7455-8849.

14 E-mail address: tripob.b@psu.ac.th (T. Bhongsuwan).

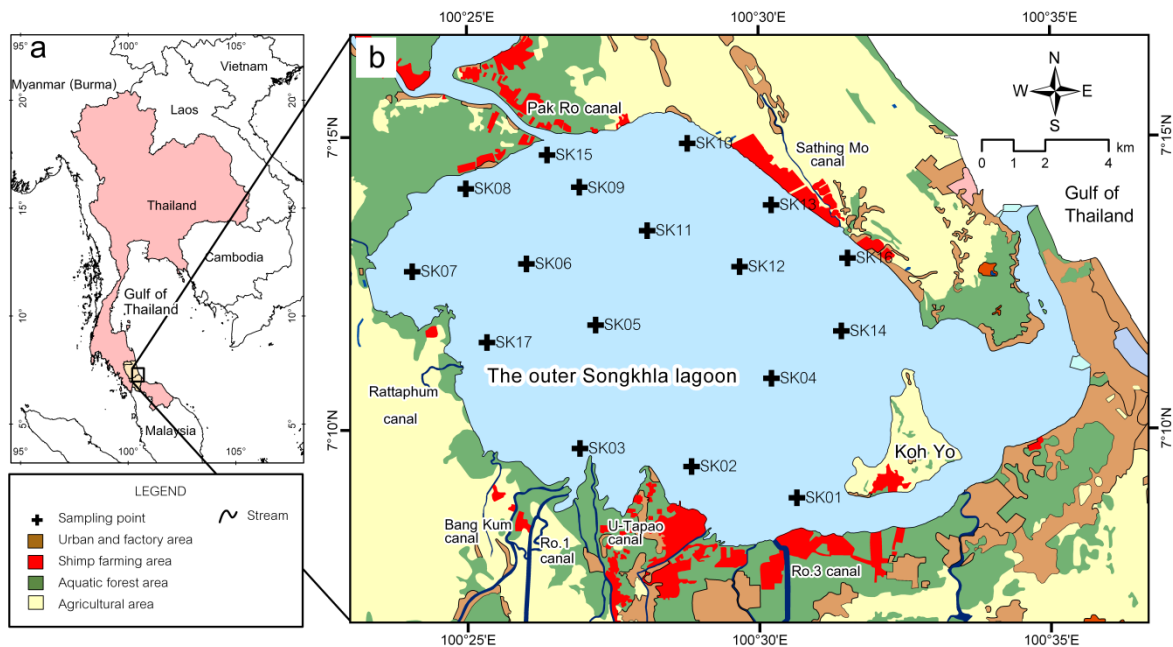
15 **Keywords:** Songkhla lagoon, diffusion model, sediment mixing rates, bioturbation, ^7Be ,
16 ^{210}Pb

17 1. Introduction

18 The Songkhla lagoon is the largest lagoon in South-East Asia, located in southern Thailand
19 on the east coast of the Malay Peninsula. It has three interconnected parts, namely the inner,
20 the middle and the outer part. The outer part, known as Thale Sap Songkhla, is the
21 southernmost part of the Songkhla lagoon. The outer Songkhla lagoon (**Fig. 1b**) is a shallow
22 coastal lagoon with an average depth of ca. 2.0 m (1.5 m) in the rainy (summer) season.
23 There is a narrow opening to the Gulf of Thailand allowing tides to propagate into the lagoon.

24 The aquatic environment in the outer Songkhla lagoon is, therefore, a combination of
25 seawater and freshwater, and the hydrodynamic complexity of this system is mainly
26 controlled by tides, runoffs, winds and waves. The Songkhla lagoon is an important
27 ecosystem with abundant fishery resources representing freshwater, brackish and marine
28 animals. It also serves as an important nursery ground for many economically important
29 species of fish, crab, and shrimp (Pornpinatepong et al., 2010). Moreover, aquatic animal
30 husbandry is practiced both in and around this lagoon. Fish (sea bass) farming was introduced
31 in 1971 and is localized in the outer Songkla lagoon around Koh Yo island. Culturing the
32 black tiger shrimp (*Penaeus monodon*) was introduced by the government in the early 1980s
33 to improve household incomes and to enhance employment opportunities of the local
34 population. Shrimp farming dramatically increased from 3,491 ha to 7,799 ha over the period
35 from 1982 to 2000 (Tanavud et al., 2001; Pornpinatepong et al., 2010). Since the Songkla
36 lagoon and its catchment are mostly within the Songkhla province, this provincial economy is
37 heavily influenced by the natural and aquacultural production of the lagoon. Since 2002, the
38 fishery production from wild and aquaculture populations has rapidly decreased, as seen in its
39 contributions to the gross provincial product (GPP) which were 14,902, 13,270, 8,001 and
40 6,533 million bath per year (at the current market prices) in 2002, 2005, 2009 and 2013,
41 respectively (NESDB, 2014). This despite the Department of Fisheries having restored
42 economic aquatic animals in this lagoon and implemented many techniques to prevent
43 diseases and to treat the shrimp in the farms. Shrimp farming has expanded to freshwater
44 areas replacing paddy fields, causing the soil to acquire high salinity level and low organic
45 content, while the wastewaters from shrimp farming are discharged into the lagoon (Tanavud
46 et al., 2001; Pornpinatepong et al., 2010). The Songkhla lagoon is impacted by a large
47 watershed area with agriculture mainly of rice, rubber trees, and oil palm trees, and also with
48 a large urban human population. The urban domestic wastewaters, fertilizers from
49 agriculture, and the high suspended sediment load from erosion in the watersheds enter the
50 lagoon through various canals and cause environmental degradation (e.g. Bhongsuwan and
51 Bhongsuwan, 2002; Chittrakarn et al., 1998; Gyawali et al., 2013; Ladachart et al., 2011;
52 Pornpinatepong et al., 2010; Pradit et al., 2013; Sirinawin et al., 1998; Sirinawin and
53 Sompongchaiyakul, 2005). Furthermore, the hydrodynamics in this lagoon is mainly driven
54 by winds and tidal responses. The wind-induced waves stir up the sediment easily and wind-
55 induced currents distribute the suspended sediments because of the shallowness and the soft
56 mud bottom. The water velocities are mostly low in the lagoon, but strong flows occur in the
57 canal connecting to the Gulf of Thailand, to north and south of Koh Yo island, and affected

58 by tidal changes (Ganasut et al., 2005; Pornpinatepong et al., 2006; Primo de Siqueira, 2011).
59 These processes influence the distributions of chemical species in the interfacial zone that can
60 deteriorate water quality and disturb the stratigraphic structure in the sediments (e.g.
61 Bradshaw et al., 2006; Crusius et al., 2004; Lecroart et al., 2010; Schmidt et al., 2007).



62
63 **Fig.1** Location map of the study area, and sampling points shown in magnification of the
64 study area.

65 These complications have been discussed in a large number of scientific studies aiming to
66 find and mitigate environmental impacts. Studying the particle exchange processes at the
67 sediment-water interface provides new insights into benthic processes. Therefore,
68 quantitative sediment mixing rates in terms of diffusion coefficient (D_b) and penetration
69 depth (L) are required for understanding the sedimentation processes and ecological activities
70 at the water-sediment interface in the lagoon. The D_b represents the mixing intensity in the
71 sediment column, and is estimated by fitting a diffusion model to depth profiles of tracers
72 (e.g. Krishnaswami et al., 1980; Lecroart et al., 2007a; Lecroart et al., 2007b; Lecroart et al.,
73 2010; Schmidt et al., 2007; Palinkas et al., 2005).

74 In this paper, we present an investigation of sediment mixing at the water-sediment interface
75 on the outer Songkhla lagoon. Results are reported on detailed depth profiles of both short-
76 and long-lived radionuclides, namely ^7Be and ^{210}Pb , in the bottom sediment cores. These
77 radionuclides are assessed as tracers indicating short- and long-term sediment mixing rates
78 (D_b). Moreover, this work shows impacts of shrimp farming and river discharge.

79 2. Methods

80 2.1 Sampling of the sediment cores

81 Totally 16 bottom sediment cores in the outer Songkhla lagoon were collected using a hand-
82 operated corer equipped with PVC core tubes (8.5 cm internal diameter, 30 cm length), on
83 December 25, 2013. Sediment core sampling locations in the lagoon are shown in **Fig. 1b**.
84 All the cores were kept vertical, transported to the laboratory, and then sliced at 0.5 cm
85 intervals in the depth direction, using the handheld extruder shown in **Fig. 2**. These
86 specimens were dried at 105 °C for 24 hours in an electric oven, ground in a ceramic mortar,
87 sieved to < 2 mm fraction, weighed, and stored in airtight sealed polyethylene bottles. The
88 particle sizes of sediments were determined by sieve analysis. The ^7Be activities were
89 measured by a gamma spectrometer with a HPGe detector (GC7020, Canberra Industries,
90 USA) in a low-background cylindrical shield (Model 747, Canberra, USA) and coupled to a
91 multichannel analyzer (DSA1000, Canberra, USA). The energy resolution was 0.88 keV
92 (FWHM) at 122 keV (^{57}Co), and 1.77 keV (FWHM) at 1332 keV (^{60}Co). The minimum
93 counting-time for each specimen was set at 40,000s. However, when a specimen had
94 analytical error exceeding 1σ , we increased the counting-time up to 100,000s to reduce the
95 analytical error to below 25% or 1σ . Gamma ray energy at 477.7 keV was analysed for ^7Be
96 determination. The IAEA TEL 2011-03 WWOPT soil-04 sample with certified radionuclide
97 activities was used to calculate the relative efficiency of ^7Be detection at 477.7 keV. The ^7Be
98 activities were corrected for decay from the sampling time on December 25, 2013. The
99 selected sediment samples were sent to a laboratory at the Faculty of Sciences, University of
100 Novi Sad, Serbia, to measure the total ^{210}Pb activity by such gamma spectrometry systems
101 that have good efficiency at the gamma energy 46.6 keV. The average ^{226}Ra activity, known
102 to support ^{210}Pb , was determined via gamma rays emitted by the daughter isotopes, ^{214}Pb at
103 energy levels 295 and 352 keV and ^{214}Bi at energy level 609 keV. All sediment samples were
104 stored for at least 4 weeks in sealed polyethylene bottles to allow radioactive equilibration of
105 ^{226}Ra with its daughter isotopes. The excess or unsupported ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) activity was then
106 calculated as the difference between total and supported ^{210}Pb .



107

108 **Fig. 2** Photographs showing (a) scenery of the study lagoon during sediment core sampling,
109 and (b) slicing of an 0.5 cm thick layer from extruded sediment core, using a metal blade in
110 the laboratory.

111 **2.2 Radionuclide Tracers and Diffusion Model Equation**

112 Naturally occurring radionuclides, such as ^{210}Pb and ^7Be that are good radionuclide tracers, are
113 widely used to determine the mixing rates in estuarine, marine and lake sediments, in
114 combination with a vertical diffusion model based on analogous eddy diffusion (e.g.
115 [Krishnaswami et al., 1980](#); [Lecroart et al., 2007](#); [Schmidt et al., 2007](#); [Palinkas et al., 2005](#)).
116 The mixing rates are estimated by identifying a steady-state vertical diffusion model from the
117 depth profiles of these radionuclides adsorbed in the fine sediments.

118 The naturally occurring radionuclide ^{210}Pb originates from the ^{238}U decay series, and has a
119 half-life of 22.3 years. There are two components contributing to ^{210}Pb in aquatic sediments.
120 First, supported ^{210}Pb is produced by the *in situ* decay of the parent radionuclides in the soil
121 or sediment. Its activity is in equilibrium with its long-lived parent ^{226}Ra . The second
122 component is contributed by natural fallout, and this is called ‘unsupported’ or ‘excess’ ^{210}Pb .
123 This component is produced by the decay of the gaseous radionuclide radon-222 (^{222}Rn) in
124 the atmosphere, which in turn is released by the ^{238}U decay series in rocks and soils. The
125 ^{210}Pb is easily attached to airborne particulates and removed from the atmosphere by both wet
126 and dry deposition onto catchment surfaces and into water bodies (lake, lagoon, estuary and
127 ocean). The ^{210}Pb falling onto catchment surfaces will be eroded and transported to the water
128 bodies through waterways, and the ^{210}Pb falling directly into the water bodies is readily
129 adsorbed by suspended particulate matter in the water column, and may be deposited to the

130 bottom sediments (e.g. Appleby, 2001; Krishnaswamy et al., 1971; Sommerfield et al., 1999;
131 Schmidt et al., 2007).

132 The ^7Be , with a half-life of 53 days, is naturally produced by the spallation reactions of the
133 cosmic particle rays (protons and neutrons) with the nuclei of light elements (carbon, oxygen
134 and nitrogen), in stratosphere and troposphere (e.g. Papastefanou and Ioannidou, 1995). The
135 produced cosmogenic ^7Be atoms are readily attached to airborne particulates and migrate to
136 the ground level by precipitation and dry deposition (e.g. Feely et al., 1989; Papastefanou and
137 Ioannidou, 1995; Schuller et al., 2010; Zhu and Olsen., 2009). Therefore, the ^7Be in a lake or
138 a lagoon comprises two components. First, what is directly deposited from the atmosphere
139 into the water column and the lagoon bottom, and second, what is transported from the
140 watershed by streams and overland flow (e.g. Appleby, 2001; Jweda et al., 2008; Matsunaga
141 et al., 1995; Walling, 2004).

142 These radionuclides have been used in prior studies to examine particle dynamics, sediment
143 deposition/erosion, and sediment mixing by biological and physical activities (e.g. Feng et
144 al., 1999; Palinkas et al., 2005; Schmidt et al., 2014; Zhu and Olsen., 2009). To understand
145 the sediment mixing in a water body, one-dimensional eddy diffusion is the most widely used
146 model of the vertical mixing rates at the water-sediment interface, and is shown in **Eq. (1)**
147 (e.g. Aller and DeMaster, 1984; DeMaster et al., 1985; Krishnaswami et al., 1980; Lecroart et
148 al., 2007a; Lecroart et al., 2007b; Lecroart et al., 2010; Meysman et al., 2003; Osaki et al.,
149 1997; Pope et al., 1996; Reed et al., 2006; Schmidt et al., 2007; Smith and Schafer, 1999;
150 Wheatcroft, 2006).

$$151 \quad \frac{\partial A}{\partial t} = D_b \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} - S \frac{\partial A}{\partial z} - \lambda A \quad (1)$$

152 where A refers to the activity (Bq cm^{-3}) of the selected radionuclide tracer in the sediment, at
153 depth z corrected for sediment compaction. A is calculated by multiplying the *in situ* wet
154 density of the sediment (mass of dry solids per unit volume of wet sediment, ρ in kg cm^{-3})
155 and activity concentration of radionuclide tracer at depth z in the sediment (C , in Bq kg^{-1}). D_b
156 is the particle mixing coefficient ($\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$), S is the sediment accumulation rate (cm y^{-1}), and λ
157 is the radioactive decay constant (y^{-1}).

158 The assumptions made on using **Eq. (1)** to estimate D_b from the radionuclide tracer profiles
159 include: i) the diffusion process is assumed to occur at constant intensity within a surface

160 mixed layer under steady state ($\partial A / \partial t = 0$), and ii) the activity of radionuclide tracer is equal
161 to $A(0)$ at the sediment-water interface and approaches 0 as the depth approaches infinity (e.g.
162 [Aller and DeMaster, 1984](#); [Appleby, 2001](#); [DeMaster et al., 1985](#); [Krishnaswami et al., 1980](#);
163 [Lecroart et al., 2010](#); [Pope et al., 1996](#); [Schmidt et al., 2007](#)). The steady-state solution with
164 these assumptions is

$$165 \quad A(z) = A(0) \exp\left(\frac{S - \sqrt{S^2 + 4\lambda D_b}}{2D_b} z\right) \quad (2)$$

166 Now the observed depth profiles can be fit with this model by using least squares regression,
167 to identify the mixing coefficient (D_b) when the sedimentation rate is known.

168 **2.3 Estimating the sediment accumulation rate from ^{210}Pb observations**

169 The excess or unsupported ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) profile and the radioactive decay law can be
170 applied to establish sediment accumulation rates (e.g. [Bonotto and Garcia-Tenorio, 2014](#);
171 [Simsek and Cagatay, 2014](#)). The simplest model, the Constant Initial Concentration (CIC)
172 model, is also known as the constant specific activity model. An increased flux of sediment
173 particles from the water column will proportionally increase the transfer of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ from the
174 water to the sediment. In addition, the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity profile is exponentially decreasing with
175 depth the z (cm), as observed in equation (3).

$$176 \quad C(z) = C(0) \exp\left(-z \frac{\lambda}{S}\right) \quad (3)$$

177 where $C(z)$ and $C(0)$ are the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity at depth z and at the top layer, respectively. The
178 mean sedimentation rate S (cm y^{-1}) can be determined from the slope of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity vs.
179 depth, estimated from a least-squares fit (e.g. [Bonotto and Garcia-Tenorio, 2014](#); [Simsek and](#)
180 [Cagatay, 2014](#)).

181 **3. Results**

182 **3.1 Sediment characteristics**

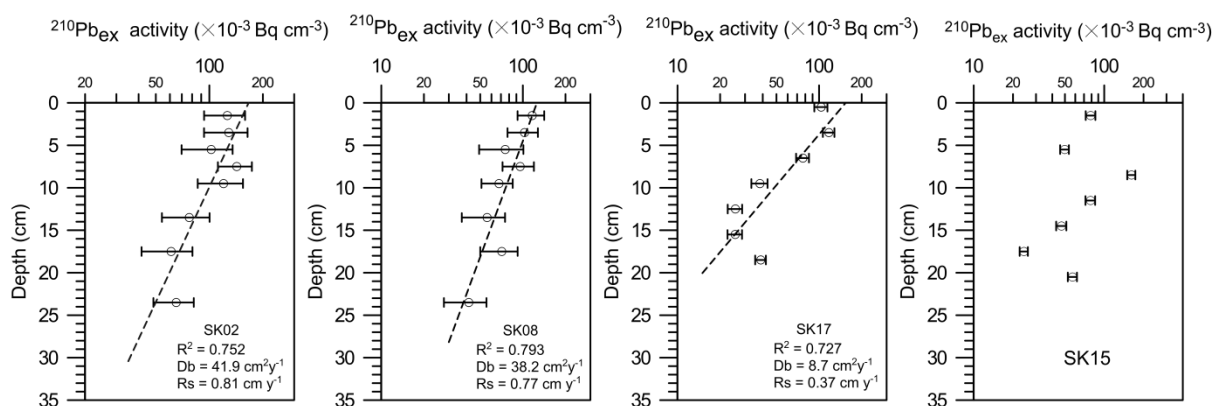
183 Grain-size data at the sediment surface ($0 - 1.5$ cm) revealed that the outer Songkhla lagoon
184 sediments are composed of mostly fine to very fine sand with some sandy sediments found

185 near the canal mouth. The clay content in cores increases with distance from the river or
 186 canal mouth. For instance, the clay content at site SK03 located adjacent the Ro.1 canal
 187 mouth is low (34.9%), and comparatively much higher at the site SK05 located far from the
 188 Ro.1 canal mouth (71.1%) or at the site SK04 far from the Ro.3 canal mouth (65.4%). This
 189 effect is caused by the high water flow rate at the mouth, which decreases with distance from
 190 the mouth. Two sites near the canal mouth (SK03 and SK13) have sandy sediments with low
 191 clay content, instead they have high medium to fine sand contents as shown in **Table 1**.

192 3.2 ²¹⁰Pb profiles

193 The ²¹⁰Pb_{ex} depth profiles in the outer Songkhla lagoon are shown in **Fig.3**. The ²¹⁰Pb_{ex}
 194 profiles at sites SK02, SK08 and SK17 were well fit by linear regression of the logarithm of
 195 ²¹⁰Pb_{ex} activity (Bq cm⁻³) to the depth (cm), corroborating use of the vertical diffusion model
 196 described in **Section 2.2**. The ²¹⁰Pb_{ex} profile at site SK15 was not well fit by the vertical
 197 diffusion model. The sediment mixing rates, *D_b*, estimated from **Eq. (2)**, are 41.9, 38.2 and
 198 8.7 cm y⁻¹ at the sites SK02, SK08 and SK17, respectively. Moreover, the ²¹⁰Pb_{ex} profiles can
 199 be used to establish sediment accumulation rates. The simplest Constant Initial Concentration
 200 (CIC) model was applied to the ²¹⁰Pb_{ex} profiles and the sedimentation rates estimates are
 201 0.81, 0.77 and 0.37 cm y⁻¹ at the sites SK02, SK08 and SK17, respectively. The previously
 202 reported 0.57 cm y⁻¹ sedimentation rate near the site SK08 was obtained by **Chittrakarn et al.**
 203 (1998) using the ¹³⁷Cs method. Moreover, the total sediment discharged into the outer
 204 Songkhla lagoon system in 2002 was estimated by the Universal Soil Loss Equation (USLE)
 205 model in GIS environment to be 6.89 × 10⁹ kg, or on an average 8.14 × 10⁵ kg km⁻² across
 206 the basin. The prior 0.44 cm y⁻¹ sedimentation rate estimate (Tanavud et al., 2006) is lower
 207 than our rates at SK02 and SK08, but a little higher than our rate at SK17.

208



209

210 **Fig. 3** $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity profiles from the Outer Songkhla lagoon. The straight line fits shown
 211 are used with **Eq. (2)** to estimate mixing coefficients.

212 3.3 ^7Be profiles

213 The depth profiles of ^7Be activity [Bq cm^{-3}] in each sediment core are presented in **Table 1**
 214 and **Fig. 4**. The maximum penetration depth at which ^7Be activity (or the thickness of mixed
 215 layer) was measurable in the cores ranged from 0.5 cm (sites SK06, SK14 and SK16) to 2.0
 216 cm (sites SK02 and SK15). This result is comparable to that reported from a lake studied in
 217 western Yunnan and central Guizhou (Bai et al., 2002). In their study ^7Be was mainly
 218 distributed within a 2 cm top layer on the lake bottom. The maximum ^7Be depth penetration
 219 in another fresh water lake was between 1 cm and 3 cm (Krishnaswami et al., 1980).
 220 However, some studies have reported measurable ^7Be activities in sediment samples at depths
 221 up to 10 cm in river estuaries (Zhu and Olsen, 2009) and at 8 cm in a lagoon near shellfish
 222 farms in the summer (Schmidt et al., 2007). These prior studies of several areas show several
 223 penetration depths depending on the environment, on the atmospheric depositional flux of
 224 radionuclides, and on anthropogenic and biological activities (Palinkas et al., 2005; Zhu and
 225 Olsen, 2009). In the topmost sediment layer at 0 - 0.5 cm depth in the current study, the
 226 minimum and maximum activities of ^7Be were 10 ± 4 and 78 ± 10 mBq m^{-3} , found at sites
 227 SK03 and SK09. The fourteen ^7Be activity profiles in **Fig. 4** show decreasing activity with
 228 depth, and are well fit by linear regression of logarithmic activity to depth (cm). The
 229 sediment mixing coefficients estimated from the vertical diffusion model described in
 230 **Section 2.2** as **Eq. (2)**, and using the sedimentation rate estimates from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, range from
 231 $0.04 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$ at site SK06 to $37.7 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$ at site SK01, as shown in **Table 1**. However, the
 232 profiles from sites SK12, SK14 and SK16 are not well fit by linear regression of logarithmic
 233 activity to depth.

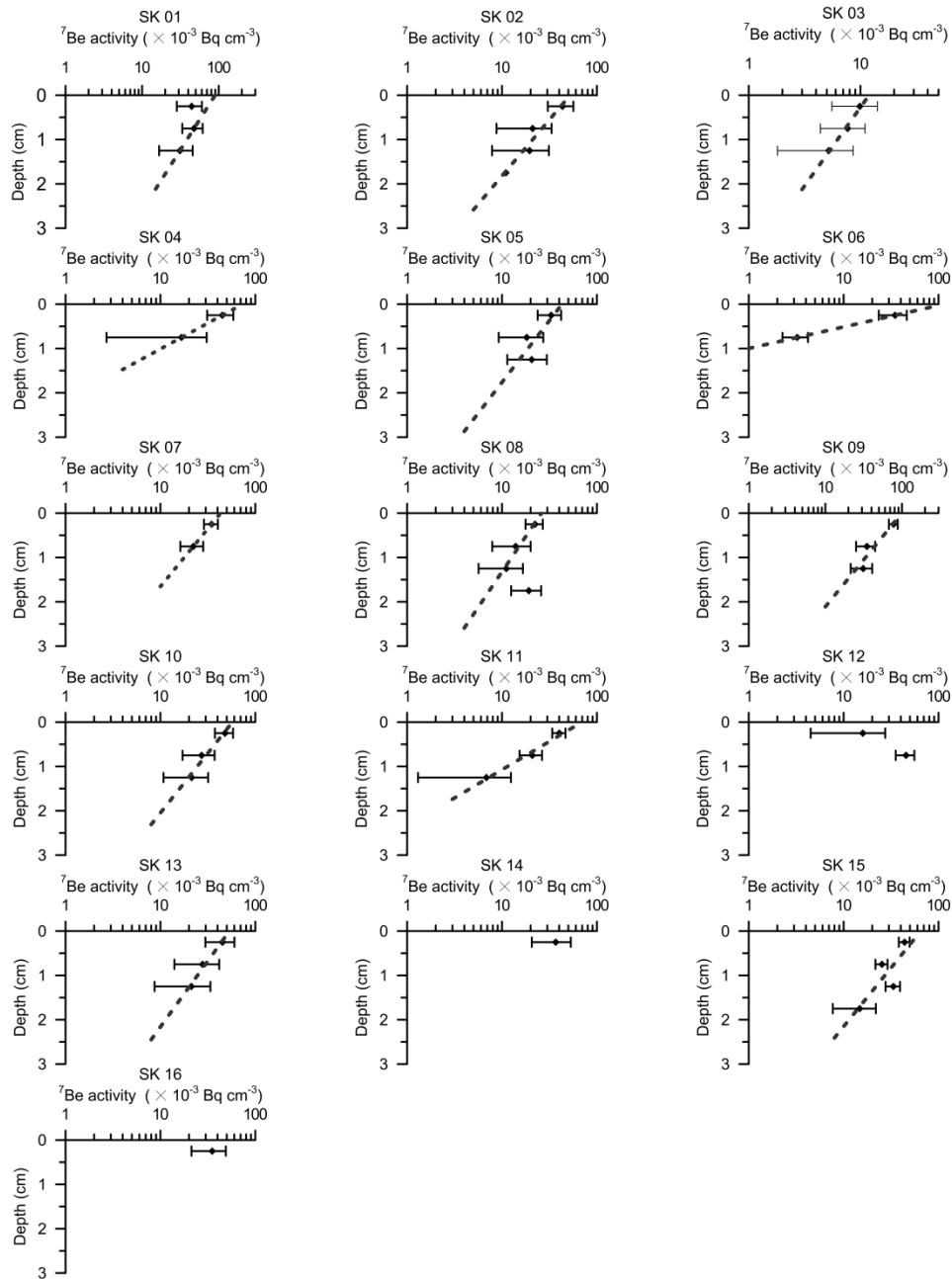
234 **Table 1.** The ^7Be activity, ^7Be inventory, clay-normalized ^7Be activity, ^7Be mixing
 235 coefficient, and constituent fractions in the sediment cores.

Cores	^7Be activity (mBq cm^{-3})				^7Be inventory ^a (Bq m^{-2})	Clay-normalized ^7Be (Bq kg^{-1})	$^7\text{Be}-D_b$ Eq.(2) ($\text{cm}^2 \text{ y}^{-1}$)	Locations	Percentage of classified sediment	
	Depth (cm)								medium to fine sand (0.1 - 0.3 mm) ^b	very fine sand to silt and clay ($< 0.1 \text{ mm}$) ^b
	0.0 - 0.5	0.5 - 1.0	1.0 - 1.5	1.5 - 2.0						
SK01	44 ± 16	48 ± 14	31 ± 14		615 ± 135	81.9	37.7	DC NSH	41.1	58.9
SK02	43 ± 13	21 ± 12	20 ± 12	11 ± 12	420 ± 141	90.1	6.6	DC NSH	42.1	57.9
SK03	10 ± 4	8 ± 3	5 ± 3		114 ± 34	16.6	11.4	DC FSH	65.1	34.9
SK04	45 ± 14	17 ± 14			308 ± 137	66.4	1.2	NDC FSH	34.6	65.4
SK05	33 ± 9	18 ± 9	20 ± 9		358 ± 86	84.8	3.3	NDC FSH	28.9	71.1

SK06	35 ± 11	3 ± 1			174 ± 57	91.6	0.04	NDC	FSH	16.9	83.1
SK07	35 ± 6	22 ± 6			284 ± 30	45.4	6.0	DC	FSH	18.5	81.5
SK08	22 ± 5	14 ± 6	11 ± 5	19 ± 7	237 ± 76	30.6	9.7	DC	NSH	29.3	70.7
SK09	78 ± 10	35 ± 10	31 ± 10		718 ± 105	130.2	5.7	DC	NSH	34.9	65.1
SK10	48 ± 10	27 ± 10	21 ± 11		482 ± 105	127.5	7.1	DC	NSH	25.8	74.2
SK11	40 ± 6	21 ± 6	7 ± 6		340 ± 98	123.1	1.5	NDC	FSH	49.2	50.8
SK13	45 ± 15	28 ± 14	21 ± 12		470 ± 132	61.7	8.2	NDC	NSH	66.3	33.7
SK15	44 ± 6	25 ± 4	33 ± 6	15 ± 7	587 ± 51	223.7	13.1	DC	NSH	48.4	51.6
SK12	16 ± 11	46 ± 10			307 ± 116	25.4	NA	NDC	FSH	46.2	53.8
SK14	37 ± 16				184 ± 81	30.9	NA	NDC	FSH	24.9	75.1
SK16	35 ± 14				175 ± 69	28.8	NA	DC	NSH	28.8	71.2

^a The sediment inventories of ⁷Be which were calculated by [Raksawong et al.\(2016\)](#)

^b Particle size of sediment classified by sieve analysis



237

238 **Fig. 4** ^7Be activity profiles from the Outer Songkhla lagoon. The linear fits according to [Eq.](#)
 239 [\(2\)](#) were used to estimate mixing rates.

240

241 **4. Discussion**

242 Generally, the diffusion model ([Eq.1](#)) can explain sediment mixing caused by ecological
 243 processes, called bioturbation rates, at the water-sediment interfaces in estuarine, continental
 244 shelves, and deep-sea floor zones (e.g. [Aller and DeMaster, 1984](#); [Crusius et al., 2004](#); [Feng](#)
 245 [et al., 1999](#); [Lecroart et al., 2007](#); [Osaki et al., 1997](#)). There is less information on use of this

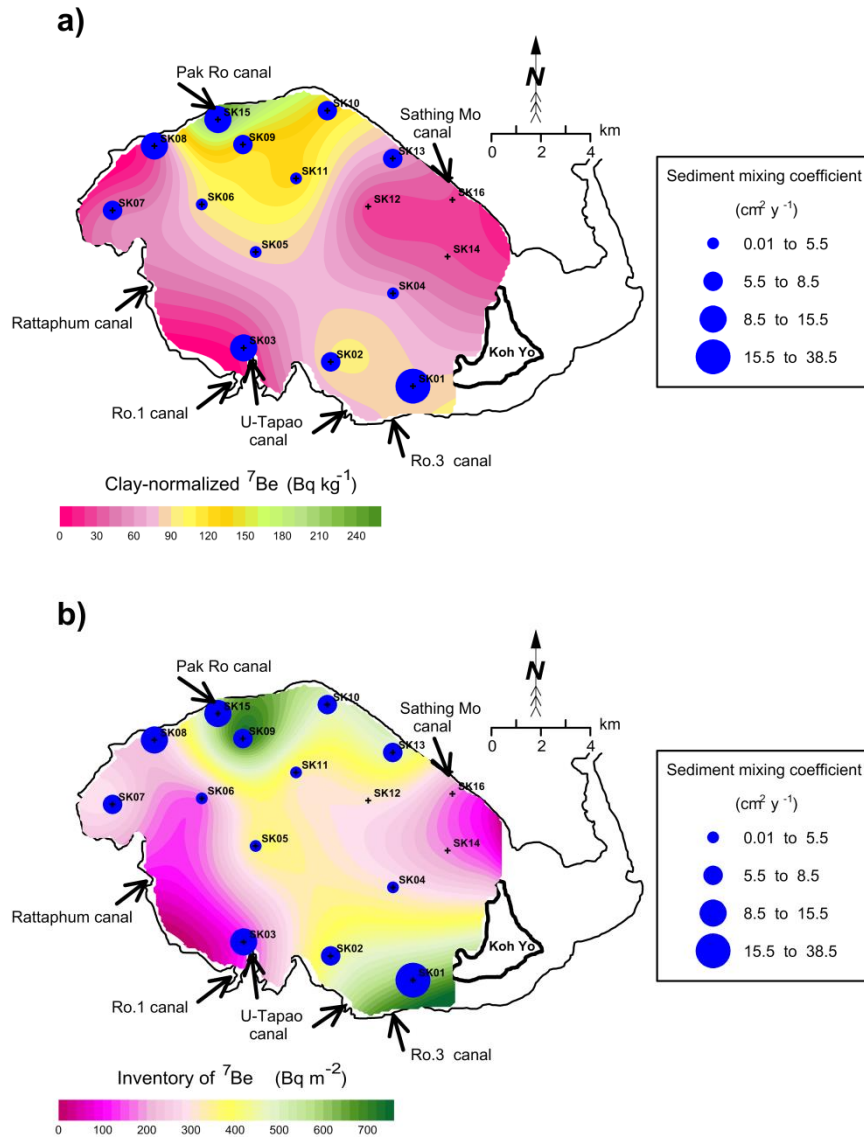
246 model to approximate the sediment reworking processes in tropical monsoonal environments.
247 The current results are an attempt to quantify the sediment reworking in the outer Songkhla
248 lagoon by this particular approach.

249 The mixing depths obtained from the penetration depths of ^7Be activity are high at the sites
250 SK01, SK02, SK05, SK09, SK13 and SK15 (**Fig. 4**), and the sediment mixing coefficients
251 are high at the sites SK01, SK03, SK08 and SK15 (**Table 1**), likely indicating a high vertical
252 and spatial heterogeneity at the sediment-water interfaces of these sites. This is probably
253 because high sediment mixing depth and rate are caused by bioturbation.

254 The sediment mixing coefficients by sediment type are plotted on the shaded color maps of
255 the clay-normalized ^7Be activities (**Fig. 5a**), which removes any effects related to the particle
256 size on the vertical activity and on the sediment inventory of ^7Be (**Fig. 5b**). The contour maps
257 of the clay-normalized ^7Be activity (**Fig. 5a**) and sediment inventory of ^7Be (**Fig. 5b**) indicate
258 the same two high activity zones, adjacent to the Pak Ro and Ro.3 canal mouths. These two
259 zones probably indicate both high recent sediment deposition rate and high bioturbation,
260 because the clay-normalized ^7Be activities affect via two pathways: 1) rapid transport and
261 deposition during floods resulting in low activities, and 2) slow transport and deposition such
262 that bioturbation rates exceed the burial rates resulting in high activities (e.g. Addington et
263 al., 2007; Kniskern et al., 2010; Sommerfield et al., 1999). In the same way, the ^7Be
264 inventories in the sediment are indicative of both the sediment deposition/erosion (e.g. Aller
265 and DeMaster, 1984; Crusius et al., 2004; Fitzgerald et al., 2001; Krishnaswami et al., 1980;
266 Neubauer et al., 2002; Palinkas et al., 2005; Sommerfield et al., 1999) and of the bioturbation
267 (Osaki et al., 1997; Aller and DeMaster, 1984). Moreover, there is a high content of particle-
268 reactive radionuclides in the sediment column, also indicating high sedimentation rate and
269 strong bioturbation in these zones (Palinkas et al., 2005; Schmidt et al., 2007). The high
270 sediment mixing coefficients ($8.5 - 37.7 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$) estimate for the sites SK01, SK02, SK08,
271 SK09, SK10 and SK15, using the sedimentation rates calculated from ^{210}Pb profiles, confirm
272 strong bioturbation at the Pak Ro and Ro.3 canal mouths.

273 High sediment mixing coefficients are observed near the shoreline of the lagoon and by the
274 canal mouths, as demonstrated by the sites SK01, SK03, SK08, SK09, SK10 and SK15,
275 whereas low mixing coefficients ($0.04 - 5.5 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$) prevail in the central lagoon area (sites
276 SK04, SK05, SK06, and SK11). This indicates that bioturbation processes are strong near the
277 shoreline of the lagoon and mouths of canals but weaker in the central lagoon area.

278 Based on the above discussion, rapid sediment mixing combined with slow sedimentation
279 occurs near the mouth of Pak Ro canal zone (SK15) and near the mouth of Ro.3 canal
280 (SK01). This is suggested by the mixing coefficients (13.1 and 37.7 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$ for sites SK15
281 and SK01, respectively) and the clay-normalized ^7Be activities that are high (223.7 and 81.9
282 Bq kg^{-1} for sites SK15 and SK01, respectively); however, both these zones had high sediment
283 inventories of ^7Be . At the mouth of Ro.1 canal zone (SK03), both rapid sediment mixing and
284 sedimentation are observed, since the sediment mixing coefficients are high (11.4 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$),
285 and the clay-normalized ^7Be activity (16.6 Bq kg^{-1}) and sediment inventory of ^7Be (114 Bq
286 m^{-2}) are low. The sediment mixing in this zone was probably affected by the high flow rates
287 and turbulence. High sedimentation rate and less sediment mixing are observed at the site
288 SK07 from the low clay-normalized ^7Be activity and low mixing coefficient (6.0 $\text{cm}^2 \text{y}^{-1}$). We
289 could not estimate the sediment mixing coefficients at north tip of Koh Yo island (sites SK12,
290 SK14 and SK16), while low clay-normalized ^7Be activity and low sediment inventort of ^7Be
291 were found in this area. These are caused by the large water flows with tidal currents that
292 invade from the Gulf of Thailand (Raksawong et al., 2016; Pornpinatepong et al., 2006).



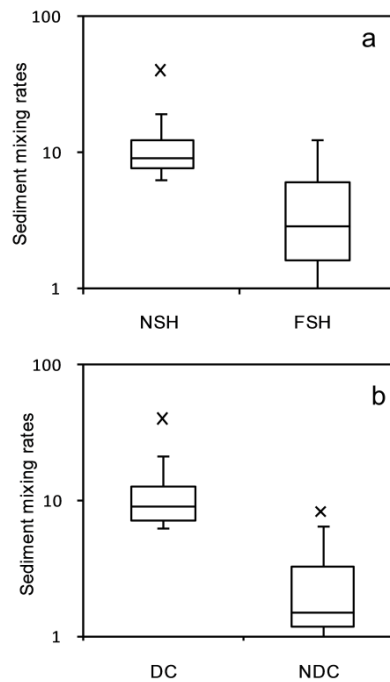
293

294

295 **Fig. 5** Shaded color maps of **a)** clay-normalized ${}^7\text{Be}$ activity, and **b)** the inventory of ${}^7\text{Be}$
 296 activity, including the sediment mixing coefficients in the outer Songkhla lagoon.

297 To assess the effects of bioturbation, we partitioned the sampled sediment cores to those from
 298 near shrimp farming (NSH) within 2.5 km from shrimp farms, and those far from shrimp
 299 farming (FSH), as well as discharge (DC) and non-discharge (NDC) groups (**Table 1**). The
 300 average sediment mixing rates by group were compared using the *Wilcoxon signed-rank test*,
 301 which is a non-parametric statistical hypothesis test for non-normal distributions. The
 302 sediment cores of NSH and FSH areas had average sediment mixing coefficients $13.6 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$
 303 and $4.4 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$, respectively, (**Fig. 6a**) that are significantly different at $p < 0.05$. Therefore,
 304 the sediment mixing rates of NSH cases are higher than those of FSH cases. The excess feed
 305 and other effluents from shrimp farms are drained into the lagoon, where the benthic animals

306 consume them. This current study indicates that high benthic activity in the NSH cases can
307 greatly influence sediment mixing and sedimentation in the outer Songkhla lagoon.



308 **Fig. 6** Box plots of ^7Be activity grouped by **a)** near shrimp farming (NSH) and far from
309 shrimp farming (FSH), and **b)** discharge (DC) and non-discharge (NDC) cases.
310

311 A comparison of the results between the discharge and the non-discharge areas shows that
312 their average sediment mixing rates were $13.1 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$ and $2.8 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$, respectively, as shown
313 in **Fig. 6b**, this difference being significant at $p < 0.05$. This clearly indicates that discharge
314 affects sediment mixing. In particular fine-sediments, fertilizers from agriculture, and a high
315 load of suspended sediments from erosion are carried along by the runoff and flood waters
316 from watersheds.

317 Particularly, the results for core SK01 show the highest $37.7 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$ sediment mixing rate
318 (estimated from ^7Be) and 1.5 cm mixing depth. At site SK2, the sediment mixing rates
319 estimated from ^{210}Pb and ^7Be are 41.9 and $7.4 \text{ cm}^2 \text{ y}^{-1}$, respectively. The different D_b values
320 with estimated by long- and short-lived radionuclides for the same sites in coastal or estuarine
321 environments was influenced from transient physical remobilization of the sediment-water
322 interface by currents or intense sedimentation events (Lecroart et al., 2010). Thus, these two
323 sites are must differ either in the physical or in the biological processes. Both are located near
324 the mouth of Ro.3 canal, with potential discharges and with fine sediments carried by runoff
325 and flood waters from U-Tapao subcatchment. There are shrimp farms near the shoreline, and

326 nutrient emissions enter the lagoon with drainage through the Ro-3. Hence, this zone
327 possesses high benthic activity associated with high level of sediment reworking.

328 However, none of the ^7Be profiles in this study (**Fig. 4**) displayed a distinct subsurface
329 activity peak, which could indicate physical mixing by winds and tides. Particularly, the ^7Be
330 activity of the top layer at SK12 shows lower activity than the deeper layers, and SK14
331 profile shows effectively only one layer. These patterns probably reflect nonuniform
332 deposition of sediment on the lagoon bottom due to resuspension of early deposited sediment,
333 excess sediment deposited on the opposite sense, the horizontal dynamic movements such as
334 the tidal variations and strong winds. While the winds are strong daily around 10.00 a.m. –
335 19.00 p.m. and induce strong waves and currents, the tidal stages (flood and ebb) can remove
336 suspended sediments to the Gulf of Thailand.

337 **5. Conclusions and Suggestions**

338 In this preliminary study, the spatial distribution in the Outer Songkhla lagoon of sediment
339 mixing coefficients estimated from ^7Be activity was investigated. The sediment mixing
340 processes near shrimp farms and near discharge areas were stronger than far from shrimp
341 farms or from discharge areas. Clearly, shrimp farms and discharge activities can
342 significantly influence the redistribution of sediment at the water-sediment interface. For
343 further work in this topical monsoonal environment, we suggest investigating the seasonal
344 variations in short-term sediment mixing and deposition, in order to better understand the
345 sedimentation processes and the impacts of anthropogenic activities. This sedimentological
346 analysis of mixing processes can facilitate the sustainable management of lagoon
347 environments.

348 **Acknowledgements**

349 This research was financially supported by the Prince of Songkla University (project code:
350 SCI550111S), the National Research Council of Thailand (project code: SCI560125S), the
351 Nuclear Physics Research Laboratory, Physics Department, Faculty of Science, and the
352 graduate fellowship from the Graduate School, Prince of Songkla University. We thank
353 Associate Professor Seppo Karrila, Faculty of Science and Industrial Technology, Prince of
354 Songkla University and the Research and Development Office of the Prince of Songkla
355 University, for English proof reading service. In addition, the first author would like to thank

356 Prince of Songkla University Graduate Studies Grant and the student exchange program
357 between Prince of Songkla University and University of Novi Sad, Serbia. The Thai
358 Meteorological Department is acknowledged for providing the meteorological data at the
359 Songkhla station.

360 **References**

361 Addington, L. D., Kuehl, S. A., McNinch, J. E., 2007. Contrasting modes of shelf sediment
362 dispersal off a high-yield river: Waiapu River, New Zealand. *Mar. Geol.* 243, 18–30.

363 Aller, R. C., DeMaster, D. J., 1984. Estimates of particle flux and reworking at the deep-sea
364 floor using $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 308–318.

365 Appleby, P. G., 2001. Chronostratigraphic techniques in recent sediments, in: Last, W. M., J.
366 P. Smol (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments. volume 1: Basin*
367 *analysis, coring, and chronological techniques.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht,
368 pp. 171–203.

369 Bai, Z. G., Wan, G. J., Huang, R. G., Liu, T. S., 2002. A comparison on the accumulation
370 characteristics of ^7Be and ^{137}Cs in lake sediments and surface soils in western Yunnan
371 and central Guizhou, China. *Catena* 49, 253–270.

372 Bhongsuwan, T., Bhongsuwan, D., 2002. Concentration of heavy metals Mn, Fe, Ni, Pb, Cr
373 and Cd in bottom sediments of the Outer Songkhla Lake deposited between the year
374 B.E. 2520-2538. *Songklanakarin J. Sci. Technol.* 24, 89–106.

375 Bonotto, D. M., García-Tenorio, R., 2014. A comparative evaluation of the CF:CS and CRS
376 models in ^{210}Pb chronological studies applied to hydrographic basins in Brazil. *Appl.*
377 *Radiat. Isot.* 92, 58–72.

378 Bradshaw, C., Kumblad, L., Fagrell, A., 2006. The use of tracers to evaluate the importance
379 of bioturbation in remobilising contaminants in Baltic sediments. *Estuar. Coast. Shelf*
380 *Sci.* 66, 123–134.

381 Chittrakarn, T., Pornpinatepong, S., Bhongsuwan, T., Nuannil, P., 1998. Mathematical model
382 study for determination of sedimentation rate in Thalae Sap Songkhla. Final report,
383 Songkhla: Dept. of Physics, Prince of Songkla University.

- 384 Crusius, J., Bothner, M. H., Sommerfield, C. K., 2004. Bioturbation depths, rates and
385 processes in Massachusetts Bay sediments inferred from modeling of ^{210}Pb and $^{239+}$
386 ^{240}Pu profiles. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 61, 643–655.
- 387 DeMaster, D. J., McKee, B. A., Nittrouer, C. A., Brewster, D. C., Biscaye, P. E., 1985. Rates
388 of sediment reworking at the HEBBLE site Based on measurements of Th-234, Cs-137
389 and Pb-210. *Mar. Geol.* 66, 133 – 148.
- 390 Feely, H. W., Larsen, R. J., Sanderson, C. G., 1989. Factors that cause seasonal variations in
391 Beryllium-7 concentrations in surface air. *J. Environ. Radioact.* 9, 223–249.
- 392 Feng, H., Cochran, J. K., Hirschberg, D. J., 1999. ^{234}Th and ^7Be as tracers for the transport
393 and dynamics of suspended particles in a partially mixed estuary. *Geochim.*
394 *Cosmochim. Acta* 63, 2487–2505.
- 395 Fitzgerald, S. A., Klump, J. V., Swarzenski, P. W., Mackenzie, R. A., Richards, K. D., 2001.
396 Beryllium-7 as a tracer of short-term sediment deposition and resuspension in the Fox
397 River Wisconsin. *Environ. Sci. Technol.* 35, 300–305.
- 398 Ganasut, J., Weesakul, S., Vongvisessomjai, S., 2005. Hydrodynamic Modeling Thailand
399 Lagoon, Thailand. *Thammasat Int. J. Sci. Technol.* 10, 32 – 46.
- 400 Gyawali, S., Techato, K., Yuangyai, C., Musikavong, C., 2013. Assessment of relationship
401 between land uses of riparian zone and water quality of river for sustainable
402 development of river basin, a case study of U-Tapao river basin, Thailand. *Procedia*
403 *Environ. Sci.* 17, 291–297.
- 404 Jweda, J., Baskaran, M., van Hees, E., Schweitzer, L., 2008. Short-lived radionuclides (^7Be
405 and ^{210}Pb) as tracers of particle dynamics in a river system in southeast Michigan.
406 *Limnol. Ocean.* 53, 1934–1944.
- 407 Kniskern, T. A., Kuehl, S. A., Harris, C. K., Carter, L., 2010. Sediment accumulation patterns
408 and fine-scale strata formation on the Waiapu River shelf, New Zealand. *Mar. Geol.*
409 270, 188–201.

- 410 Krishnaswami, S., Benninger, L. K., Aller, R. C., Von Damn, K. L., 1980. Atmospherically-
411 derived radionuclides as tracers of sediment mixing and accumulation in near-shore
412 marine and lake sediment: evidence from ^7Be , ^{210}Pb , and $^{239,240}\text{Pu}$. *Earth Planet. Sci.*
413 *Lett.* 47, 307–318.
- 414 Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J. M., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake
415 sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 11, 407–414.
- 416 Ladachart, R., Suthirat, C., Hisada, K., Charusiri, P., 2011. Distribution of heavy metals in
417 core sediments from the Middle part of Songkhla lake, Southern Thailand. *J. Appl. Sci.*
418 11, 3117–3129.
- 419 Lecroart, P., Maire, O., Schmidt, S., Grémare, A., Anschutz, P., Meysman, F. J. R., 2010.
420 Bioturbation, short-lived radioisotopes, and the tracer-dependence of biodiffusion
421 coefficients. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 6049–6063.
- 422 Lecroart, P., Schmidt, S., Anschutz, P., Jouanneau, J.-M., 2007a. Modeling sensitivity of
423 biodiffusion coefficient to seasonal bioturbation. *J. Mar. Res.* 65, 417–440.
- 424 Lecroart, P., Schmidt, S., Jouanneau, J. M., 2007b. Numerical estimation of the error of the
425 biodiffusion coefficient in coastal sediments. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 72, 543–552.
- 426 Matsunaga, T., Amano, H., Ueno, T., Yanase, N., Kobayashi, Y., 1995. The role of
427 suspended particles in the discharge of ^{210}Pb and ^7Be within the Kuji River watershed ,
428 Japan. *J. Environ. Radioact.* 26, 3–17.
- 429 Meysman, F. J. R., Boudreau, B. P., Middelburg, J. J., 2003. Relations between local,
430 nonlocal, discrete and continuous models of bioturbation. *J. Mar. Res.* 61, 391–410.
- 431 NESDB (Office of the National Economic and Social Development Board), 2014. Gross
432 regional and provincial product: chain volume measures 2014 edition. Bangkok.
- 433 Neubauer, S. C., Anderson, I. C., Constantine, J. A., Kuehl, S. A., 2002. Sediment deposition
434 and accretion in a Mid-Atlantic (U.S.A.) tidal freshwater marsh. *Estuar. Coast. Shelf*
435 *Sci.* 54, 713–727.

- 436 Osaki, S., Sugihara, S., Momoshima, N., Maeda, Y., 1997. Biodiffusion of ^7Be and ^{210}Pb in
437 intertidal estuarine sediment. *J. Environ. Radioact.* 37, 55–71.
- 438 Palinkas, C. M., Nittrouer, C. A., Wheatcroft, R. A., Langone, L., 2005. The use of ^7Be to
439 identify event and seasonal sedimentation near the Po River delta, Adriatic Sea. *Mar.*
440 *Geol.* 222-223, 95–112.
- 441 Papastefanou, C., Ioannidou, A., 1995. Aerodynamic size association of ^7Be in ambient
442 aerosols. *J. Environ. Radioact.* 26, 273–282.
- 443 Pope, R. H., Demaster, D. J., Smith, C. R., Seltmann, H., 1996. Rapid bioturbation in
444 equatorial pacific sediments: Evidence from excess ^{234}Th measurements. *Deep. Res. Part*
445 *II Top. Stud. Oceanogr.* 43, 1339–1364.
- 446 Pornpinatepong, K., Kiripat, S., Treewanchai, S., Chongwilaikasaem, S., Pornsawang, C.,
447 Chantarasap, P., Chandee, C., Jantrakul, P., 2010. Pollution control and sustainable
448 Fisheries management in Songkhla Lake, Thailand. Research report. Songkhla: Dept. of
449 Economics, Prince of Songkla University. Report No. 2010-RR5.
- 450 Pornpinatepong, S., Tanaka, H., Takasaki, M., 2006. Application of 2-D vertically averaged
451 boundary-fitted coordinate model of tidal circulation in Thale Sap Songkhla, Thailand.
452 *Walailak J. Sci. Technol.* 3, 105–118.
- 453 Pradit, S., Pattarathomrong, M. S., Panutrakul, S., 2013. Arsenic cadmium and lead
454 concentrations in sediment and biota from Songkhla Lake: A review. *Procedia - Soc.*
455 *Behav. Sci.* 91, 573–580.
- 456 Primo de Siqueira, B. V., 2011. Climate Change impacts on mixing and circulation at
457 Songkhla Lagoon, Thailand. Msc Thesis. Delft University of Technology.
- 458 Raksawong, S., Krmar, M., Bhongsuwan, T., 2016. Measurement of ^7Be inventory in the
459 outer Songkhla lagoon. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 310, 33–44.
- 460 Reed, D. C., Huang, K., Boudreau, B. P., Meysman, F. J. R., 2006. Steady-state tracer
461 dynamics in a lattice-automaton model of bioturbation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70,
462 5855–5867.

- 463 Schmidt, S., Gonzalez, J.-L., Lecroart, P., Tronczyński, J., Billy, I., Jouanneau, J.-M., 2007.
464 Bioturbation at the water-sediment interface of the Thau Lagoon: impact of shellfish
465 farming. *Aquat. Living Resour.* 20, 163–169.
- 466 Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martín, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C.,
467 Deflandre, B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition
468 in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep. Res. Part II Top.*
469 *Stud. Oceanogr.* 104, 134–144.
- 470 Schuller, P., Walling, D. E., Iroumé, A., Castillo, A., 2010. Use of beryllium-7 to study the
471 effectiveness of woody trash barriers in reducing sediment delivery to streams after
472 forest clearcutting. *Soil Tillage Res.* 110, 143–153.
- 473 Simsek, F. B., Cagatay, M. N., 2014. Geochronology of lake sediments using ^{210}Pb with
474 double energetic window method by LSC: an application to Lake Van. *Appl. Radiat.*
475 *Isot.* 93, 126–33.
- 476 Sirinawin, W., Sompongchaiyakul, P., 2005. Nondetrital and total metal distribution in core
477 sediments from the U-Tapao canal, Songkhla, Thailand. *Mar. Chem.* 94, 5–16.
- 478 Sirinawin, W., Turner, D. R., Westerlund, S., Kanatharana, P., 1998. Trace metals study in
479 the Outer Songkla Lake , Thale Sap Songkla , a southern Thai estuary. *Mar. Chem.* 62,
480 175–183.
- 481 Smith, J. N., Schafer, C. T., 1999. Sedimentation, bioturbation, and Hg uptake in the
482 sediments of the estuary and Gulf of St. Lawrence. *Limnol. Oceanogr.* 44, 207–219.
- 483 Sommerfield, C. K., Nittrouer, C. A., Alexander, C. R., 1999. ^7Be as a tracer of flood
484 sedimentation on the northern California continental margin. *Cont. Shelf Res.* 19, 335–
485 361.
- 486 Tanavud, C., Yongchalermchai, C., Sansena, T., 2006. Assessment of soil erosion and
487 sediment deposition in Songkla Lake Basin. *Thai J. Soil Fertil.* 28, 42–57.

- 488 Tanavud, C., Yongchalemchai, C., Bennui, A., Densrisereekul, O., 2001. The expansion of
489 inland shrimp farming and its environmental impacts in Songkla Lake Basin. *Kasetsart J*
490 *(Natural Sci)*. 35, 326 – 343.
- 491 Walling, D. E., 2004. Using environmental radionuclides to trace sediment mobilisation and
492 delivery in river basins as an aid to catchment management. *Proc. Ninth Int. Symp.*
493 *River Sediment*. October 18, 121–135.
- 494 Wheatcroft, R. A., 2006. Time-series measurements of macrobenthos abundance and
495 sediment bioturbation intensity on a flood-dominated shelf. *Prog. Oceanogr.* 71, 88–122.
- 496 Zhu, J., Olsen, C. R., 2009. Beryllium-7 atmospheric deposition and sediment inventories in
497 the Neponset River estuary , Massachusetts , USA. *J. Environ. Radioact.* 100, 192–197.
- 498