แบบจำลองชั้นหินสโทแคสติคและการประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่

Stochastic Hydrofacies Models and Groundwater Model Uncertainty Assessment of the Hat Yai Basin

อรุณ ลูกจันทร์

Arun Lukjan

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญา
ปรัชญาดุษฎีบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy in Civil Engineering
Prince of Songkla University

2560

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

แบบจำลองชั้นหินสโทแคสติคและการประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่

Stochastic Hydrofacies Models and Groundwater Model Uncertainty Assessment of the Hat Yai Basin

อรุณ ลูกจันทร์
Arun Lukjan

วิทยานิพนธ์นี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษาตามหลักสูตรปริญญา
ปรัชญาดุษฎีบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์
A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy in Civil Engineering
Prince of Songkla University
2560

ลิขสิทธิ์ของมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

ชื่อวิทยานิพนธ์ แบบจำลองชั้นหินสโทแคสติคและการประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่
ผู้เขียน นายอรุณ ลูกจันทร์
สาขาวิชา วิศวกรรมโยธา

อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก

.....
(รองศาสตราจารย์ ดร.ธนิต เฉลิมยานนท์)

คณะกรรมการสอบ

.....ประธานกรรมการ
(ดร.โพยม สราภิรมย์)

.....กรรมการ
(รองศาสตราจารย์ ดร.ดนุพล ตันนโยภาส)

.....กรรมการ
(รองศาสตราจารย์ ดร.ธนิต เฉลิมยานนท์)

.....กรรมการ
(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ธนันท์ ชุบอุปการ)

.....กรรมการ
(รองศาสตราจารย์ ดร.ชัยศรี สุขสาโรจน์)

บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ อนุมัติให้นับวิทยานิพนธ์ฉบับนี้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา ตามหลักสูตรปริญญาปรัชญาดุษฎีบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา

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

ขอรับรองว่า ผลงานวิจัยนี้มาจากการศึกษาวิจัยของนักศึกษาเอง และได้แสดงความขอบคุณบุคคลที่มีส่วนช่วยเหลือแล้ว

ลงชื่อ.....
(รองศาสตราจารย์ ดร.ธนิต เฉลิมยานนท์)
อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์หลัก

ลงชื่อ.....
(นายอรุณ ลูกจันทร์)
นักศึกษา

ข้าพเจ้าขอรับรองว่า ผลงานวิจัยนี้ไม่เคยเป็นส่วนหนึ่งในการอนุมัติปริญญาในระดับใดมาก่อน และไม่ได้ถูกใช้ในการยื่นขออนุมัติปริญญาในขณะนี้

ลงชื่อ.....
(นายอรุณ ลูกจันทร์)
นักศึกษา

กิตติกรรมประกาศ

วิทยานิพนธ์ฉบับนี้สำเร็จลุล่วงด้วยดีด้วยการให้คำปรึกษาและแนวทางการทำวิจัย ตลอดจนการตรวจสอบแก้ไขข้อบกพร่องจนวิทยานิพนธ์เสร็จสมบูรณ์จากรองศาสตราจารย์ ดร.ธนิต เฉลิมยานนท์ อาจารย์ที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์

ขอขอบคุณ ดร. โพยม สราภิรมย์ ประธานกรรมการสอบวิทยานิพนธ์ รองศาสตราจารย์ ดร. ดนุพล ตันนโยภาส ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ธนันท์ ชุบอุปการ และรองศาสตราจารย์ ดร. ชัยศรี สุขสาโรจน์ กรรมการสอบวิทยานิพนธ์ ที่กรุณาให้คำแนะนำที่เป็นประโยชน์ให้งานวิจัยฉบับนี้มีความสมบูรณ์ยิ่งขึ้น

ขอขอบคุณ บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ และมหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย สำหรับทุนในการทำวิจัย

ขอขอบคุณ อาจารย์และเจ้าหน้าที่สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย คุณสุพิศ นนทะสร ภาควิชาวิศวกรรมโยธา มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ และเจ้าหน้าที่ศูนย์วิจัยภัยพิบัติทางธรรมชาติภาคใต้ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ที่ให้ความช่วยเหลือและคำแนะนำอย่างดีระหว่างการศึกษา

สุดท้ายนี้ ขอบคุณ น้องเทนนิส น้องโกฮัง และภรรยา รวมถึงทุกคนในครอบครัว ที่คอยสนับสนุน และเป็นแรงใจตลอดมา

อรุณ ลูกจันทร์

ชื่อวิทยานิพนธ์ แบบจำลองชั้นหินสโทแคสติคและการประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่
ผู้เขียน นายอรุณ ลูกจันทร์
สาขาวิชา วิศวกรรมโยธา
ปีการศึกษา 2559

บทคัดย่อ

การสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่โดยวิธีดีเทอร์มินิสติคภายใต้พื้นฐานแบบจำลองเชิงแนวคิดเพียงแบบเดียวนั้น ผลการจำลองอาจเกิดความคลาดเคลื่อนได้ ขณะที่การอธิบายคุณลักษณะชั้นหินอุ้มน้ำด้วยวิธีทางสถิติธรณีนั้นยังไม่เคยมีการศึกษามาก่อน งานวิจัยนี้นำเสนอการวิเคราะห์คุณลักษณะชั้นหินอุ้มน้ำด้วยวิธีสถิติธรณีพร้อมสร้างแบบจำลองชั้นหินแบบสโทแคสติค และประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิดด้วยวิธี Model averaging เพื่อเลือกแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุดไปใช้ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ในรูปของอัตราสูบปลอดภัย

ข้อมูลหลุมเจาะบาดาลถูกนำมาวิเคราะห์พร้อมกับจำแนกชั้นหินได้เป็น 14 ชนิด จากนั้นได้จัดกลุ่มชั้นหินเป็น 3 กลุ่ม ตามความสามารถในการซึมผ่านของชั้นหิน ประกอบด้วย ชั้นหินที่ซึมน้ำได้สูง ปานกลาง และต่ำ เพื่อวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่และสร้างแบบจำลองชั้นหินโดยวิธีสถิติธรณีแบบดัชนี ผลการศึกษาพบว่า ชั้นหินอุ้มน้ำมีค่า Correlation length (λ) ตามแนวราบประมาณ 1,770-2,235 เมตร ส่วนชั้นกั้นน้ำมีค่าประมาณ 1,188 เมตร ขณะที่ค่า Correlation length ในแนวดิ่งซึ่งสามารถบ่งบอกถึงความหนาของชั้นน้ำได้มีค่าประมาณ 25-30 เมตร ส่วนชั้นกั้นน้ำมีความหนาประมาณ 23 เมตร ระดับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินอยู่ในระดับดีและปานกลางสำหรับแนวดิ่งและแนวราบ ตามลำดับ ผลจากการสร้างแบบจำลองชั้นหินแบบสโทแคสติคด้วยวิธี SISIM และ TRANSCAT พบว่า ลักษณะชั้นน้ำที่ได้ประกอบด้วย ชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ที่ถูกชั้นกั้นน้ำแทรกสลับอยู่ระหว่างชั้นน้ำ ซึ่งมีความสอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิด

การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (K) จากข้อมูลบ่อบาดาลโดยใช้วิธีถ่วงค่าความหนาชั้นหินเพื่ออธิบายการกระจายของค่า K ในเชิงสถิติพบว่า ช่วงของค่า K สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ มีความสอดคล้องกับผลจากการสูบทดสอบในสนาม โดยค่า K ประสิทธิผลมีค่ามัธยฐานเท่ากับ 1.70×10^{-4} เมตรต่อวินาที 1.40×10^{-4} เมตรต่อวินาที และ 1.95×10^{-5} เมตรต่อวินาที สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ รูปแบบการกระจายตัวพบว่า ค่าความเบ้ของค่า K ทุกชั้นน้ำเป็นบวกซึ่งแสดงถึงการแจกแจงความถี่แบบเบ้ขวา ส่วนความไม่เป็นเนื้อเดียวกันของชั้นหินอุ้มน้ำในแอ่งหาดใหญ่สามารถอธิบายได้ด้วย Anisotropy ratio พบว่า มีค่ามัธยฐานเท่ากับ 11, 12, และ 10 สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ

การประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิดสำหรับแอ่งหาดใหญ่โดยวิธี Model averaging พบว่า แบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุดซึ่งมีความน่าจะเป็นสูงสุดร้อยละ 67 ได้แก่ แบบจำลอง M1c ซึ่งเป็นแบบจำลองที่กำหนดให้ลักษณะชั้นหินอุ้มน้ำแต่ละชั้นน้ำเป็นเนื้อเดียวกัน และค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านขึ้นอยู่กับทิศทาง ขอบแอ่งด้านทิศตะวันตก และตะวันออกเป็นขอบเขตที่มีการเติมน้ำ บริเวณอ่าวไทยและทะเลสาบสงขลาฝั่งทิศเหนือของแอ่งกำหนดให้เป็นขอบเขตที่มีระดับน้ำคงที่ บริเวณเขาวังชิงฝั่งทิศใต้กำหนดให้เป็นขอบเขตที่ไม่มีน้ำไหลผ่าน คลองอู่ตะเภาและคลองรัตภูมิกำหนดเป็นขอบเขตแม่น้ำ และปริมาณน้ำไหลเข้าสู่ระบบได้มาจากการเติมน้ำจากด้านบน ผลการประเมินความไม่แน่นอนในรูปขององค์ประกอบน้ำบาดาลพบว่า ความไม่แน่นอนสูงสุดเกิดจากปริมาณน้ำไหลออกบริเวณขอบแอ่งโดยคิดเป็นร้อยละ 65 ในขณะที่ปริมาณน้ำไหลออกสู่ทะเลสาบสงขลาและอ่าวไทย มีความไม่แน่นอนต่ำสุดประมาณร้อยละ 6 ผลการประเมินที่ได้สะท้อนให้เห็นความสำคัญของการประเมินแบบจำลองเชิงแนวคิดได้อย่างชัดเจน

การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ภายใต้เงื่อนไขที่กำหนดให้มีการใช้น้ำเพิ่มขึ้นในอนาคตที่เป็นสัดส่วนกับอัตราเติมน้ำเฉลี่ยรายปี ผลการประเมินสรุปได้ว่า อัตราสูบปลอดภัยสำหรับแอ่งหาดใหญ่ควรมีค่าไม่เกิน 3.5 เท่า ของอัตราสูบปัจจุบัน หรือเท่ากับ 75 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี ซึ่งเป็นปริมาณการใช้น้ำที่มั่นใจได้ว่าจะไม่ส่งผลกระทบทั้งในเชิงปริมาณและเชิงคุณภาพของชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตลอดระยะเวลา 30 ปี (พ.ศ. 2550-2579) สำหรับพื้นที่ที่มีความเปราะบางซึ่งประกอบด้วย โซน 1 (พื้นที่อำเภอสิงหนคร) โซน 6A (เขตเทศบาลนครหาดใหญ่) และ โซน 7 (พื้นที่ริมทะเลสาบสงขลา) ควรควบคุมไม่ให้มีการใช้น้ำเกิน 1.5 เท่าของอัตราสูบปัจจุบัน

คำหลัก: วิธีสถิติเชิงธรณี แบบจำลองชั้นหิน แบบจำลองเชิงแนวคิด ความไม่แน่นอน อัตราสูบปลอดภัย แอ่งหาดใหญ่

Thesis Title	Stochastic Hydrofacies Models and Groundwater Model Uncertainty Assessment of the Hat Yai Basin
Author	Mr. Arun Lukjan
Major Program	Civil Engineering
Academic Year	2016

ABSTRACT

Groundwater flow modeling of the Hat Yai Basin (HYB) conducted using deterministic method based on single conceptual model may not be sufficient to obtain realistic results. While, aquifer characterization based on geostatistical method has yet to be assessed. This study presents the analysis of aquifer characteristic by using geostatistical method and development the stochastic hydrofacies model. Assessment of conceptual model uncertainties by using model averaging approach is conducted in order to select the best conceptual model for assessing groundwater safe yield.

Lithologic data from borehole logs were used to analyze and reclassified into 14 lithoclasses. For the purpose on geostatistical modeling, 14 lithoclasses were simplified into three hydrofacies unit (HFU), corresponding to three permeability classes, namely; high, moderate, and low permeability. Spatial statistical analysis of three HFUs was conducted and hydrofacies models were developed based on indicator geostatistical method. Analytical result shows that the horizontal correlation length of aquifer units ranges 1,770 to 2,335m and that of aquitard unit is approximately 1,188m. The vertical correlation lengths which can be regarded as the average thickness for aquifer and aquitard units are 25-30m and 23m, respectively. The spatial dependency class results show moderate and strong dependency in horizontal and vertical directions, respectively. Stochastic hydrofacies model generated using sequential indicator simulation (SISIM) and post-processed using the categorical transformation (TRASCAT) algorithms clearly correspond to the geological conceptual model, such that three main aquifer layers, namely the Hat Yai (HY), the Khu Tao (KT), and the Kho Hong (KH) aquifers, are well preserved.

The results of hydraulic conductivity (K) estimation from lithologic logs using thickness weight average method in order to describe the statistical distribution of hydraulic conductivity shows that the values hydraulic conductivity for the Hat Yai, the Khu Tao, and the Kho Hong aquifers well correspond with hydraulic

conductivity values from field pumping test. The median values of the effective hydraulic conductivities are 1.70×10^{-4}, 1.40×10^{-4}, and 1.95×10^{-5} m/sec for the Hat Yai, the Khu Tao, and the Kho Hong aquifers, respectively. A right-skewed distribution (Positive skewed) of hydraulic conductivity are observed for the the Hat Yai, the Khu Tao, and the Kho Hong aquifers. Additionally, the median values anisotropy ratio of the Hat Yai, the Khu Tao, and the Kho Hong aquifers are 11, 10, and 12, respectively.

Assessment of conceptual model uncertainty for the Hat Yai Basin by using model averaging method shows that the best conceptual model, having highest model probabilities of 67%, is model M1c. This model consists of homogeneous and anisotropic of hydraulic conductivity, general head boundary at eastern and western flank basin, no flow boundary at southern part, constant head boundary at Songkhla Lake and Gulf of Thailand, river boundary at the U-Tapoa and Rattaphum rivers, and groundwater recharge boundary on top model. An assessment of groundwater balance uncertainty result reveals that highest of model uncertainty about of about 65% is from lateral outflow. Oppositely, constant head boundary has the lowest uncertainty of 6%. These results clearly depicted an importance of conceptual model uncertainty assessment.

Groundwater potential of the Hat Yai Basin has been assessed based on future increase of groundwater usage in term of a ratio of annual groundwater recharge. The result shows that groundwater safe yield of the HYB could be not over 3.5 times of present pumping rate or about 75 Mm^3 per year. This safe yield can be used with confidence with no harm on both qualitative and quantitative on groundwater from the Hat Yai, the Khu Tao, and the Kho Hong aquifers over 30 years (2007-2037). For groundwater vulnerable areas which consist of zone 1 (Sing Ha Nakorn district area), zone 6A (Hat Yai municipality) and zone 7 (Vicinity of Songkhla Lake), groundwater pumping rate should be controlled within 1.5 times of present pumping rate.

Keywords: Geostatistical method, Hydrofacies model, Conceptual model, Uncertainty, Safe yield, Hat Yai Basin

สารบัญ

	หน้า
สารบัญ	(10)
รายการตาราง	(13)
รายการภาพประกอบ	(15)
บทที่ 1 บทนำ	1
1.1 ความสำคัญและที่มาของงานวิจัย	1
1.2 จุดประสงค์ของงานวิจัย	2
1.3 วิธีการศึกษา	3
1.4 ภาพรวมของงานวิจัย	6
บทที่ 2 พื้นที่ศึกษา	8
2.1 ลักษณะทั่วไป	8
2.2 ธรณีสัณฐานและธรณีโครงสร้าง	8
2.3 อุทกธรณีวิทยา	8
2.4 แหล่งน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่	10
2.5 การใช้น้ำบาดาล	12
2.6 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาล	12
2.7 คุณภาพน้ำบาดาล	14
2.8 สมดุลน้ำบาดาล	14
บทที่ 3 แบบจำลองเชิงสถิติธรณี	17
3.1 บทนำ	17
3.2 ทบทวนเอกสาร	18
3.2.1 แบบจำลองชั้นหิน	18
3.2.2 แบบจำลองเชิงสถิติธรณี	19
3.2.3 วิธีสถิติธรณีแบบดัชนี	19
3.2.4 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	28
3.3 แบบจำลองเชิงสถิติธรณีสำหรับแอ่งหาดใหญ่	30
3.3.1 แบบจำลองเชิงแนวคิดทางธรณีวิทยา (Geological conceptual model)	30
3.3.2 การแปรความหมายข้อมูล (Data interpretation)	32
3.3.3 การวิเคราะห์ทางสถิติเชิงพื้นที่ (Spatial statistical analysis)	44
3.3.4 แบบจำลองชั้นหินวิธีสโทแคสติค (Stochastic hydrofacies model)	54
3.4 สรุปผล	59
3.4.1 การวิเคราะห์ความหนาชั้นน้ำ	59
3.4.2 แบบจำลองชั้นหิน	60

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
บทที่ 4 การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน	61
4.1 บทนำ	61
4.2 ทบทวนเอกสาร	62
4.3 การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน	63
4.3.1 การรวบรวมข้อมูล	63
4.3.2 การกำหนดค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน	65
4.3.3 การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน	66
4.4 การวิเคราะห์ผลเชิงสถิติ (Statistical analysis)	73
4.5 สรุปผล	77
บทที่ 5 การประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลอง	80
5.1 บทนำ	80
5.2 ทบทวนเอกสาร	81
5.2.1 แหล่งที่มาของความไม่แน่นอน	81
5.2.2 ความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิด	81
5.2.3 วิธีประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิด	82
5.2.4 วิธี Multi-model	83
5.2.5 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	88
5.3 การประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองเชิงแนวคิดสำหรับแอ่งหาดใหญ่	91
5.3.1 การเสนอแบบจำลองเชิงแนวคิด	91
5.3.2 แบบจำลองการไหล	93
5.3.3 การปรับเทียบแบบจำลอง	97
5.3.4 การตรวจสอบแบบจำลอง	104
5.3.5 Model selection criteria และ model averaging	105
5.3.6 การประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองเชิงแนวคิด	111
5.4 สรุปผล	115
บทที่ 6 การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่	117
6.1 บทนำ	117
6.2 ทบทวนเอกสาร	118
6.2.1 แนวโน้มความต้องการน้ำบาดาลในอนาคต	118
6.2.2 การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ	119
6.2.3 อัตราสูบปลอดภัย	119
6.2.4 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง	121

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
6.3 การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่	123
6.3.1 แบบจำลองการไหลในสภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลา	123
6.3.2 การจำลองเพื่อประเมินศักยภาพน้ำบาดาล	127
6.4 สรุปผล	145
บทที่ 7 สรุปผลการศึกษา	146
7.1 สรุปผล	146
7.2 ข้อคิดเห็นและข้อเสนอแนะ	147
บรรณานุกรม	149
ภาคผนวก ก แบบจำลองวาริโอแกรมและแบบจำลองชั้นหิน	158
ภาคผนวก ข ผลการปรับเทียบแบบจำลอง	172
ภาคผนวก ค การประเมินศักยภาพน้ำบาดาล	183
ภาคผนวก ง การตีพิมพ์เผยแพร่ผลงาน	192
ประวัติผู้เขียน	227

รายการตาราง

ตารางที่ หน้า

2.1 การใช้น้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา 13
2.2 สมดุลของน้ำบาดาลเฉลี่ยรายปีจากการจำลองในสภาวะเปลี่ยนแปลงตามเวลา 16
3.1 เปรียบเทียบลักษณะทั่วไปของวิธีดีเทอร์มินิสติค และสโทแคสติค (Falivene et al., 2007) 19
3.2 ชนิดแบบจำลองวาริโอแกรม และรูปแบบสมการที่ใช้ (Remy et al., 2009) 24
3.3 ชนิดชั้นหินและรายละเอียดการจำแนก 35
3.4 รายละเอียดชนิดชั้นหิน และความหนาชั้นหินจากหลุมเจาะบาดาลในเชิงสถิติ 36
3.5 การแบ่งกลุ่มชนิดชั้นหินที่สัมพันธ์กับคุณสมบัติการซึมน้ำได้ และการกำหนดตัวแปรแบบดัชนี 45
3.6 ตัวอย่างข้อมูลนำเข้าในโปรแกรม SGeMS สำหรับบ่อ TH-445 47
3.7 ร้อยละสัดส่วนชั้นหินแยกตามชั้นน้ำของแอ่งหาดใหญ่ 49
3.8 พารามิเตอร์นำเข้าสำหรับใช้คำนวณในแบบจำลองวาริโอแกรม 51
3.9 วาริโอแกรมพารามิเตอร์ตามแนวราบ 52
3.10 วาริโอแกรมพารามิเตอร์ตามแนวดิ่ง 52
3.11 สัดส่วนชั้นหินนำเข้าและจากการจำลองจากจำนวน 30 realizations ที่ได้จากแบบจำลอง SISIM และ TRANSCAT 58
4.1 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านจากการสูบทดสอบของชั้นน้ำหาดใหญ่ 64
4.2 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านจากการสูบทดสอบของชั้นน้ำคูเต่า 64
4.3 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านจากการสูบทดสอบของชั้นน้ำคอหงส์ 64
4.4 การกำหนดค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านในแนวราบและแนวดิ่ง 66
4.5 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านของชั้นน้ำหาดใหญ่ 73
4.6 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านของชั้นน้ำคูเต่า 75
4.7 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านของชั้นน้ำคอหงส์ 77
5.1 ระดับความสำคัญของแบบจำลองกับค่า Δ_k (Burnham and Anderson, 2002) 85
5.2 ค่า α ที่ขึ้นอยู่กับระดับนัยสำคัญ (Tsai and Li 2008) 86
5.3 รูปแบบการกระจายตัวของค่า K 92
5.4 การกำหนดเงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition) 93
5.5 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านที่ได้จากการปรับเทียบแบบจำลอง M1 98
5.6 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านที่ได้จากการปรับเทียบแบบจำลอง M2 98
5.7 อัตราการเติมน้ำที่ได้จากการปรับเทียบสำหรับแบบจำลอง M1 98
5.8 อัตราการเติมน้ำที่ได้จากการปรับเทียบสำหรับแบบจำลอง M2 99
5.9 ผลการปรับเทียบของแบบจำลองทั้ง 10 แบบ ในสภาวะคงที่ 99

รายการตาราง (ต่อ)

ตารางที่ หน้า

5.10 ผลการคำนวณความน่าจะเป็นของแบบจำลองโดยใช้วิธี mMLBMA และ AICcMA 107
5.11 พารามิเตอร์ delta values, posterior model probabilities, evidence ratios, และ inverted evidence ratios 111
5.12 สมดุลน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่สภาวะคงที่ 112
6.1 แนวคิดและนิยามของอัตราสูบปลอดภัย 120
6.2 การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่ในอดีต 122
6.3 ผลจากการปรับเทียบระดับน้ำบาดาลในสภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลา 124
6.4 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านที่ได้จากการปรับเทียบแบบจำลอง 124
6.5 อัตราการเติมน้ำที่ได้จากการปรับเทียบสำหรับแบบจำลอง 125
6.6 สมดุลน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่สภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลา 128
6.7 Groundwater pumping scenarios 130
6.8 Recharge scenarios 130
6.9 ปริมาณฝนเฉลี่ยที่ใช้ในการจำลองระหว่าง พ.ศ. 2550-2579 130
6.10 การประเมินอัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) 142
6.11 อัตราการสูบน้ำของเขตน้ำบาดาลย่อย 143

รายการภาพประกอบ

รูปที่ **หน้า**

1.1 แผนภาพ (Flow charge) แสดงขั้นตอนการศึกษา 4
2.1 แผนที่ธรณีวิทยาและโครงสร้าง Horst and graben (Lohawijarn, 2005) 9
2.2 แผนที่อุทกธรณีวิทยาของแอ่งหาดใหญ่ 11
2.3 การใช้น้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา 13
2.4 ระดับแรงดันน้ำบาดาลสำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ช่วงเดือนพฤษภาคม 2551 (อรุณ, 2552) 15
3.1 Lag distance (Deutsch and Journel, 1992) 21
3.2 การคำนวณในแบบจำลองวาริโอแกรม (2 มิติ) (Deutsch and Journel., 1992) 22
3.3 ทิศทางในแบบจำลองวาริโอแกรม (3 มิติ) 22
3.4 แบบจำลองเซมิวาริโอแกรม (Semi-variogram model) 23
3.5 ลักษณะทั่วไปของแบบจำลองวาริโอแกรม : Geometric anisotropy และ zonal anisotropy (Soares, 2000) 25
3.6 แผนภาพแสดงขั้นตอนการสร้างแบบจำลองชั้นหินของแอ่งหาดใหญ่ 31
3.7 ภาพตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยาตามแนวตะวันตก – ตะวันออก (ดัดแปลงจาก วจี และคณะ, 2527) 32
3.8 การกระจายตัวของบ่อบาดาลในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ 33
3.9 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด 37
3.10 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด พื้นที่ขอบแอ่งด้านตะวันตก 38
3.11 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด พื้นที่กลางแอ่ง 39
3.12 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด พื้นที่ ขอบแอ่งด้านตะวันออก 40
3.13 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด บริเวณพื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนตะพักลำน้ำสูง (High terrace aquifer) 41
3.14 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด บริเวณพื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนน้ำพา (Flood plain deposit aquifer) 42
3.15 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหิน แบ่งตามระดับความลึกหลุมเจาะและเปรียบเทียบตามพื้นที่ขอบแอ่งด้านตะวันตก ตะวันออกและ กลางแอ่ง 43
3.16 ตัวอย่างการกำหนด Hydrofacies unit (HFU) ของบ่อ TH-445 46
3.17 (a) ภาพตัดขวางทางธรณีวิทยาและ (b) layer–cake model 48
3.18 การกระจายตัวของบ่อบาดาลหลังจากกำหนดชั้นหิน 50

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

รูปที่ **หน้า**

3.19 แบบจำลองวาริโอแกรมตามแนวราบเปรียบเทียบความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินทั้ง 3 ชนิด เส้นประ คือ Experimental data ส่วนเส้นทึบ คือ variogram fitting 53

3.20 แบบจำลองวาริโอแกรมตามแนวดิ่งเปรียบเทียบความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินทั้ง 3 ชนิด เส้นประ คือ Experimental data ส่วนเส้นทึบ คือ variogram fitting 53

3.21 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่โดยวิธี SISIM 55

3.22 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่โดยวิธี SISIM+TRANSCAT 56

3.23 Fence diagram of SISIM with TRANSCAT 56

3.24 ภาพตัดขวางตามแนวตะวันตก-ตะวันออกแบบจำลองชั้นหิน 57

4.1 ตำแหน่งบ่อบาดาลที่สูบทดสอบ (Pumping test) 67

4.2 ลักษณะชั้นหินและการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตจากบ่อบาดาล 69

4.3 ตัวอย่างการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตจากบ่อ H-1224 70

4.4 ตัวอย่างการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตจากบ่อ RTC-222 71

4.5 ตัวอย่างการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตจากบ่อ H-36 72

4.6 การแจกแจงความถี่แบบ Histogram สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ (a) K_{hc} (b) K_{vc} (c) K_g และ (d) K_{hc}/ K_{vc} 74

4.7 การแจกแจงความถี่แบบ Histogram สำหรับชั้นน้ำคูเต่า (a) K_{hc} (b) K_{vc} (c) K_g และ (d) K_{hc}/ K_{vc} 76

4.8 การแจกแจงความถี่แบบ Histogram สำหรับชั้นน้ำคอหงส์ (a) K_{hc} (b) K_{vc} (c) K_g และ (d) K_{hc}/ K_{vc} 78

5.1 แผนภาพแสดงขั้นตอนการประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิดแอ่งหาดใหญ่ 92

5.2 ภาพตัดขวางแสดงการการกำหนดค่า K สำหรับแบบจำลอง M1 94

5.3 การกระจายตัวของค่า K แบบเป็นโซน (Zonation) สำหรับแบบจำลอง M2 95

5.4 (a) พื้นที่เติมน้ำ และ (b) - (f) เงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition) ทั้ง 5 แบบ 96

5.5 บ่อบาดาล (Pumping wells) และบ่อสังเกตการณ์ (Observation wells) 97

5.6 Scatter plot เปรียบเทียบระดับน้ำจากการคำนวณกับค่าที่วัดได้ในสนามจากแบบจำลอง M1d, M2d, M1c และ M1b 100

5.7 แผนที่ระดับแรงดันน้ำบาดาลสำหรับแบบจำลอง M1d, M2d, M1c และ M1b 101

5.8 ภาพตัดขวาง (Row 119) แสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลสำหรับแบบจำลอง M1d, M2d, M1c และ M1b 103

รายการภาพประกอบ (ต่อ)

รูปที่ **หน้า**

5.9 การวิเคราะห์ความอ่อนไหว (a) พารามิเตอร์ และ (b) ระดับน้ำสำหรับขอบเขตทั่วไป (GHB) ของแบบจำลอง M1c 104
5.10 เปรียบเทียบค่า Absolute residual mean (ARM) ระหว่าง Model calibration และ Model validation 105
5.11 Prior model probabilities and *N*-factor 108
5.12 ความน่าจะเป็นเริ่มต้นของแบบจำลอง ($p(M_k)$*) จากผลการจำลองของ Model validations (*N*-factor =10) 108
5.13 ความน่าจะเป็นเริ่มต้น $p(M_k)$* ความน่าจะเป็นเริ่มต้นเท่ากัน (Equal prior) และไม่เท่ากัน (Unequal prior) ของทุกแบบจำลอง (a) วิธี AICcMA และ (b) วิธี mMLBMA 109
5.14 เปรียบเทียบสมดุลน้ำบาดาลเฉลี่ยที่ได้จากวิธี AICcMA, mMLBMA และ Best conceptual model (M1C) 113
5.15 สรุปสมดุลน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ภายใต้สภาวะคงที่ 114
5.16 การประเมินความไม่แน่นอนในเทอมขององค์ประกอบน้ำบาดาล 114
6.1 ผลกระทบที่เกิดขึ้นจากการลดลงของระดับน้ำใต้ดิน (Source: U.S. Geological Survey/College of Alameda Physical Geography) 118
6.2 ผลการปรับเทียบระดับน้ำที่ได้จาก (a) ช่วงปรับเทียบ (Validation period) และ (b) ช่วงตรวจสอบ (Validation period) แบบจำลอง 124
6.3 เปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลในช่วงปรับเทียบและช่วงตรวจสอบแบบจำลองสำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ a) TQ-404, b) MW-2A, c) MW-4a, d) TM-479 126
6.4 แผนที่ระดับแรงดันน้ำบาดาลที่ได้จากการจำลอง 127
6.5 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลตามแนวทิศตะวันตก – ตะวันออก 127
6.6 สมดุลน้ำบาดาลในช่วงฤดูร้อน (ซ้าย) และฤดูฝน (ขวา) 128
6.7 ระดับน้ำและทิศทางการไหลกรณีที่ 1: P1R1 (บน) และกรณีที่ 2: P1R2 (ล่าง) 132
6.8 ระดับน้ำและทิศทางการไหลกรณีที่ 3: P2R1 (บน) และกรณีที่ 4: P2R2 (ล่าง) 133
6.9 ระดับน้ำและทิศทางการไหลกรณีที่ 5: P3R1 (บน) และกรณีที่ 6: P3R2 (ล่าง) 134
6.10 ระดับน้ำและทิศทางการไหลกรณีที่ 7: P4R1 (บน) และกรณีที่ 8: P4R2 (ล่าง) 135
6.11 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลบริเวณใกล้ทะเลสาบสงขลาระหว่าง พ.ศ. 2550-2579 136
6.12 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลบริเวณอำเภอสิงหนครระหว่าง พ.ศ. 2550-2579 138
6.13 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลบริเวณเขตเทศบาลหาดใหญ่ระหว่าง พ.ศ.2550-2579 139
6.14 ระยะน้ำลด (Drawdown) ที่ได้จากการจำลองระหว่าง พ.ศ. 2550-2579 141
6.15 เขตน้ำบาดาลย่อยของแอ่งหาดใหญ่ 144

บทที่ 1

บทนำ

1.1 ความสำคัญและที่มาของงานวิจัย

การประเมินสถานการณ์น้ำในเชิงปริมาณของประเทศไทยในช่วงปี พ.ศ. 2541–2550 สรุปได้ว่า ปริมาณน้ำจัดสรรของประเทศไทยที่นำมาใช้เพื่อการอุปโภคบริโภค การอุตสาหกรรม และการเกษตร มาจากแหล่งน้ำผิวดิน และแหล่งน้ำบาดาล โดยสำหรับแหล่งน้ำบาดาลนั้นส่วนใหญ่มีการสูบขึ้นมาใช้จาบ่อน้ำบาดาลส่วนตัวและสาธารณะ บ่อน้ำบาดาลเอกชน และบ่อน้ำบาดาลของหน่วยงานราชการ เมื่อพิจารณาปริมาณการใช้น้ำเฉพาะในพื้นที่ลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลาพบว่า มีการใช้น้ำบาดาลเฉลี่ยอยู่ที่ประมาณ 72 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี นอกจากนี้ยังพบว่า เฉพาะจังหวัดสงขลามีการใช้น้ำบาดาลมากเป็นอันดับที่ 7 ของประเทศไทย ประมาณ 139,725 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อวัน และมีสัดส่วนการใช้น้ำบาดาลจากภาครัฐต่อภาคเอกชนคิดเป็นสัดส่วน 1: 2 (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล , 2552)

แอ่งหาดใหญ่ (Hat Yai Basin) เป็นแอ่งน้ำบาดาลตะกอนหินร่วน (Unconsolidated sedimentary aquifers) ตั้งอยู่ในเขตพื้นที่จังหวัดสงขลาและเป็นส่วนหนึ่งของลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา ความเจริญเติบโตทางเศรษฐกิจ และการขยายตัวของชุมชนเมือง โรงงานอุตสาหกรรม รวมถึงธุรกิจโรงแรมและการท่องเที่ยวในพื้นที่ ทำให้น้ำบาดาลถูกสูบขึ้นมาใช้มากขึ้น อย่างไรก็ตาม จากการศึกษาศักยภาพน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ที่ผ่านมา ยังไม่พบว่าปริมาณการใช้น้ำบาดาลในปัจจุบันนั้นส่งผลกระทบต่อระบบแหล่งน้ำทั้งในเชิงปริมาณและเชิงคุณภาพ (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2546, 2549; อมรรัตน์, 2548; อรุณ, 2552) ทั้งนี้ การศึกษาส่วนใหญ่จะใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์มาช่วยในการประเมิน อย่างไรก็ตาม เมื่อพิจารณาข้อมูลชั้นหินและแผนที่อุทกธรณีวิทยาแล้ว พบว่า แอ่งหาดใหญ่นั้นค่อนข้างซับซ้อน การใช้วิธีสร้างแบบจำลองด้วยวิธีดีเทอร์มินิสติก (Deterministic method) ภายใต้พื้นฐานของแบบจำลองเชิงแนวคิด (Conceptual model) ที่มาจากการแปรความหมายโดยนักธรณีวิทยาเพียงอย่างเดียว ผลการศึกษาที่ได้นั้นอาจจะเกิดความไม่แน่นอนได้

ปัญหาในการศึกษาวิจัยโดยใช้แบบจำลองอุทกธรณีวิทยา (Hydrogeological model) ที่สำคัญอันหนึ่ง คือ ข้อมูลทางธรณีวิทยาและข้อมูลภาคสนามไม่เพียงพอในการวิเคราะห์เพื่อแสดงถึงลักษณะการกระจายตัวหรือการวางตัวของชั้นหินในแอ่งบาดาล ทำให้ผลที่ได้จากการศึกษาที่ผ่านๆ มาอาจยังขาดความถูกต้องหรือความน่าเชื่อถือเท่าที่ควร รวมถึงวิธีที่ใช้ในการวิเคราะห์ส่วนใหญ่ไม่ได้พิจารณาถึงความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ (Spatial correlation) และความแปรปรวนของข้อมูลที่ใช้ โดยปกติแล้วคุณสมบัติของชั้นหิน (Lithoclass) จะมีความสัมพันธ์กันในเชิงพื้นที่ กล่าวคือ พื้นที่ที่อยู่ใกล้กันคุณสมบัติของชั้นหินในบริเวณนั้นก็จะมีความสอดคล้องกันและมีความแปรปรวนเกิดขึ้นน้อย ในทางกลับกัน พื้นที่ที่อยู่ไกลออกไปคุณสมบัติชั้นหินก็จะมีความแตกต่างและมีความแปรปรวนสูงเช่นกัน ความแปรปรวนทางธรณีวิทยา (Geological variability) ของแอ่งบาดาลนั้น สามารถอธิบายได้โดยการใช้แบบจำลองวาริโอแกรม (Variogram model) โดยวาริโอแกรมเป็นการวิเคราะห์เพื่อ

ประมาณความสัมพันธ์ร่วม (Autocorrelation) ภายใต้กระบวนการสุ่มและมีการจัดรูปแบบข้อมูลโดยการใช้ฟังค์ชั่นทางคณิตศาสตร์

แบบจำลองชั้นหิน (Lithofacies or facies model) เป็นการสร้างแบบจำลองเพื่อแสดงให้เห็นลักษณะการกระจายตัวและการวางตัวของชั้นหิน โดยอาศัยความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ที่ได้จากแบบจำลองวาริโอแกรมของข้อมูลในสนาม เช่น ข้อมูลหลุมเจาะ (Borehole log) ธรณีฟิสิกส์ (Geophysical log) ในกรณีที่มีการสร้างแบบจำลองโดยใช้ข้อมูลจากการแปรความหมายชั้นหินตามคุณสมบัติทางชลศาสตร์จะเรียกว่า แบบจำลองลักษณะทางอุทก (Hydrofacies model) (การศึกษานี้ใช้คำว่า แบบจำลองชั้นหิน ตลอดทั้งเล่มเพื่อความกระชับ) โดยในช่วง 20 กว่าปีที่ผ่านมาและจนถึงปัจจุบัน พบว่า การใช้แบบจำลองชั้นหินในงานวิจัยทางด้านอุทกธรณีวิทยานั้น ยังคงใช้อย่างแพร่หลาย เช่น งานอุตสาหกรรมน้ำมัน (Oil industry) เหมืองแร่ (Mining industry) บริหารจัดการทรัพยากรน้ำบาดาล (Groundwater management) เป็นต้น โดยเฉพาะอย่างยิ่ง งานทางด้านแบบจำลองน้ำบาดาลนั้น พบว่า การใช้วิธีการทางสถิติธรณี (Geostatistical method) เข้ามาช่วยทำให้ผลการจำลองที่ได้มีความถูกต้องและน่าเชื่อถือมากขึ้น

อย่างไรก็ตาม ในกระบวนการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลนั้น การกำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิดให้สอดคล้องกับสภาพอุทกธรณีวิทยาของแอ่งบาดาลนั้นเป็นขั้นตอนที่สำคัญอย่างยิ่ง ทั้งนี้หากการกำหนดเงื่อนไขเริ่มต้นและเงื่อนไขขอบเขตที่ผิดพลาดหรือไม่สอดคล้องกับสภาพจริง รวมถึงการกำหนดพารามิเตอร์ที่ไม่ถูกต้อง สิ่งเหล่านี้ล้วนอาจทำให้เกิดความไม่แน่นอนของแบบจำลองน้ำบาดาล (Groundwater model uncertainty) ได้ และอาจส่งผลต่อความน่าเชื่อถือในการนำไปใช้คาดคะเนผลและประเมินศักยภาพน้ำบาดาลในอนาคตได้ด้วยเช่นกัน (Rojas et al., 2008; Singh et al., 2010; Nettasana, 2012) การวิเคราะห์เพื่อประเมินปัญหาความไม่แน่นอนเหล่านี้จึงมีความจำเป็นอย่างยิ่ง เพื่อให้ผลการจำลองที่ได้นั้นมีความถูกต้องยิ่งขึ้น

ดังนั้น การศึกษานี้จึงเห็นความสำคัญในการบูรณการวิธีแก้ปัญหาเกี่ยวกับการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลที่กล่าวมาข้างต้น เพื่อประยุกต์ใช้กับแอ่งหาดใหญ่ให้มีประสิทธิภาพยิ่งขึ้น โดยการศึกษาความสัมพันธ์ของชั้นหินในเชิงสถิติธรณีและความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของชั้นหินอุ้มน้ำ (Aquifer unit) และชั้นหินกั้นน้ำ (Aquitard unit) พร้อมสร้างแบบจำลองชั้นหินของแอ่งหาดใหญ่ จากนั้น ประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิดโดยวิธี Model averaging แบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุดที่ได้ จะถูกนำไปใช้ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่ในรูปของปริมาณการใช้น้ำปลอดภัย (Safe yield) เพื่อประโยชน์ในการจัดการน้ำบาดาลต่อไป

1.2 จุดประสงค์ของงานวิจัย

1.2.1 ศึกษาวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ และสร้างแบบจำลองชั้นหิน (Hydrofacies model) โดยวิธีสถิติธรณี (Geostatistical method)

1.2.2 ประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (Hydraulic conductivity) และวิเคราะห์ผลเชิงสถิติ (Statistical analysis)

1.2.3 ประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิดโดยวิธี Model averaging

1.2.4 ประเมินศักยภาพน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่

1.3 วิธีการศึกษา

วิธีการศึกษา (Methodology) ประกอบด้วยขั้นตอนที่สำคัญดังนี้ (รูปที่ 1.1)

1.3.1 รวบรวมข้อมูลที่เกี่ยวข้อง (Data collection)

เป็นการรวบรวมข้อมูลที่จำเป็นทั้งหมดเพื่อใช้ในการวิเคราะห์และจำแนกชนิดชั้นหิน การสร้างแบบจำลองชั้นหิน การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน การสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลและ การประเมินศักยภาพน้ำบาดาล ประกอบด้วย

1) ข้อมูลชั้นหินจากหลุมเจาะบ่อน้ำบาดาล (Borehole logs) จากฐานข้อมูลกรมทรัพยากรน้ำบาดาล กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม ที่แสดงถึงรายละเอียดชั้นหิน (Lithoclass) ตำแหน่ง ความลึกเจาะบ่อบาดาล เป็นต้น

2) ข้อมูลสมบัติชลศาสตร์ เช่น ค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่าน (Hydraulic conductivity) สปส.การจ่ายน้ำ (Transmissivity) และสปส.การกักเก็บ (Storage) ที่ได้จากการสูบทดสอบในสนาม เป็นต้น

3) ข้อมูลดิจิตอลทางธรณีวิทยา เช่น แผนที่ธรณีวิทยา (Geologic map) แผนที่ธรณีวิทยา (Geologic map) แผนที่อุทกธรณีวิทยา (Hydroeologic map) แผนที่การใช้ประโยชน์ที่ดิน (Land use map) แผนที่ภูมิประเทศ (Topography map) เป็นต้น

4) ข้อมูลอุทกวิทยา (Hydrology) เช่น ปริมาณน้ำฝน น้ำท่า และการคายระเหย เป็นต้น

5) ข้อมูลระดับน้ำที่ได้จากการตรวจวัดจากบ่อสังเกตการณ์

1.3.2 สร้างแบบจำลองเชิงสถิติธรณี (Geostatistical Model)

เป็นการศึกษาความแปรปรวนและความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ รวมถึงสร้างแบบจำลองชั้นหินวิธีสโทแคสติคของแอ่งหาดใหญ่ ประกอบด้วยขั้นตอนต่างๆ ดังนี้

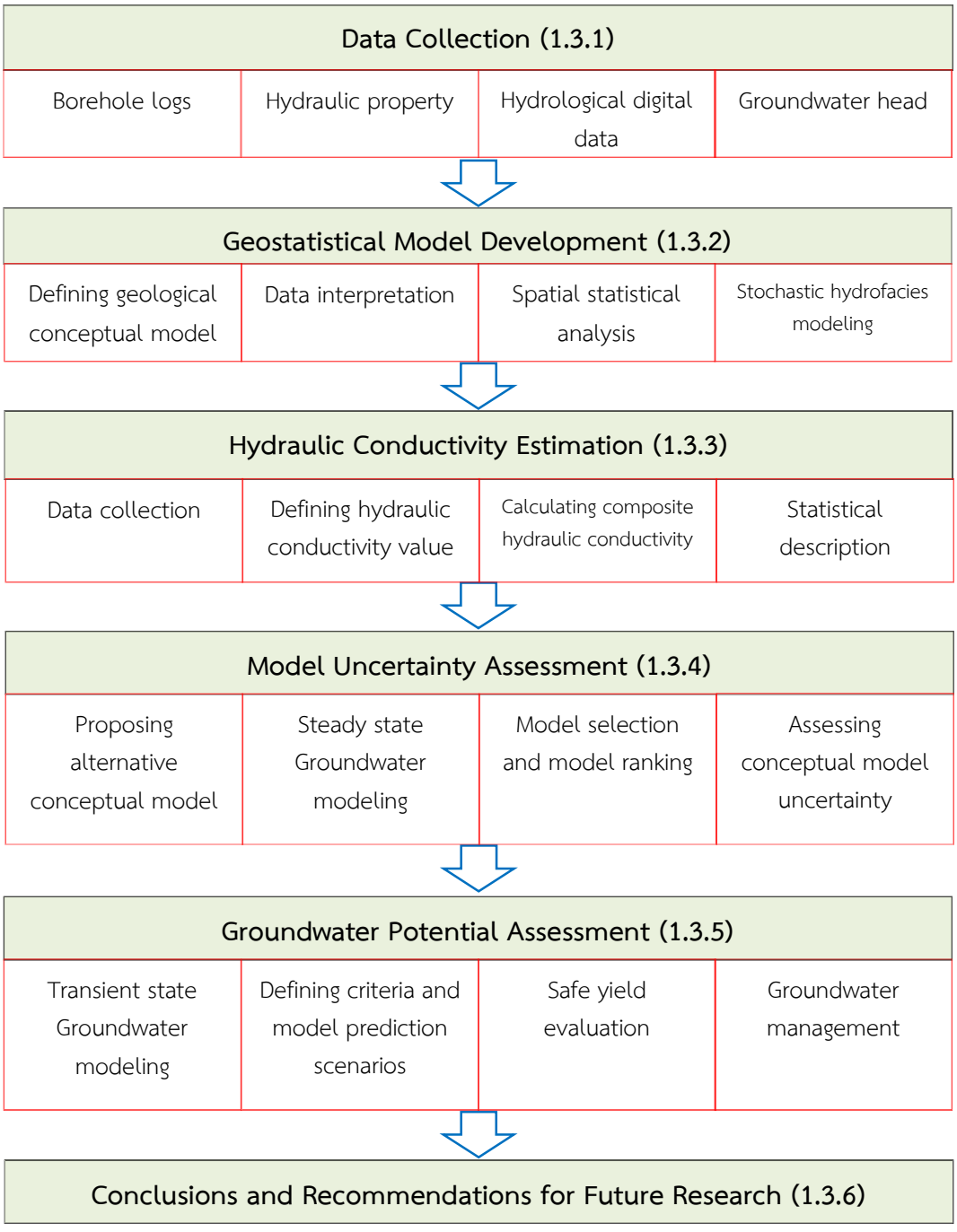
1) กำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิดทางธรณีวิทยา (Geological conceptual model)

2) การแปรความหมายข้อมูล (Data interpretation) ประกอบด้วย การรวบรวมข้อมูล (Data collection) การจำแนกชนิดชั้นหิน (Reclassification of lithoclass) และการวิเคราะห์ความหนาชั้นหิน (Thickness analysis)

3) การวิเคราะห์ทางสถิติเชิงพื้นที่ (Spatial statistical analysis) ประกอบด้วย การกำหนดชั้นหิน (Defining of hydofacies units) การเตรียมข้อมูล Experimental data และการวิเคราะห์ทางสถิติเชิงพื้นที่ของแอ่งหาดใหญ่โดยวิธีแบบจำลองวาริโอแกรม

4) แบบจำลองชั้นหินวิธีสโทแคสติค (Stochastic hydrofacies model) ประกอบด้วย การสร้างแบบจำลองชั้นหินด้วยวิธี Sequential indicator simulation: SISIM จากนั้นทำการ Simplify

ลักษณะชั้นน้ำโดยใช้วิธี Categorical transformation: TRANSCAT พร้อมทั้งวิเคราะห์ผลการจำลองที่ได้



รูปที่ 1.1 แผนภาพ (Flow charge) แสดงขั้นตอนการศึกษา

1.3.3 การประมาณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่าน (Hydraulic conductivity estimation)

เป็นการคำนวณค่า K และอธิบายค่าในเชิงสถิติ ค่าที่ได้จะถูกนำไปใช้ในการปรับเทียบแบบจำลองน้ำบาดาลต่อไป ซึ่งประกอบด้วยขั้นตอนต่างๆ ดังนี้

1) รวบรวมข้อมูลที่เกี่ยวข้อง ได้แก่ ข้อมูลชั้นหิน (Litho-logs) และข้อมูลสมบัติชลศาสตร์

2) กำหนดค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (Hydraulic conductivity assignment) ที่เหมาะสมของชั้นหินแต่ละชนิด โดยพิจารณาจากผลการสูบทดสอบในสนามร่วมกับค่าทั่วไปจากการรวบรวมของ Spitz and Moreno (1996)

3) ประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านโดยใช้วิธีการถ่วงค่าความหนาเฉลี่ย (Thickness weight average method)

4) วิเคราะห์ผลในเชิงสถิติเพื่ออธิบายการกระจายตัวของค่า K ในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่

1.3.4 การประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลอง (Model uncertainty assessment)

เป็นการประเมินความไม่แน่นอนจากแบบจำลองเชิงแนวคิดด้วยวิธี Multiple model เพื่อเลือกแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ที่สุดสำหรับแอ่งหาดใหญ่ ประกอบด้วยขั้นตอนต่างๆ ดังนี้

1) เสนอแบบจำลองเชิงแนวคิดจำนวน k แบบจำลอง ที่ขึ้นอยู่กับการแปรความหมายทางอุทกธรณีวิทยาและ เงื่อนไขขอบเขต

2) สร้างแบบจำลองการไหลด้วยโปรแกรม MODFLOW *V*.4.1 ภายใต้เงื่อนไขการจำลองในสภาวะคงที่ (Steady state condition) พร้อมปรับเทียบแบบจำลอง (Model calibration) และวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Sensitivity analysis)

3) ตรวจสอบยืนยันแบบจำลอง (Model validation)

4) คำนวณความน่าจะเป็น (Posterior model probabilities) ของทุกแบบจำลองด้วยวิธี AICcMA และวิธี mMLBMA

5) จัดอันดับ (Ranking) แบบจำลองพร้อมเลือกแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุด (Best conceptual model) สำหรับแอ่งหาดใหญ่

6) ประเมินความไม่แน่นอนจากแบบจำลองเชิงแนวคิดในรูปของสมดุลน้ำบาดาล

1.3.5 การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่

เป็นการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลในรูปของอัตราสูบปลอดภัยภายใต้เงื่อนไขรูปแบบการใช้น้ำบาดาลและปริมาณน้ำฝนที่เปลี่ยนแปลงในอนาคต ประกอบด้วยขั้นตอนต่างๆ ดังนี้

1) สร้างแบบจำลองการไหลในสภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลา (Transient state) พร้อมปรับเทียบและตรวจสอบแบบจำลอง

2) กำหนดรูปแบบการคาดการณ์ในอนาคตที่แปรผันกับปัจจัย 2 ส่วนคือ ปริมาณการใช้น้ำหรืออัตราสูบ (Pumping rate) และอัตราการเติมน้ำ (Recharge rate)

3) กำหนดเงื่อนไข (Criteria) ที่ใช้ในการจำลอง

4) ประเมินศักยภาพน้ำบาดาลในรูปของปริมาณการใช้น้ำปลอดภัย (Safe yield)
5) บริหารจัดการน้ำบาดาลโดยการแบ่งเขตน้ำบาดาล (Zone budget)

1.3.6 สรุปผลการศึกษา

สรุปผลที่ได้จากการศึกษาพร้อมวิจารณ์และเสนอแนะ

1.4 ภาพรวมของงานวิจัย

การศึกษานี้ ประกอบด้วยเนื้อหาทั้งหมด 7 บท โดยประกอบด้วยรายละเอียดดังต่อไปนี้

บทที่ 1 บทนำ: ประกอบด้วยการกล่าวนำสภาพปัญหาในเชิงพื้นที่ของแอ่งหาดใหญ่ โดยเฉพาะในประเด็นการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาล นอกจากนั้นประกอบด้วย จุดประสงค์ของงานวิจัย และขั้นตอนศึกษาในภาพรวม

บทที่ 2 พื้นที่ศึกษา: สรุปรายละเอียดที่สำคัญของแอ่งหาดใหญ่ เช่น สภาพธรณีสัณฐาน อุทกธรณีวิทยา การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาล รวมถึงผลการศึกษาแบบจำลองน้ำบาดาลในอดีต เป็นต้น

บทที่ 3 แบบจำลองเชิงสถิติธรณี: อธิบายหลักการและทฤษฎีเกี่ยวกับการสร้างแบบจำลองชั้นหิน (Hydrofacies model) โดยวิธีสถิติธรณีแบบดัชนี(Indicator-based geostaticstical approach) รวมถึงการวิเคราะห์ความแปรปรวนทางธรณีวิทยา โดยใช้แบบจำลองวาริโอแกรม (Variogram model) และรวบรวมงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง จากนั้น นำเสนอวิธีการ ขั้นตอน ตลอดจนผลการวิเคราะห์ความหนาชั้นหินโดยวิธีสถิติ การวิเคราะห์ทางสถิติเชิงพื้นที่ (Spatial statistical analysis) และการสร้างแบบจำลองชั้นหินวิธีสโทแคสติค (Stochastic hydrofacies model) สำหรับแอ่งหาดใหญ่ ข้อมูลการจำแนกชั้นหินที่ได้จะถูกนำไปประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (Hydraulic conductivity, K) ในบทที่ 4 ส่วนผลการสร้างแบบจำลองชั้นหินที่ได้จะถูกนำไปวิเคราะห์เพื่อใช้ในการกำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิด และการประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองในบทที่ 5

บทที่ 4 การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน: คำนวณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (Hydraulic conductivity, K) ของชั้นหินอุ้มน้ำในแอ่งหาดใหญ่ด้วยวิธีการถ่วงค่าความหนาเฉลี่ย (Thickness weight average method) จากข้อมูลหลุมเจาะบ่อบาดาล จากนั้นวิเคราะห์พร้อมอธิบายการกระจายตัวของค่า K ในเชิงสถิติ ผลที่ได้ในบทนี้จะถูกนำไปประเมินเพื่อเลือกใช้ค่าที่เหมาะสมในขั้นตอนการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลในบทที่ 5 และ 6

บทที่ 5 การประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลอง: อธิบายแหล่งที่มาของความไม่แน่นอน วิธีประเมินและตัวอย่างงานวิจัยเกี่ยวกับความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิด (Conceptual model uncertainty) อธิบายขั้นตอน และผลการประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองเชิงแนวคิด

สำหรับแอ่งหาดใหญ่โดยวิธี Model averaging โดยแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุดที่ได้ในบทนี้ จะถูกนำไปใช้ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลในบทที่ 6

บทที่ 6 การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่: อธิบายแนวคิดและหลักการของอัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) จากนั้นประเมินศักยภาพน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่โดยการกำหนดให้มีการใช้น้ำเพิ่มขึ้นในอนาคต จำลองการไหลน้ำบาดาลในอนาคตตั้งแต่ พ.ศ. 2550- 2579 พร้อมสรุปอัตราสูบปลอดภัยของแอ่งหาดใหญ่เพื่อนำไปใช้ในการบริหารจัดการน้ำบาดาลต่อไป

บทที่ 7 สรุปผลการศึกษา: สรุปผลที่ได้จากการศึกษา พร้อมเสนอแนะเพื่อปรับปรุงแบบจำลองน้ำบาดาลในอนาคต

บทที่ 2

พื้นที่ศึกษา

2.1 ลักษณะทั่วไป

แอ่งหาดใหญ่ (Hat Yai Basin) เป็นแอ่งน้ำบาดาลขนาดย่อมทางตอนล่างของลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา อยู่บนพื้นที่ราบชายฝั่งทะเลด้านตะวันออกของภาคใต้ ตั้งอยู่ระหว่างพิกัด UTM 640000-670000E UTM 750000-810000N จากการแปลความหมายค่าผิดปกติตกค้าง (Residual anomalies) พบว่า แอ่งหาดใหญ่วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ มีความยาว 60 กิโลเมตร ความกว้างประมาณ 20 กิโลเมตร และมีความลึกมากสุด 1 กิโลเมตร (Lohawijarn, 2005) ครอบคลุมพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ บางกล่ำ ควนเนียง คลองหอยโข่ง และสิงหนคร จังหวัดสงขลา

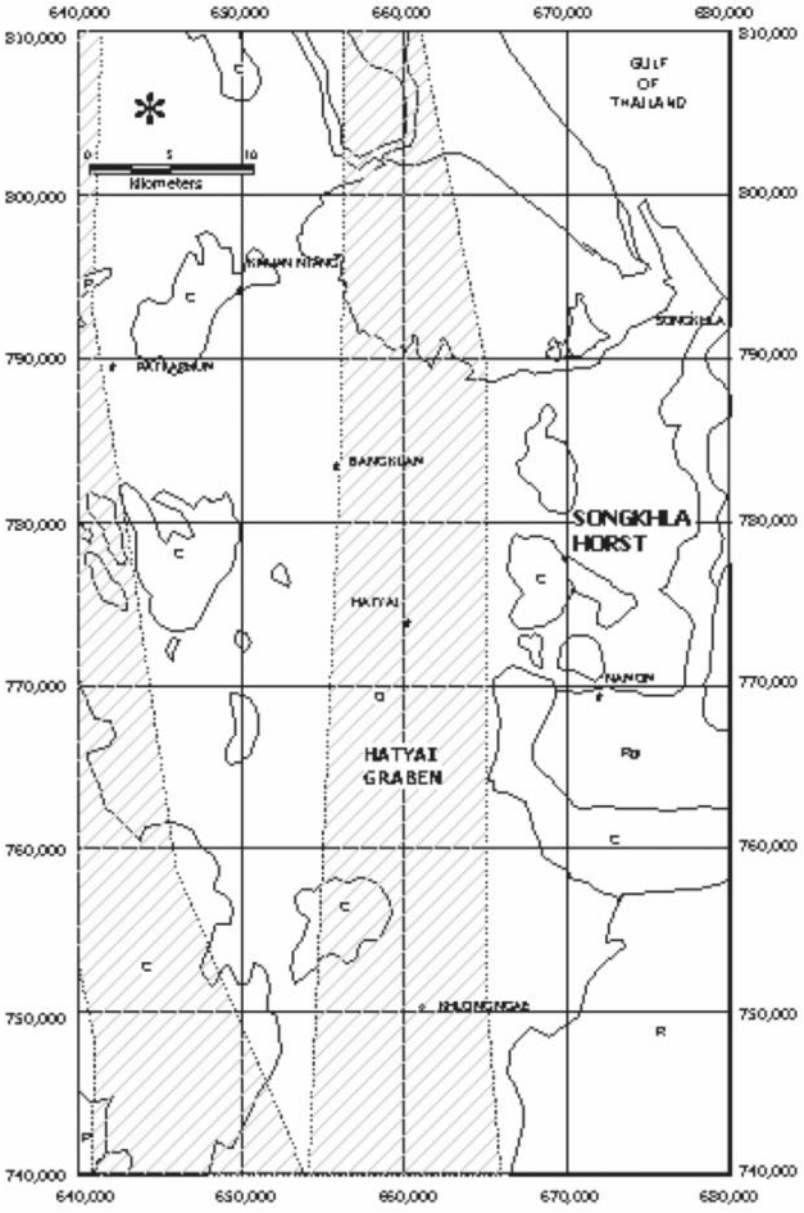
ลักษณะภูมิประเทศโดยทั่วไปของแอ่งหาดใหญ่ เป็นที่ราบล้อมรอบด้วยภูเขาและพื้นที่ซึ่งเป็นที่เนินถึง 3 ด้าน คือ เทือกเขาทางทิศตะวันตกถึงเทือกเขาบรรทัด ทางด้านทิศใต้ คือ เทือกเขาสันกาลาคีรี ซึ่งเป็นชายแดนไทย-มาเลเซีย ส่วนด้านทิศเหนือติดต่อกับทะเลสาบสงขลาและทะเลอ่าวไทย บริเวณกลางแอ่งเป็นที่ราบมีความสูงเฉลี่ยประมาณ 9 เมตร เหนือระดับทะเลปานกลาง ยอดเขาสูงที่สุดในบริเวณนี้คือ เขาคอหงส์ ซึ่งอยู่ทางด้านตะวันออกของแอ่งหาดใหญ่ และห่างจากตัวเมืองหาดใหญ่ประมาณ 6 กิโลเมตร มีความสูง 371 เมตร เหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง (สภา, 2539)

2.2 ธรณีสัณฐานและธรณีโครงสร้าง

แอ่งหาดใหญ่เป็นแอ่งเทอร์เชียรี (Tertiary) ลักษณะเป็นแอ่งที่ราบระหว่างหุบเขา (Intermountain Groundwater Basin) มีตะกอนในยุคควอเทอร์นารี (Quaternary) ปกคลุมอยู่ด้านบน ขอบแอ่งด้านทิศตะวันออกและทิศตะวันตกเป็นเทือกเขาสูงซึ่งเป็นหินทราย หินดินดาน และหินเชิร์ต ยุคคาร์บอนิเฟอรัส (Carboniferous) และหินแกรนิต เนื่องจากแอ่งหาดใหญ่เกิดจากการเคลื่อนไหวของเปลือกโลกทำให้เกิดแนวรอยเลื่อนโดยบริเวณขอบแอ่งทั้งสองด้านถูกยกตัวขึ้นมาในลักษณะ Horst and graben (รูปที่ 2.1) ทำให้ขอบแอ่งมีตะกอนกรวดขนาดใหญ่ที่เกิดจากการผุพังของหินบริเวณขอบแอ่งตกตะกอนทับถมอยู่เป็นจำนวนมาก ตะกอนเหล่านี้ประกอบไปด้วยกรวดขนาดเล็กถึงใหญ่มาก มีความกลมมนปานกลาง และส่วนคละไม่ดี (Very poorly graded) ส่วนบริเวณกลางแอ่งมีการสะสมตัวของตะกอนกรวด ทราย และดินเหนียว ที่เกิดจากการพัดพาของแม่น้ำสมัยโบราณและแม่น้ำสายปัจจุบัน

2.3 อุทกธรณีวิทยา

แหล่งน้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาประกอบไปด้วยน้ำบาดาลที่ถูกกักเก็บอยู่ภายในตะกอนหินร่วนและชั้นหินแข็ง (รูปที่ 2.2) ซึ่งสามารถแบ่งย่อยรายละเอียดได้ดังนี้



Age	Sedimentary Rocks	
Quaternary	Q	Alluvium, eluvium, river gravel, terrace, local lateritic soils
Triassic	R	Red bed of conglomerate, sandstone, mudstone and limestone
Permian	P	Massive and bedded limestone, light to dark gray with chert nudules interbedded with sandstone and shale with fossils
Carboniferous	C	Mudstone, sandstone, shale with fossils and cross-bedded, chert and quartzitic sandstone
Late Triassic to Early Jurassic	Rgr	Biotite granite, biotite-muscovite granite, aplite pegmatite and quartz veins
		Graben proposed by Sawata, et al. (1983)

รูปที่ 2.1 แผนที่ธรณีวิทยาและโครงสร้าง Horst and graben (Lohawijarn, 2005)

1) ชั้นหินอุ้มน้ำในตะกอนหินร่วน (Unconsolidated Aquifer) ประกอบด้วย

1.1) ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนน้ำพา (Fluvial Deposits Aquifer; *Qfd*) ประกอบด้วย กรวด ทราย ทรายแป้ง และดินเหนียว โดยน้ำบาดาลจะกักเก็บอยู่ในช่องว่างระหว่างเม็ดกรวด ทราย ที่สะสมตัวอยู่ในที่ราบลุ่มน้ำหลาก บริเวณแนวคดโค้งของทางน้ำ และบริเวณที่ราบชายฝั่งทะเลที่เกิดจากการพัดพาของทางน้ำ โดยทั่วไปจะพัฒนาน้ำบาดาลได้ที่ระดับความลึก 30-60 เมตร ประมาณน้ำที่ได้อยู่ในเกณฑ์ 10-30 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง บางบริเวณคุณภาพน้ำกร่อย-เค็ม เนื่องจากการรุกล้ำของน้ำทะเล ตะกอนชุดนี้วางตัวอยู่บนตะกอนทางน้ำเก่า

1.2) ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนตะพักลำน้ำสูง (High Terrace Aquifer; *Qht*) ประกอบด้วยชั้นของตะกอน กรวดขนาดใหญ่ ทราย ทรายแป้ง และดินเหนียว ที่เกิดจากการพัดพาโดยทางน้ำโบราณ ตะกอนมีขนาดตั้งแต่ 2 เซนติเมตรจนถึงมากกว่า 1 เมตร มีความกลมมนปานกลางถึงค่อนข้างสูง การคัดขนาดไม่ดี ประกอบด้วย ควอตซ์ เชิร์ต ควอร์ตไซต์ ควอตซ์ ชีสต์ หินทราย หินทรายแป้ง และแกรนิต พบบริเวณของแอ่งหาดใหญ่ บริเวณอำเภอคลองหอยโข่ง อำเภอสะเดาปริมาณน้ำอยู่ในช่วง 2-10 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง หรือ 10-20 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง คุณภาพน้ำดี ความลึกที่พัฒนาน้ำบาดาลอยู่ในช่วง 20-60 เมตร บางบริเวณอาจลึกถึง 100 เมตร

1.3) ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนเศษหินเชิงเขา (Colluvium Aquifer; *Qcl*) ประกอบด้วย กรวด ทราย ทรายแป้ง ดินเหนียว และเศษหิน เป็นชั้นตะกอนหนาที่ไม่มีการคัดขนาดของเม็ดตะกอน น้ำบาดาลถูกกักเก็บอยู่ภายในช่องว่างระหว่างกรวด ทราย ทรายแป้ง และเศษหิน ความลึกของชั้นน้ำบาดาล 20-40 เมตร ปริมาณน้ำอยู่ในเกณฑ์ 2-10 ลูกบาศก์เมตรตัวชั่วโมง คุณภาพน้ำจืด พบทั่วไปในบริเวณเชิงเขาและที่ราบระหว่างภูเขา

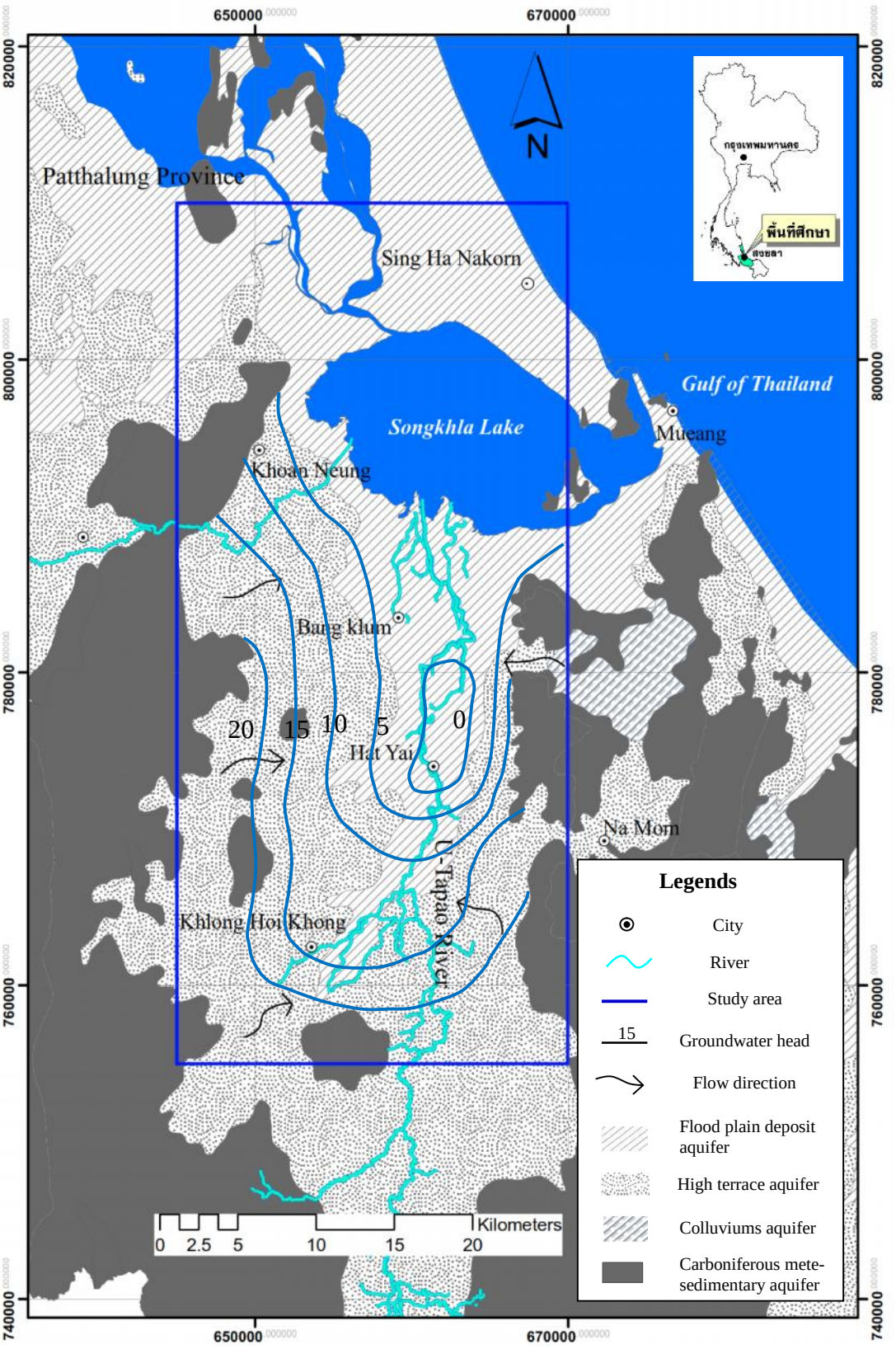
2) ชั้นหินอุ้มน้ำในหินแข็ง (Consolidated Aquifer)

ได้แก่ ชั้นหินให้น้ำตะกอนกึ่งหินแปรยุคคาร์บอนิเฟอรัส (Carboniferous Meta-sedimentary Aquifer; *Cms*) ประกอบด้วย หินดินดาน หินทรายแป้ง หินทราย หินชนวน หินฟิลไลต์ และหินควอร์ตไซต์ น้ำบาดาลถูกกักเก็บอยู่ภายในรอยแตก แนวแตก รอยเลื่อน และบริเวณที่หินผุ พบที่ในเขตอำเภอควนเนียง อำเภอบางกล่ำ อำเภอรัตภูมิ อำเภอหาดใหญ่ อำเภอคลองหอยโข่ง อำเภอนาหม่อม และอำเภอสะเดา

2.4 แหล่งน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่

สภา (2539) ศึกษาลักษณะชั้นดินและหินรวมทั้งข้อมูลของหลุมเจาะน้ำบาดาลในบริเวณแอ่งหาดใหญ่ และเครื่องหยั่งธรณี สามารถแบ่งชั้นน้ำบาดาลออกได้เป็น 3 ชั้น ประกอบด้วย

1) ชั้นน้ำหาดใหญ่ (Hat Yai Aquifer) เป็นชั้นน้ำชั้นบนสุด มีความลึกประมาณ 20 - 50 เมตร มีความหนาของชั้นกรวดทรายเฉลี่ย 10-20 เมตร โดยความหนาแตกต่างกันไปในแต่ละพื้นที่ บริเวณตัวเมืองหาดใหญ่หนาประมาณ 20-40 เมตร ปกคลุมด้วยดินเหนียวหรือดินเหนียวปนทรายซึ่งน้ำสามารถซึมผ่านได้เล็กน้อย ชั้นน้ำหาดใหญ่เป็นชั้นน้ำประเภทไร้แรงดัน (Unconfined aquifer) ถึงกึ่งภายใต้แรงดัน (Semi-confined aquifer) การเพิ่มเติมของน้ำในชั้นน้ำนี้ได้จากน้ำฝนซึ่งตกมาใน



รูปที่ 2.2 แผนที่อุทกธรณีวิทยาของแอ่งหาดใหญ่

พื้นที่รับน้ำของแอ่งหาดใหญ่โดยตรง ชั้นน้ำหาดใหญ่เป็นชั้นน้ำหลักของแอ่งหาดใหญ่ ให้ปริมาณน้ำอยู่ในเกณฑ์เฉลี่ย 20 - 50 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง เป็นชั้นน้ำที่มีการพัฒนาขึ้นมาใช้มากที่สุด โดยใช้ในบ้านเรือน โรงแรม โรงงานอุตสาหกรรมและอื่นๆ บ่อน้ำบาดาลบางบ่อที่เจาะในชั้นนี้สามารถให้น้ำได้ถึง 150-200 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง

2) ชั้นน้ำคูเต่า (Ku Tao Aquifer) เป็นชั้นน้ำที่อยู่ลึกลงไปประมาณ 60 - 100 เมตร โดยมีความหนาประมาณ 30 เมตร โดยมีดินเหนียวกั้นจากชั้นน้ำหาดใหญ่ เป็นชั้นน้ำที่มีแรงดัน (Confined aquifer) ประกอบด้วยชั้นกรวดทรายหลายชั้น (Multi-layer aquifer) และดินทรายปนดินเหนียวซึ่งน้ำสามารถซึมผ่านได้ ชั้นน้ำนี้ถูกพัฒนาขึ้นมาใช้น้อยกว่าชั้นน้ำหาดใหญ่

3) ชั้นน้ำคอหงส์ (Kor Hong Aquifer) เป็นชั้นน้ำที่อยู่ถัดลงไปจากชั้นน้ำคูเต่า โดยมีดินเหนียวปิดทับอยู่ข้างบน อยู่ลึกลงไปจากผิวดินมากกว่า 100 เมตร เป็นชั้นน้ำที่มีแรงดัน (Confined aquifer) ประกอบด้วยชั้นกรวดทราย มีการคัดขนาด และความกลมมนดี โดยทั่วไป บ่อบาดาลที่เจาะในชั้นน้ำนี้จะให้น้ำน้อยกว่าบ่อบาดาลที่เจาะในชั้นน้ำ 2 ชั้นที่กล่าวมาแล้ว โดยสามารถให้น้ำได้ประมาณ 10 - 50 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง และมีการใช้น้ำในชั้นนี้น้อยกว่าน้ำบาดาลชั้นอื่น การเพิ่มของน้ำในชั้นนี้ได้จากการรั่วซึมของน้ำจากชั้นที่อยู่เหนือขึ้นไปชั้นน้ำทั้งสามนี้แยกจากกันโดยมีชั้นดินเหนียวกั้น

2.5 การใช้น้ำบาดาล

จากการรวบรวมข้อมูลการใช้น้ำบาดาลจากประปาหมู่บ้าน ประปาเทศบาล บ่อบาดาลส่วนตัว บ่อบาดาลเอกชนและบ่อบาดาลแฝง (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2549) สามารถสรุปการใช้น้ำเป็นภาคกิจกรรมหลักๆ 4 กลุ่ม ได้แก่ ภาคอุปโภค-บริโภค อุตสาหกรรม เกษตรกรรมและ โรงแรม ปริมาณการใช้น้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษาสรุปได้ดังแสดงในตารางที่ 2.1 และรูปที่ 2.3 พบว่า มีปริมาณการใช้น้ำบาดาลทั้งหมดเท่ากับ 21.53 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี แบ่งออกเป็นการใช้เพื่อการอุปโภค-บริโภค 10.96 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี (51%) ภาคอุตสาหกรรม 8.42 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี (39%) ภาคเกษตรกรรม 1.12 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี (5%) และ โรงแรม 1.02 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี (5%) เมื่อพิจารณาการใช้น้ำแบ่งตามพื้นที่ พบว่า อำเภอหาดใหญ่มีการใช้น้ำมากที่สุดคิดเป็นประมาณ 64% ส่วนอำเภอคลองหอยโข่งมีการใช้น้ำน้อยที่สุดประมาณ 6% ของปริมาณการใช้น้ำทั้งหมด นอกจากนี้ เมื่อแบ่งรูปแบบการใช้น้ำตามชนิดชั้นน้ำ พบว่า ชั้นน้ำหาดใหญ่มีใช้น้ำมากที่สุดประมาณ 13.44 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี (60%) ชั้นน้ำคูเต่า 5.90 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี (30%) และชั้นน้ำคอหงส์ 2.46 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี (10%)

2.6 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาล

น้ำบาดาลในแอ่งหาดใหญ่มีต้นกำเนิดจากน้ำฝนที่ซึมผ่านเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาลการไหลของน้ำบาดาลในแอ่งหาดใหญ่ ส่วนใหญ่มีการไหลจากทางทิศใต้ผ่านกลางแอ่ง (อำเภอหาดใหญ่) ขึ้นสู่ทิศเหนือและทิศตะวันตกเฉียงเหนือแล้วไหลลงสู่ทะเลสาบสงขลา พบว่า ในช่วงฤดูร้อน ระดับน้ำบาดาล

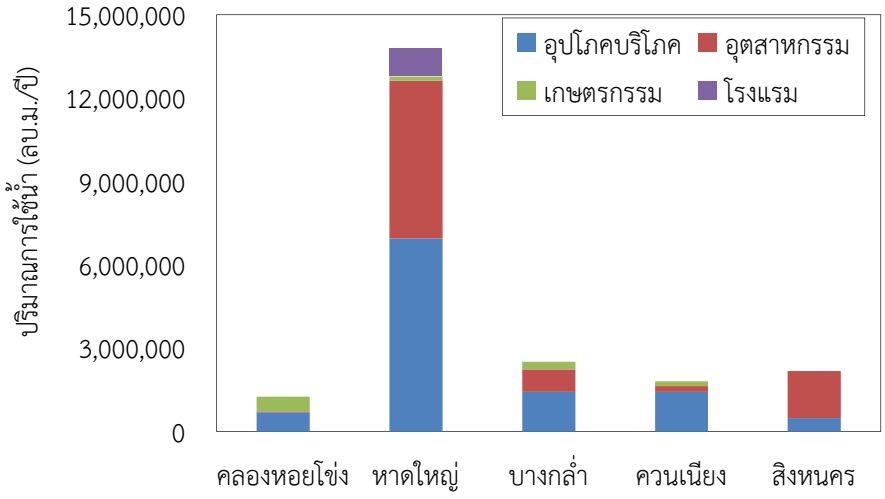
บริเวณริมทะเลสาบสงขลาจะลดลงต่ำกว่าระดับน้ำทะเลปานกลางเล็กน้อย โดยน้ำบาดาลจะไหลออกสู่คลองอู่ตะเภา และจะคืนตัวในช่วงหน้าฝน (สุรพล, 2534)

อรุณ (2552) ตรวจวัดระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ระหว่าง พ.ศ.2550-2551 จำนวน 47 บ่อ พบว่า ระดับแรงดันน้ำจะสูงบริเวณขอบแอ่งทางทิศตะวันตก (เทือกเขาบรรทัด) ทิศตะวันออก (เทือกเขาคอหงส์) และทิศใต้ (เขาวังชิง) แล้วลดระดับต่ำลงบริเวณกลางแอ่งจนถึงทะเลสาบสงขลาส่วนทางทิศเหนือของแอ่งบริเวณอำเภอสิงหนคร พบว่า โดยเฉลี่ยระดับน้ำอยู่ต่ำกว่าระดับน้ำทะเลปานกลางและพบว่าระดับน้ำมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล นั่นคือ มีระดับสูงช่วงฤดูฝนและลดลงในช่วงฤดูร้อน รูปที่ 2.4 แสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลสำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ช่วงเดือนพฤษภาคม 2551

ตารางที่ 2.1 การใช้น้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา

อำเภอ	ปริมาณการใช้น้ำบาดาล (ลูกบาศก์เมตร/ปี)				
	อุปโภค-บริโภค	อุตสาหกรรม	เกษตรกรรม	โรงแรม	รวม
คลองหอยโข่ง	683,285	34,692	538,328	-	1,256,305
หาดใหญ่	6,949,630	5,677,065	148,031	1,019,039	13,793,765
บางกล่ำ	1,421,428	814,600	269,636	-	2,505,664
ควนเนียง	1,423,531	212,885	167,381	-	1,803,797
สิงหนคร	485,610	1,684,130	-	-	2,169,740
รวม	**10,963,484**	**8,423,372**	**1,123,376**	**1,019,039**	**21,529,271**

ที่มา: ดัดแปลงจากกรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2549)



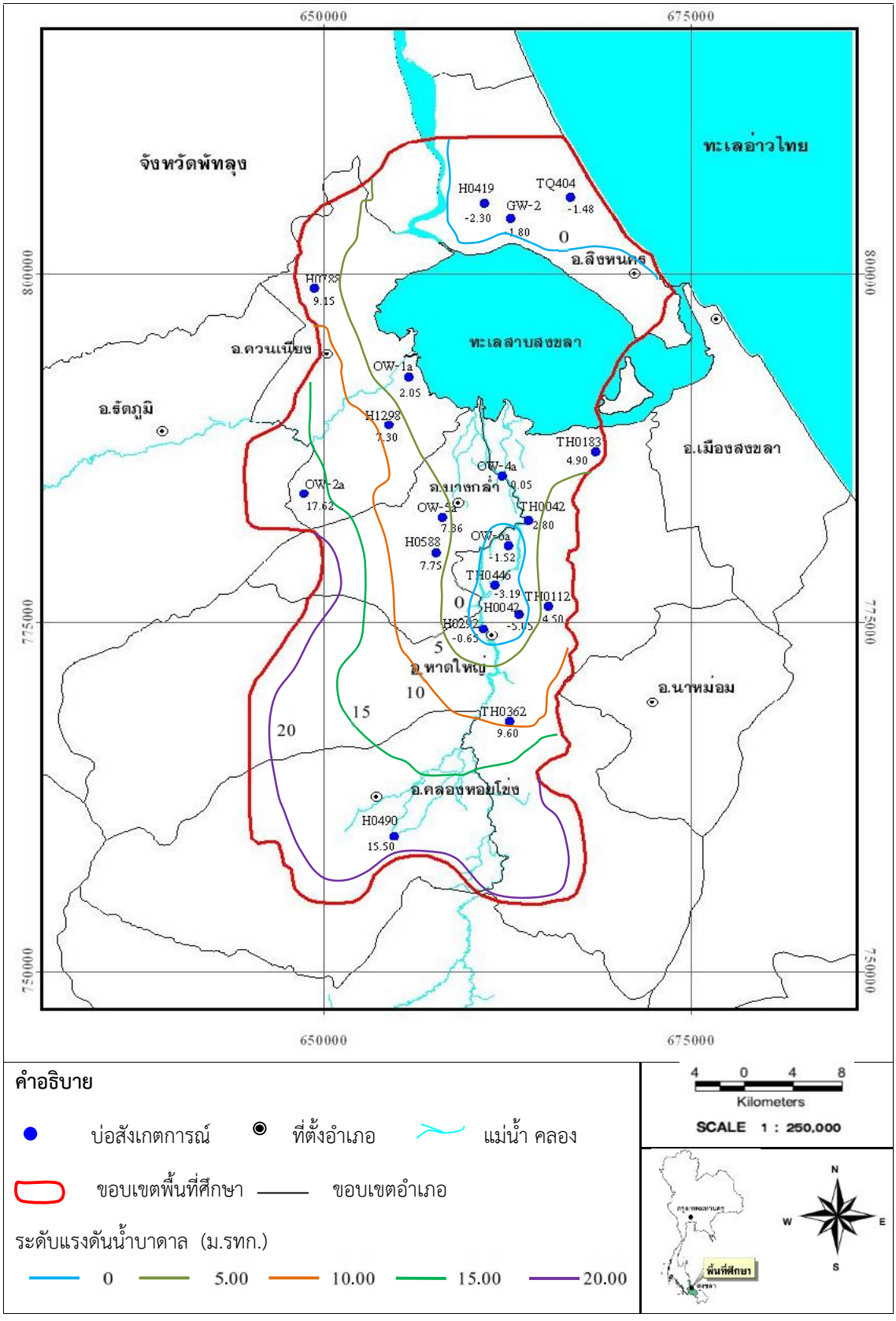
รูปที่ 2.3 การใช้น้ำบาดาลในพื้นที่ศึกษา

2.7 คุณภาพน้ำบาดาล

อรุณ และคณะ (2551) และอรุณ (2552) ทำการเก็บตัวอย่างน้ำบาดาลจากบ่อสังเกตการณ์เพื่อตรวจสอบคุณภาพน้ำบาดาลพบว่า คุณภาพน้ำบาดาลจากชั้นน้ำหาดใหญ่โดยรวมมีคุณภาพดีแต่ไม่เหมาะสมสำหรับการบริโภค กล่าวคือ มีความขุ่น ปริมาณเหล็กและความกระด้างสูงกว่ามาตรฐานน้ำดื่ม ขอบเขตของน้ำเค็ม/น้ำกร่อยของชั้นน้ำหาดใหญ่พบในบริเวณติดกับทะเลสาบสงขลารวม 3 ตำบล ได้แก่ตำบลคูเต่า อำเภอหาดใหญ่ และตำบลบางกล่ำ ตำบลแม่ทอม อำเภอบางกล่ำเท่านั้น โดยชาวบ้านทั้ง 3 ตำบลนี้ใช้น้ำบาดาลจากชั้นน้ำคูเต่าที่ลึกลงไปที่ความลึกประมาณ 70 เมตร (รทก.) ซึ่งมีคุณภาพดีกว่าชั้นน้ำหาดใหญ่ ส่วนคุณภาพน้ำบ่อตื้นบริเวณติดกับทะเลสาบสงขลามีความเค็มสูง จึงมีการใช้น้อย อย่างไรก็ตาม การพบน้ำกร่อยหรือเค็มที่มีคลอไรด์สูงกว่าค่ามาตรฐานในชั้นน้ำหาดใหญ่บริเวณใกล้กับทะเลสาบสงขลานั้น ผลการศึกษายังไม่สามารถชี้ชัดได้ว่า เกิดจากการรุกตัวของน้ำเค็มจากทะเลสาบสงขลาเนื่องจากการสูบน้ำบาดาลมาใช้ในปริมาณมากเกินไป เนื่องจากชาวบ้านและช่างเจาะบ่อบาดาลในพื้นที่ระบุว่า น้ำบาดาลในบริเวณพื้นที่ศึกษาเป็นน้ำกร่อยมานานมากกว่า 30 ปีแล้ว และขอบเขตพื้นที่ที่พบน้ำเค็ม/น้ำกร่อย ก็ไม่ได้ขยายตัวตามปริมาณการสูบน้ำที่มากขึ้นของเทศบาลนครหาดใหญ่ ดังนั้น สมมุติฐานที่ว่าน้ำกร่อยหรือเค็มในชั้นน้ำหาดใหญ่บริเวณพื้นที่ติดกับทะเลสาบสงขลาเกิดจากการรุกของน้ำเค็มจึงยังไม่สามารถยืนยันได้ นอกจากนี้ อาจเป็นไปได้ว่าน้ำกร่อยหรือเค็มดังกล่าวเป็นน้ำเค็มจากทะเลในอดีตที่ฝังตัวอยู่ในที่ ก่อนที่จะมีการเปลี่ยนแปลงสภาพทางธรณีวิทยาทำให้มีการทับถมของตะกอนจนกลายเป็นพื้นดิน

2.8 สมดุลน้ำบาดาล

สุรพล (2534) เสนอว่า ประมาณ 6% ของฝนที่ตกลงในพื้นที่จะไหลซึมลงสู่ชั้นน้ำบาดาลในลุ่มน้ำย่อยคลองอู่ตะเภา หรือประมาณ 120 มิลลิเมตรต่อปี ส่วนปริมาณน้ำที่ไหลออกจากระบบประกอบด้วยการเปลี่ยนแปลงการกักเก็บ บ่อสูบบาดาล ไหลออกสู่แม่น้ำ และทะเลสาบสงขลา ธนิต และคณะ (2552) ได้ประเมินอัตราเติมน้ำแอ่งหาดใหญ่พบว่า มีค่าเท่ากับ 121 มิลลิเมตรต่อปี หรือประมาณ 7% ของปริมาณฝนเฉลี่ยรายปี สำหรับสมดุลน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ที่ประเมินไว้โดยกรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2546) และ อมรรัตน์ (2548) โดยการใช้แบบจำลองน้ำบาดาลสามารถสรุปได้ดังตารางที่ 2.2 ซึ่งอธิบายปริมาณน้ำที่ไหลเข้าสู่ระบบเทียบกับปริมาณน้ำที่ไหลออกจากสู่ระบบแหล่งน้ำ โดยภาพรวมสามารถอธิบายได้ว่า ปริมาณน้ำที่ไหลเข้าระบบได้จากอัตราการเติมน้ำ (Recharge) การไหลซึมผ่านทางแม่น้ำคลองอู่ตะเภาและคลองรัตภูมิ และการกักเก็บ (Storage) จากสมดุลน้ำในตารางที่ 2.2 ในภาพรวมอธิบายได้ว่าประมาณ 50% ของปริมาณน้ำไหลเข้าระบบนั้นได้มาจากการเติมน้ำตามธรรมชาติ



รูปที่ 2.4 ระดับแรงดันน้ำบาดาลสำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ช่วงเดือนพฤษภาคม 2551 (อรุณ, 2552)

ตารางที่ 2.2 สมดุลของน้ำบาดาลเฉลี่ยรายปีจากการจำลองในสภาวะเปลี่ยนแปลงตามเวลา

Source	ปริมาณการไหลเข้าเฉลี่ย (ล้าน ลบ.ม./ปี)		ปริมาณการไหลออกเฉลี่ย (ล้าน ลบ.ม./ปี)	
	กรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2546)	อมรรัตน์ (2548)	กรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2546)	อมรรัตน์ (2548)
Storage	98.78	136.82	201.70	131.63
Constant Head	0.97	-	17.60	12.13
Wells	-	-	11.43	16.55
Recharge	134.74	120.39	-	-
River Leakage	25.87	1.59	28.94	108.64
General Head	-	10.46	-	0.31
Total	**260.37**	**269.25**	**259.66**	**269.25**

บทที่ 3

แบบจำลองเชิงสถิติธรณี

3.1 บทนำ

โครงสร้างทางธรณีวิทยาของแอ่งหาดใหญ่เป็นแอ่งบาดาลที่เกิดจากรอยเลื่อนแบบ Horst and Graben โดยบริเวณขอบแอ่งด้านตะวันตก (เทือกเขาบรรทัด) และตะวันออก (เทือกเขาคอหงส์) เป็นรอยเลื่อนที่มีการยกตัวขึ้น (Horst) ส่วนบริเวณกลางแอ่งเกิดจากรอยเลื่อนส่วนที่ยุบลงเป็นหุบเขา (Graben) หินตะกอนที่ทับถมแล้วสะสมตัวเป็นหินอุ้มน้ำนั้น พบว่า ชนิดหินบริเวณขอบแอ่งและกลางแอ่งมีความแตกต่างกัน นั่นคือ บริเวณขอบแอ่งเป็นตะกอนขนาดใหญ่ ขนาดคละไม่ดี (Poorly graded) ส่วนกลางแอ่งจะเป็นตะกอนที่ถูกพัดพามากับทางน้ำสมัยโบราณ และแม่น้ำสมัยปัจจุบัน ได้แก่ กรวด ทราย และดินเหนียว ลักษณะชั้นน้ำของแอ่งหาดใหญ่สามารถแบ่งเป็น 3 ชั้นน้ำ ประกอบด้วย ชั้นน้ำหาดใหญ่ ชั้นน้ำคูเต่าและ ชั้นน้ำคอหงส์ ตามลำดับ โดยที่จะมีชั้นกั้นน้ำ (Confining layer) กั้นแทรกระหว่างชั้นน้ำสลับกันไป การศึกษาเกี่ยวกับลักษณะชั้นน้ำของแอ่งหาดใหญ่ พบว่า ชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ มีความหนาประมาณ 35 – 50 เมตร ส่วนชั้นกั้นน้ำ (Aquitard) หนาประมาณ 10 – 30 เมตร (รามณรงค์ และคณะ 2527; สภา, 2539) ซึ่งข้อมูลทางอุทกธรณีวิทยาเหล่านี้ถูกใช้ในการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลแบบดีเทอร์มินิสติค (Deterministic approach) เพื่อประเมินศักยภาพน้ำบาดาลอย่างแพร่หลาย (เช่น กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2546; 2549; อรุณ, 2551; นันทิยาและคณะ, 2555 เป็นต้น)

การคาดการณ์ชนิดหินหรือลักษณะการวางตัวชั้นหินในพื้นที่หรือตำแหน่งที่เราไม่ข้อมูล รวมถึงการทำนายรูปแบบการไหลในสภาพพื้นที่ที่มีความซับซ้อนทางธรณีวิทยานั้นเป็นสิ่งที่ทำได้ยาก ซึ่งในกระบวนการสร้างแบบจำลองการไหลน้ำบาดาลนั้น โดยทั่วไปจะเริ่มโดยการกำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิด (Conceptual model) ก่อนเป็นขั้นตอนแรก แล้วสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลรวมถึงตรวจสอบแบบจำลองในขั้นตอนต่อมา สำหรับกรณีที่แอ่งบาดาลมีความซับซ้อนหรือมีความไม่เป็นเนื้อเดียวกันสูง (Complexity or high heterogeneity) การกำหนดลักษณะชั้นน้ำบาดาลนั้นอาจทำได้โดยการสร้างแบบจำลองชั้นหิน (Lithofacies or hydofacies model) ด้วยวิธีทางสถิติธรณี (Geostaticstical method) (Quental et al, 2012; Refsgaard et al, 2012; Serrano et al, 2012) ทั้งนี้ การเลือกวิธีให้เหมาะสมกับพื้นที่และข้อมูลที่มีนั้นถือเป็นสิ่งที่สำคัญ วิธีทางสถิติธรณีที่นิยมประยุกต์ใช้ในงานวิจัยทางด้านน้ำบาดาลมีอยู่ 2 วิธี คือ Sequential Indicator Simulation (SISIM) และ Transition Probability Geostatistical Simulation (T-PROGS) ทั้ง 2 วิธีนี้ถูกนำไปใช้สำหรับแอ่งบาดาลต่าง ๆ เช่น ตะกอนในที่ราบลุ่ม (Alluvial sediments) (Fogg et al., 1998; Carle et al., 1998; Weissmann and Fogg, 1999; Weissmann et al., 1999; Weissmann et al., 2002; Carle et al., 2006; Falivene et al., 2007; Trevisani and Fabbri, 2010; dell'Arciprete et al., 2012; Phelps et al., 2011; Modis and Sideri, 2013; Guastaldi

et al., 2014; Serrano et al., 2014), ตะกอนธารน้ำพา (Fluvial deposit) (Journel et al., 1998; Seifert and Jensen, 1999 and 2000), ตะกอนหินภูเขาไฟ (Volcanic materials) (Gego et al., 2001), ตะกอนดินดอนปากแม่น้ำ (Deltaic sediments) (Cabello et al., 2007), และ หินตะกอนคาร์บอเนต (Carbonate rocks) (Almeida, 2010) เป็นต้น

อย่างไรก็ตาม การกระจายชั้นหิน (Hydrofacies distribution) โดยวิธีทางสถิติในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่นั้นยังไม่เคยมีการศึกษา ดังนั้น เนื้อหาบทนี้ มีจุดประสงค์เพื่อ 1) ศึกษาความสัมพันธ์และความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของชั้นหินอุ้มน้ำ (Aquifer unit) รวมถึงชั้นหินกั้นน้ำ (Aquitard unit) โดยใช้วิธีสถิติธรณีแบบดัชนี (Indicator-based geostaticstical approach) และ 2) สร้างแบบจำลองชั้นหิน (Hydofacies model) ด้วยวิธี Sequential Indicator Simulation (SISIM) เพื่อแสดงให้เห็นรูปแบบการกระจายชั้นหินในพื้นที่ศึกษา จากนั้นวิเคราะห์ผลที่ได้เพื่อนำไปใช้ในการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาล และประเมินศักยภาพน้ำบาดาลต่อไป

3.2 ทบทวนเอกสาร

3.2.1 แบบจำลองชั้นหิน

แบบจำลองชั้นหิน (Lithofacies/ hydrofacies model) เป็นการแสดงการกระจายตัวและลักษณะการวางตัวของชั้นหิน โดยใช้ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ (Spatial correlation) ของชั้นหินแต่ละชนิดความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ สามารถหาได้โดยใช้แบบจำลองวาริโอแกรม (Variogram models) Falivene et al., (2007) ได้จำแนกวิธีที่ใช้ในการสร้างแบบจำลองชั้นหินออกเป็น 2 วิธี ได้แก่ วิธีดีเทอร์มินิสติค (Deterministic method) และ สโทแคสติค (Stochastic method) การเลือกใช้นั้นขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของการศึกษา ชนิดและปริมาณของข้อมูล ความซับซ้อนทางธรณีวิทยา เป็นต้น วิธีดีเทอร์มินิสติคเป็นวิธีที่ใช้หลักการประมาณค่าในช่วง (Interpolation-based algorithms) โดยผลที่ได้จะมีแค่ชุดเดียวซึ่งแสดงค่าคุณสมบัติที่เป็นตัวแทนของชั้นหิน ส่วนวิธีสโทแคสติคจะใช้หลักของกระบวนการสุ่ม (Random process) ที่ขึ้นอยู่กับความสัมพันธ์และความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของข้อมูล โดยตัวแปรหรือข้อมูลที่ใช้จะถูกแปลงเป็นฟังค์ชั่นความน่าจะเป็น (Probability density function) ก่อนที่สร้างแบบจำลองชั้นหิน กรณีที่ต้องการประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองรวมถึงสร้างแบบจำลองเพื่อตรวจสอบแบบจำลองเชิงแนวคิด (Reproduce the conceptual depositional model) วิธีสโทแคสติคนั้นจะเหมาะสมกว่า ลักษณะเฉพาะของทั้ง 2 วิธี เปรียบเทียบไว้ในตารางที่ 3.1

ข้อมูลที่ใช้ในการสร้างแบบจำลองชั้นหินนั้นโดยปกติแบ่งออกเป็น 2 ชุดข้อมูล ได้แก่ Hard data และ Soft data โดยข้อมูล Hard data เป็นข้อมูลที่แสดงลักษณะของชั้นหินโดยตรง เช่น ข้อมูลชั้นหินจากหลุมเจาะ (Borehole logs) ส่วน Soft data เป็นข้อมูลที่ได้จากชั้นหินทางอ้อม ได้แก่ ข้อมูลจากการทดสอบวิธีธรณีฟิสิกส์ (Geophysical methods) หรือเป็นข้อมูลทางสถิติของชั้นหิน เช่น วาริโอแกรมพารามิเตอร์ (Variogram parameters) สัดส่วนชั้นหิน (Hydrofacies proportion) เป็นต้น (Falivene et al., 2007)

ตารางที่ 3.1 เปรียบเทียบลักษณะทั่วไปของวิธีดีเทอร์มินิสติค และสโทแคสติค (Falivene et al., 2007)

ประเด็นพิจารณา	วิธีดีเทอร์มินิสติค	วิธีสโทแคสติค
1. การประมาณค่าตัวแปรในแต่ละกริดเซลล์	ไม่ขึ้นกับค่ากริดเซลล์อื่น	ขึ้นกับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่กับกริดเซลล์อื่น
2. การสร้างฮิสโตแกรม	ต่างจากข้อมูล Hard data เริ่มต้น	ควบคุมโดยพารามิเตอร์ที่แสดงความความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ (เช่น วาริโอแกรม) และสอดคล้องกับข้อมูลเริ่มต้น
3. เงื่อนไขข้อมูล	เป็นเงื่อนไขกับข้อมูล Hard data	เป็นเงื่อนไขทั้งข้อมูล Hard data และ soft data
4. ความต่อเนื่องเชิงพื้นที่และผลการคำนวณ	ส่วนใหญ่ถูกควบคุมโดยข้อมูล Hard data ส่วนผลที่ได้จะมีแค่ชุดเดียวและความแตกต่างนั้นจะขึ้นอยู่กับวิธีการที่ใช้ประมาณค่าในช่วง	ควบคุมโดยสมการทางคณิตศาสตร์ ส่วนผลที่ได้จะมีได้หลายชุด (Realizations) และความแตกต่างนั้นจะขึ้นอยู่กับวิธีการที่ใช้ในการจำลอง

3.2.2 แบบจำลองเชิงสถิติธรณี

แบบจำลองเชิงสถิติธรณี (Geostatistical model) เป็นการประยุกต์วิธีทางสถิติเพื่อใช้วิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินโดยใช้สมการทางคณิตศาสตร์เข้าช่วยในการจำลอง (Isaaks and Srivastava 1989) แบ่งออกเป็น 2 วิธี ได้แก่ Geostatistical estimation และ Geostatistical simulation:

-Geostatistical estimation จัดเป็นวิธีการสร้างแบบจำลองแบบดีเทอร์มินิสติค เช่น วิธี Kriging; Truncated inverse distance weighting(TIDW); Truncated kriging; Inverse distance weighting (IDW); Indicator kriging (IK); Co-kriging; Block kriging เป็นต้น

-Geostatistical simulation จัดเป็นวิธีการสร้างแบบจำลองแบบสโทแคสติค (Stochastic simulation) เช่น วิธี Truncated Gaussian simulation (TGS); Transition probability geostatistics (T-PROGS); Truncation of plurigaussian fields (TPF); Sequential indicator simulation (SISIM); Sequential Gaussian simulation (SGSIM); multiple point statistics (MPS) เป็นต้น

3.2.3 วิธีสถิติธรณีแบบดัชนี

วิธีสถิติธรณีแบบดัชนีเป็นวิธีการทางสถิติธรณี (Geostatistical approach) วิธีหนึ่งที่ได้รับความนิยมแพร่หลายในงานวิจัยทางด้านทรัพยากรน้ำ อุทกธรณีวิทยา และด้าน Geo-science เนื่องจากขั้นตอนการจำลองไม่มีความซับซ้อนมากนัก วิธีนี้สามารถวิเคราะห์ได้ทั้งวิธี Estimation

และ Simulation ซึ่งการเลือกใช้นั้นขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ในการศึกษารวมถึงปริมาณและชนิดของข้อมูลที่ใช้ (ตาราง 3.1) โดยการศึกษานี้เลือกใช้วิธี Sequential indicator simulation (SISIM) เพื่ออธิบายความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินในแอ่งหาดใหญ่ ดังนั้น ในหัวข้อนี้จึงมุ่งเน้นอธิบายหลักการและกระบวนการที่เกี่ยวข้องที่ใช้ในการสร้างแบบจำลองชั้นหินตามวิธี Geostatistical simulation เท่านั้น

อนึ่ง การศึกษานี้เลือกใช้โปรแกรม Stanford Geostatistical Modeling Software: SGeMS (Remy et al., 2009) ซึ่งเป็นโปรแกรมทางสถิติธรณีแบบ 3 มิติ (3D) ที่ได้รับความนิยมในการนำมาใช้ในการสร้างแบบจำลองชั้นหินอีกทั้งเป็นโปรแกรมที่สามารถดาวน์โหลดมาใช้งานได้ฟรี (Free ware) โดยมีฟังค์ชั่นให้เลือกใช้งาน 3 รูปแบบ ประกอบด้วย

1) Estimation: เป็นฟังค์ชั่นที่ใช้สำหรับประเมินค่าตัวแปรด้วยวิธีดีเทอร์มินิสติค ที่ใช้หลักการคำนวณตามวิธี Kriging เช่น วิธี Cokriging, Indicator kriging, Simple kriging เป็นต้น

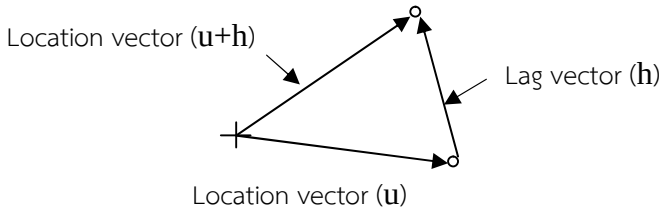
2) Simulation: เป็นฟังค์ชั่นที่ใช้สำหรับประเมินค่าตัวแปรด้วยวิธีสโทแคสติค เช่น วิธี Sequential indicator simulation (SISIM), Sequential Gaussian simulation (SGSIM), Single normal equation simulation (SNESIM) เป็นต้น

3) Utilities: เป็นฟังค์ชั่นที่ใช้สำหรับการวิเคราะห์ผลการจำลองที่ได้จากวิธี Estimation และ Simulation ซึ่งมีอยู่หลายวิธี เช่น วิธี Histogram transformation (TRANS), Categorical transformation (TRANSCAT), Post-processing of kriging estimates (POSTKRIGING), Post-processing of realizations (POSTSIM) เป็นต้น

ตัวอย่างงานวิจัยทางสถิติธรณีที่ใช้โปรแกรม SGeMS ในการวิเคราะห์และสร้างแบบจำลองชั้นหิน รวมถึงการวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ เช่นแอ่ง Yucca Flat ประเทศสหรัฐอเมริกา (Phelps et al., 2011), แอ่งเบ็งกอล (Bengal Basin) พื้นที่ประเทศอินเดียและบังคลาเทศ (Michael and Voss, 2009), พื้นที่ Salzach valley ประเทศออสเตรีย (Jandrisevits et al., 2014), Zhang River's alluvial fan ประเทศจีน (He et al, 2010) เป็นต้น ทฤษฎีที่เกี่ยวข้องกับการสร้างแบบจำลองชั้นหินตามวิธีทางสถิติธรณีแบบดัชนีสามารถรวบรวมได้ ดังนี้

3.2.3.1 แบบจำลองวาริโอแกรม

วาริโอแกรม (Variogram) คือ การแสดงความสัมพันธ์ระหว่างความแปรปรวน (Variance) กับระยะทาง (Distance) หรือระหว่างความแปรปรวนทางธรณีวิทยา (Geological variability) กับทิศทาง (Direction) (Deutsch, 2002) แบบจำลองวาริโอแกรมถูกใช้ในการอธิบายว่าข้อมูลที่พิจารณานั้นมีความสัมพันธ์กันตามระยะทางอย่างไร หรือเรียกว่า ความแปรปรวนเชิงพื้นที่ (Spatial variability) โดยใช้ฟังค์ชั่นทางคณิตศาสตร์มาช่วยอธิบายถึงความสัมพันธ์และความแปรปรวนของตัวแปรแบบสุ่ม (Random variables) $\boldsymbol{z}$ ระหว่างจุด 2 จุด โดยจะแสดงค่าเฉลี่ยความแตกต่างระหว่างค่าของจุดที่เปลี่ยนไปกับระยะทางระหว่างจุด (Lag distance) ดังแสดงในรูปที่ 3.1 โดยค่าสถิติที่ใช้แสดงความสัมพันธ์ของตัวแปรเชิงพื้นที่เรียกว่า เซมิวาเรียนซ์ (Semivariance, γ) ซึ่งคำนวณได้จากสมการที่ (3.1) (Goovaerts, 1997)



รูปที่ 3.1 Lag distance (Deutsch and Journel, 1992)

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2N(\mathbf{h})}\left\{\sum_{\alpha=1}^{N(\mathbf{h})}\left[z(\mathbf{u}_\alpha) - z(\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h})\right]^2\right\} \qquad (3.1)$$

เมื่อ $N(\mathbf{h})$ คือ จำนวนคู่ของการเปรียบเทียบ

$z(\mathbf{u}_\sim)$ คือ ค่าของตัวแปร z ที่ตำแหน่ง $\mathbf{u}$

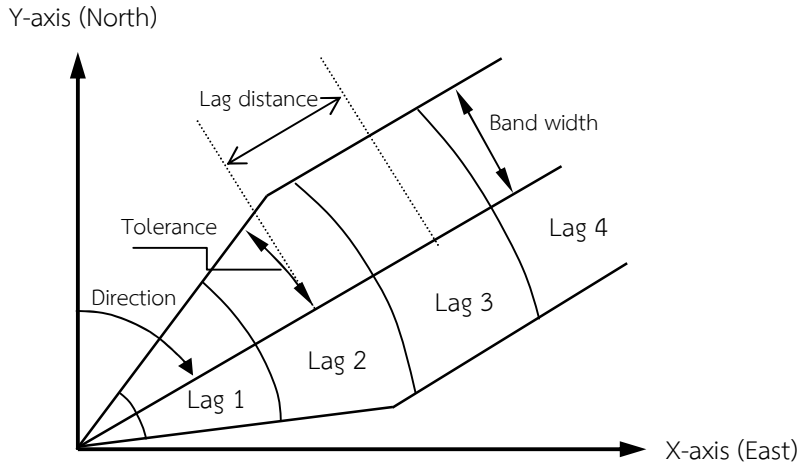
$z(\mathbf{u}_\sim + \mathbf{h})$ คือ ค่าของตัวแปร z ที่ตำแหน่ง $\mathbf{u}+\mathbf{h}$

$\mathbf{h}$ คือ ระยะทางระหว่างจุดที่ทราบข้อมูล (Lag distance)

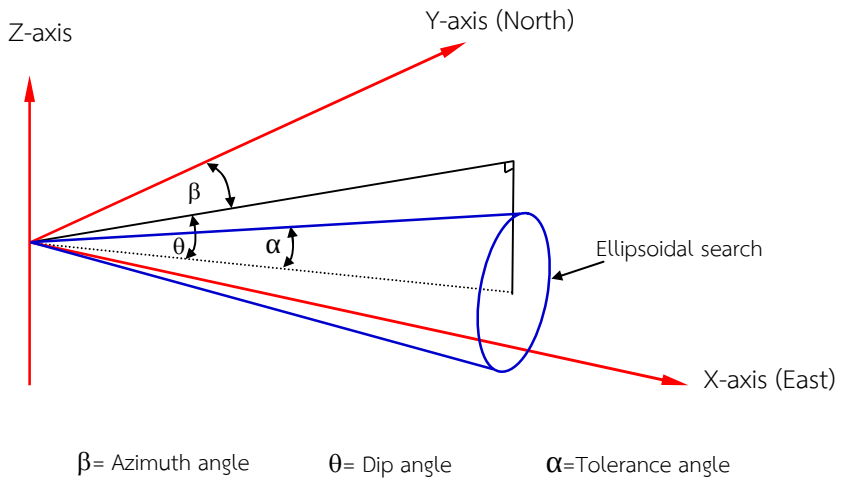
การคำนวณในแบบจำลองวาริโอแกรมเริ่มจากการกำหนดข้อมูลที่จำเป็นประกอบด้วยทิศทาง (Azimuth) ระยะทาง (Lag distance) และขอบเขตพื้นที่ใช้ในการสุ่มหาค่า โดยทั่วไป การกำหนดพารามิเตอร์สำหรับแบบจำลองวาริโอแกรมนั้น จะต้องพิจารณาถึงความต่อเนื่องของชั้นหินแบ่งตามแนวราบ และแนวดิ่ง ซึ่งปกติแล้วความต่อเนื่องของชั้นหินตามแนวดิ่งจะน้อยกว่าแนวราบ นอกจากนี้ความต่อเนื่องแนวราบมักจะขึ้นอยู่กับทิศทาง (Oriented) ของการทับถมของตะกอน (Deposition) และสามารถบอกทิศทางการไหลของน้ำด้วย นั่นคือ ทิศทางการทับถมของตะกอนมักจะวางตัวขนานกับทิศทางการไหลของน้ำใต้ดิน (Felletti et al, 2006) ซึ่งโดยทั่วไปแล้ว การที่จะอธิบายความสัมพันธ์เหล่านี้ได้นั้น ส่วนใหญ่ได้จากการแปรความหมายทางธรณีวิทยา หรือจากการสุ่มหาโดยการคำนวณในแบบจำลองวาริโอแกรม (Deutsch, 2002)

การกำหนดทิศทางรวมถึงจำนวนทิศทางที่ใช้ในการคำนวณวาริโอแกรมนั้น มักจะกำหนดเพียงทิศทางเดียวกรณีที่คำนวณวาริโอแกรมในแนวดิ่ง (Vertical variogram) ส่วนกรณีที่คำนวณวาริโอแกรมในแนวราบ (Horizontal variogram) นั้น โดยทั่วไปจะกำหนด 3 ทิศทาง ได้แก่ ทิศทางหลัก (Major direction) ทิศทางรอง (Minor direction) ซึ่งเป็นทิศทางที่ตั้งฉากกับทิศทางหลัก และ Omni-directional เป็นทิศทางเฉลี่ยของพื้นที่ โดยมักจะใช้ในกรณีที่ข้อมูลมีไม่เพียงพอ (Spare data) การกำหนดระยะ Lag distance ที่เหมาะสมนั้น จะต้องพิจารณาตามทิศทางทั้งแนวราบและแนวดิ่ง Journel and Huijbergts (1978) แนะนำว่า ในกรณีแนวราบนั้นจำนวน Lag (N_h) ควรมากกว่า 30 คู่ ส่วน Lag distance ($\mathbf{h}$) จะต้องน้อยกว่าครึ่งหนึ่งของระยะห่างมากสุด (D) ของข้อมูลในสนาม นั่นคือ $h < D/2$ ส่วนแนวดิ่ง Lag distance ($\mathbf{h}$) มีค่าเท่ากับระยะห่างกริด (Grid spacing) และเมื่อนำจำนวน Lag คูณกับ Lag distance แล้วค่าที่ได้ก็ไม่ควรเกินครึ่งหนึ่งของขนาดพื้นที่ตามทิศทางที่

พิจารณาส่วนค่า Lag tolerance (h_{tol}) โดยปกติมีค่าเท่ากับ $h/2$ สำหรับค่า Horizontal angle tolerance (α^{h}_{tot}) กรณีที่ไม่ทราบค่า Horizontal anisotropy อาจจะกำหนดให้ ≥ 90° ซึ่งผลที่ได้จะเป็น Isotropic variogram เรียกว่า Omni-directional horizontal variogram (ความแปรปรวนขึ้นอยู่กับระยะทางอย่างเดียว) ส่วนค่า Vertical angle tolerance (α^{v}_{tot}) นั้นโดยทั่วไปจะกำหนดค่าน้อยๆ ประมาณ 5° (Deutsch, 2002) รูปที่ 3.2 และรูปที่ 3.3 แสดงลักษณะการกำหนดทิศทางและระยะทางในแบบจำลองวาริโอแกรมสำหรับ 2 มิติ และ 3 มิติ ตามลำดับ



รูปที่ 3.2 การคำนวณในแบบจำลองวาริโอแกรม 2 มิติ (Deutsch and Journel, 1992)



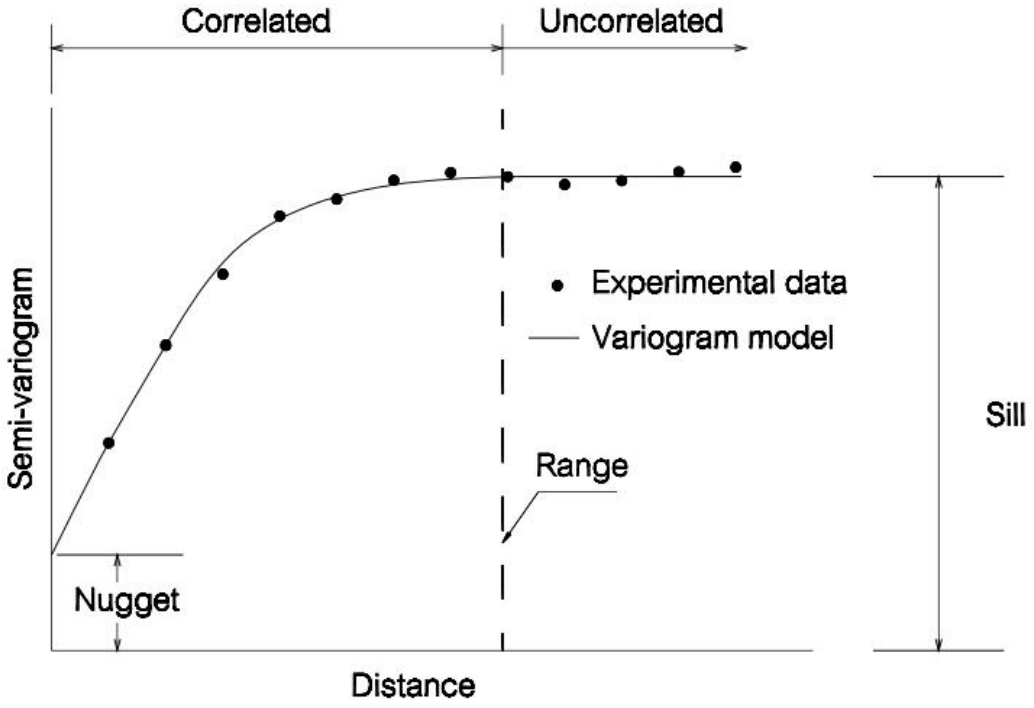
รูปที่ 3.3 ทิศทางในแบบจำลองวาริโอแกรม 3 มิติ (Deutsch and Journel, 1992)

การคำนวณชุดข้อมูลจากสนามโดยใช้สมการ (3.1) เรียกว่า Experimental variogram ผลลัพธ์ที่ได้คือค่า เซมิวาเรียนซ์ (γ) ซึ่งสามารถนำไปสร้างความสัมพันธ์กับค่าของระยะทาง $\mathbf{h}$ จะได้กราฟที่เรียกว่า เซมิวาริโอแกรม (Semi-variogram) ดังรูปที่ 3.4 แต่เพื่อความสะดวกและกระชับมักนิยมเรียกกันว่า “วาริโอแกรม” สำหรับ Experimental variogram ที่คำนวณได้จากสมการ (3.1) จะถูก Fit ด้วยฟังค์ชั่นของเส้นวาริโอแกรม (Theoretical variogram model) เพื่อใช้เป็นตัวแทนในการอธิบายความสัมพันธ์และความแปรปรวนของข้อมูล องค์ประกอบของวาริโอแกรมประกอบด้วย

(1) Sill เป็นส่วนที่ค่าเซมิวาเรียนซ์ที่มากที่สุด และเป็นค่าคงที่ในช่วงที่ข้อมูลเริ่มเป็นอิสระต่อกันและ ไม่ที่ความสัมพันธ์กันอีกต่อไป

(2) Range หรือ Correlation length เป็นระยะทางที่ความแปรปรวน (Sill) เกิดขึ้นสูงสุดและคงที่ โดยข้อมูลที่อยู่ห่างกันมากกว่าระยะทางนี้จะไม่มีความสัมพันธ์กัน

(3) Nugget เป็นค่าเซมิวาเรียนซ์ที่ระยะทางเป็นศูนย์ ซึ่งในทางทฤษฎีแล้ว ค่า Nugget ต้องเท่ากับศูนย์ แต่ในสนามมีความไม่แน่นอนและ Error ต่างๆ ของข้อมูล จึงทำให้ค่า Nugget ที่ได้มีค่ามากกว่าศูนย์



รูปที่ 3.4 แบบจำลองเซมิวาริโอแกรม (Deutsch and Journel, 1992)

ฟังค์ชั่นวาริโอแกรมที่นิยมใช้มีหลายรูปแบบ เช่น ฟังค์ชั่น Spherical, Exponential, Gaussian, Linear, Nugget effect, Hole effect models เป็นต้น โดยมีรูปแบบสมการดังแสดงในตารางที่ 3.2

ตารางที่ 3.2 ชนิดแบบจำลองวาริโอแกรม และรูปแบบสมการที่ใช้ (Remy et al., 2009)

Variogram models	Equations
Spherical model	$\gamma(\mathbf{h}) = \begin{cases} C_0 + C_1\left[1.5\frac{\mathbf{h}}{\mathbf{a}} - 0.5\left(\frac{\mathbf{h}}{\mathbf{a}}\right)^3\right], \mathbf{h} \le \mathbf{a} \\ C_0 + C_1 \qquad\qquad\qquad\quad , \mathbf{h} > \mathbf{a} \end{cases}$ ... (3.2)
Exponential model	$\gamma(\mathbf{h}) = \boldsymbol{C}_0 + \boldsymbol{C}_1\left[1 - \exp\left(\frac{-3\mathbf{h}}{\mathbf{a}}\right)\right],\ 0 \le \mathbf{h} \le 3\mathbf{a}$ ... (3.3)
Gaussian model	$\gamma(\mathbf{h}) = C_0 + C_1\left[1 - \exp\left(\frac{-3\mathbf{h}^2}{\mathbf{a}^2}\right)\right],\ 0 \le \mathbf{h} \le 3\mathbf{a}$ ... (3.4)

เมื่อ λ คือ ระยะทางที่ข้อมูลมีความสัมพันธ์กัน (Correlation length)

C_0 คือ Nugget

C_1 คือ ความแปรปรวน (Sill)

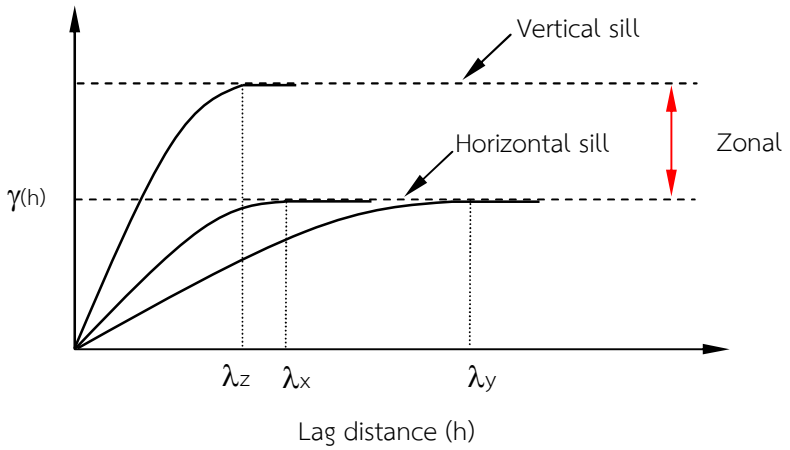
หลังจากคำนวณวาริโอแกรมเสร็จแล้วขั้นตอนต่อมาคือ การแปรความหมายวาริโอแกรมซึ่งเป็นขั้นตอนที่มีความสำคัญ เนื่องจากผลที่ได้จากการแปรความหมายทางธรณีวิทยาที่ถูกต้อง จะถูกนำไปใช้ในการสร้างแบบจำลองวาริโอแกรมที่เหมาะสมและนำไปใช้ต่อได้ Grinarten and Deutsch (2001) ได้อธิบายรูปแบบการแปรความหมาย ที่ได้จาก Experimental variogram (ในที่นี้ใช้คำว่าวาริโอแกรม) โดยสรุปลักษณะทั่วไปของวาริโอแกรมมีดังนี้

1) Nugget effect: เป็นผลรวมของความผิดพลาดในการได้มาของข้อมูล (Measurement error) หรือระยะที่ข้อมูลมีความสัมพันธ์ (Correlation length) สั้นกว่าระยะห่างตัวอย่าง โดยทั่วไปค่า Nugget effect ที่มีค่าเป็นสัดส่วนมากกว่า 30% ของค่าความแปรปรวนทั้งหมดถือว่าข้อมูลน่าจะมีความผิดปกติ (Deutsch, 2002)

2) Anisotropy (รูปที่ 3.5): โดยทั่วไป กระบวนการทับถมของตะกอนจะเป็นตัวบอกถึงลักษณะความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหิน ซึ่งปกติแล้วช่วงที่มีความสัมพันธ์ (Range or correlation length) จะขึ้นอยู่กับทิศทาง นั่นคือ Range ตามแนวราบจะมากกว่าแนวดิ่ง อย่างไรก็ตาม แม้ว่า Range จะแตกต่างกันตามทิศทาง (Anisotropy) แต่ทฤษฎี Walther' s Law บอกว่า ค่าความแปรปรวนตามแนวราบและแนวดิ่งควรจะเท่ากัน หรือใกล้เคียงกัน นั่นคือ วาริโอแกรมตามทิศทางใดๆ จะต้องแตะ (Encounter) เส้นความแปรปรวนทางทฤษฎี (Theoretical sill) โดยมีค่าเท่ากับ 1 สำหรับกรณีตัวแปรต่อเนื่อง (Continuous variable) และเท่ากับ $p(1-p)$ สำหรับตัวแปรไม่ต่อเนื่อง (Categorical variable) เมื่อ p คือ สัดส่วนของตัวแปรที่พิจารณา

-วาริโอแกรมที่มี Range แตกต่างกันตามทิศทางใดๆ ในขณะที่ความแปรปรวนเท่ากันในทุกทิศทาง เรียกว่า *Geometric anisotropy*

-วาริโอแกรมที่มีความแปรปรวน (Sill) แตกต่างกันตามทิศทางใดๆ ในขณะที่ Range อาจจะเท่ากันหรือแตกต่างกัน เรียกว่า *Zonal anisotropy*



รูปที่ 3.5 ลักษณะทั่วไปของแบบจำลองวาริโอแกรม : Geometric anisotropy และ zonal anisotropy (Soares, 2000)

3) Trend: กรณีที่ Range ตามทิศทางใดทิศทางหนึ่ง มีค่าเกินขนาดของพื้นที่ศึกษา ส่งผลให้วาริโอแกรมมีลักษณะความสัมพันธ์เชิงพื้นที่แบบมีแนวโน้ม (Trend) ถ้าวาริโอแกรมอยู่เหนือเส้น Theoretical sill จะเรียกว่า *Geometric trend* กรณีที่วาริโอแกรมแนวดิ่งอยู่ต่ำกว่าเส้น Theoretical sill เรียกว่า *Areal trend* โดยทั่วไป ถ้าวาริโอแกรมมีลักษณะ Trend แสดงว่ายังไม่สามารถสรุปรูปแบบความสัมพันธ์ที่แน่นอนได้ จึงควรทำการปรับแก้ข้อมูลใหม่ (Removed trend) *(Deutsch, 2002)* ซึ่งไม่ขอกล่าวถึงในที่นี้

4) Geologic cyclicity: ปรากฏการณ์ทางธรณีวิทยามักจะเกิดขึ้นซ้ำๆ ตามระยะเวลาทางธรณีวิทยาส่งผลให้เกิดความแปรปรวนซ้ำ (Cyclic variations) ในชั้นหิน โดยวาริโอแกรมที่มีลักษณะค่า Sill ขึ้น-ลง นี้เรียกว่า *Geologic cyclicity* หรือในบางครั้งเรียกว่า *Hole effect*

3.2.3.2 แบบจำลองวาริโอแกรมแบบดัชนี (Indicator variogram model)

ในกระบวนการวิเคราะห์เชิงพื้นที่นั้น ตัวแปรสุ่ม (Random variable, **z**) สามารถแบ่งออกเป็น 2 กลุ่ม คือ ตัวแปรต่อเนื่อง (Continuous variable) เช่น ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน (Hydraulic conductivity, K) ความพรุน (Porosity) เป็นต้น และตัวแปรไม่ต่อเนื่อง (Category variable) เช่น ชนิดชั้นหิน (Lithoclass) จากข้อมูลบ่อบาดาล (Litho-log) เป็นต้น ในการวิเคราะห์

ความสัมพันธ์ของชั้นหินที่ตำแหน่ง **u** และ **u+h** โดยใช้แบบจำลองวาริโอแกรมนั้น สามารถทำได้โดยการแปลงค่าตัวแปรแบบไม่ต่อเนื่องให้เป็นตัวแปรแบบดัชนี (Indicator variable, I) ดังนั้น สมการที่ (3.1) สามารถเขียนรูปใหม่ได้ดังสมการที่ (3.5)

$$\gamma(\mathrm{h}) = \frac{1}{2\mathrm{N(h)}}\left\{\sum_{\alpha=1}^{\mathrm{N(h)}}\left[\mathrm{I}(\mathrm{u}_\alpha, k) - \mathrm{I}(\mathrm{u}_\alpha, k+\mathrm{h})\right]^2\right\} \qquad (3.5)$$

เมื่อ I คือ ตัวแปรดัชนี (Indicator variable) ของชั้นหิน k ที่มีชั้นหินจำนวน K ชนิด

สมการที่ (3.5) เรียกว่า *Indicator variogram model* ซึ่งจะถูกใช้ในการคำนวณหาความสัมพันธ์ระหว่างความแปรปรวนกับระยะทางของตัวแปรแบบดัชนี

3.2.3.3 Sequential Indicator SIMulation (SISIM)

SISIM เป็นวิธี Stochastic simulation หนึ่งที่ได้รับความนิยมในการนำมาใช้ในการสร้างแบบจำลองชั้นหิน เนื่องจากเป็นวิธีที่ง่าย ไม่ซับซ้อนในการสร้างแบบจำลอง สามารถวิเคราะห์ทางสถิติได้อย่างมีประสิทธิผลผ่านแบบจำลองวาริโอแกรม และให้ผลการจำลองชั้นหินที่ค่อนข้างสมจริง (Deutsch 1998; Deutsch and Journel, 1992; Goovaerts, 1996; Soares, 1998; Almiada, 2010) สามารถประยุกต์ในการสร้างแบบจำลองชั้นหิน (Hydrofacies model) และใช้ได้ทั้งกรณีเป็นตัวแปรต่อเนื่อง และตัวแปรไม่ต่อเนื่อง ซึ่งรูปแบบการจำลองนั้นจะขึ้นอยู่กับชนิดของตัวแปรที่ใช้ โดยในหัวข้อนี้จะอธิบายรูปแบบการกำหนดตัวแปร รวมถึงขั้นตอนการจำลองด้วย SISIM เฉพาะกรณีตัวแปรไม่ต่อเนื่องเท่านั้น การสร้างแบบจำลองชั้นหินประกอบด้วยขั้นตอนต่างๆ 4 ขั้นตอน ดังนี้ (Remy et al., 2009)

(1) แปลงค่าตัวแปรไม่ต่อเนื่อง $\mathrm{Z}(\mathbf{u})$ตำแหน่ง $\mathbf{u}$ ให้เป็นตัวแปรแบบดัชนี:

$$\mathrm{I}(\mathrm{u}, k) = \begin{cases} 1, & \text{if} \quad \mathrm{Z(u)} = k \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases}, \qquad k = 1,\ldots K \qquad (3.6)$$

เมื่อ $\mathrm{I}(\mathbf{u}, k)$ คือ ตัวแปรดัชนีของชั้นหิน k และ K คือ ชนิดชั้นหิน

(2) กำหนด Random path ในแต่ละ node

ค่าคาดหวังของ $\mathrm{I}(\mathbf{u}, k)$ สำหรับตัวแปรไม่ต่อเนื่องสามารถคำนวณได้จากสมการที่ (3.7)

$$E\left[\mathrm{I}(\mathrm{u},k)|n\right] = \Pr ob\left\{Z(\mathbf{u}) = k|n\right\} = p\left(\mathbf{u}, k|n)\right) \qquad (3.7)$$

เมื่อ $p(\mathbf{u},k|\mathrm{n})$ คือ ฟังค์ชั่นความหนาแน่นของความน่าจะเป็น (Probability density function, pdf) ณ ตำแหน่ง $\mathbf{u}$ สำหรับชั้นหิน k ภายใต้เงื่อนไขการสุ่ม n ข้อมูล

(3) สร้างเงื่อนไขการแจกแจงที่ถูกจำกัด (Constrained) โดยสัดส่วนชั้นหิน (Hydrofacies proportions) แต่ละชนิด

(4) คำนวณค่าในแต่ละ node โดยวิธี Indicator kriging (IK) ที่ใช้ใน SISIM โดยมีรูปแบบสมการดังนี้

$$I^*(\mathbf{u}) = \sum_{\sim=1}^{n(\mathrm{u})} \mathbf{a}_{\sim}(\mathbf{u}) I_k(\mathbf{u}_{\sim}) + \left[1 - \sum_{\sim=1}^{n(\mathrm{u})} \mathbf{a}_{\sim}(\mathbf{u})\right] \cdot p_0 \qquad (3.8)$$

เมื่อ $p_0 = E\{I(\mathbf{u})\} = \Pr ob\{I(\mathbf{u}) = 1\}$ คือ ความน่าจะเป็นก่อนสุ่มตัวอย่าง (Prior probability) ของเหตุการณ์ที่เกิดขึ้น

$\lambda_\alpha(\mathbf{u})$ คือ ค่าถ่วงน้ำหนัก (Kriging weight) ซึ่งจะต้องสอดคล้องกับค่าระดับของตัวแปรแบบดัชนี $\mathbf{I}(\mathbf{u}_\alpha)$ ว่ามีค่าเท่ากับ 0 หรือ 1

3.2.3.4 Post processing with TRANSCAT

โดยทั่วไป ผลที่ได้จากแบบจำลองชั้นหินจากวิธี SISIM มักจะมีความแปรปรวนในช่วงหรือระยะสั้นๆ (Small scale variations) ซึ่งขึ้นอยู่กับข้อมูลที่ใช้และวิธีการจำลอง ในบางกรณีพบว่าสัดส่วนชั้นหินที่ได้หลังจากการจำลอง (Output proportion) นั้นอาจมีค่าแตกต่างไปจากจากสัดส่วนชั้นหินที่นำเข้า (Input proportion) หากนำผลจำลองที่ได้นี้ไปใช้ในการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาล ผลการจำลองอาจคลาดเคลื่อนได้ ดังนั้น ขั้นตอนการ Post-processing หรือบางครั้งเรียกว่า Image cleaning จึงมีความจำเป็น (Deutsch, 1998; Soares, 1998) เทคนิค Image cleaning นั้นมีหลายวิธี เช่น วิธี Simulated annealing (Deutsch, 1992; Quental et al., 2012), Quantile-transformation (JournelandXu, 1994; Xu, 1995), Maximum a-posteriori selection or MAPS (Goovaerts, 1996; Deutsch, 1998), Correction for local probabilities (Soares, 1998) เป็นต้น นอกจากนี้ ผลจากการ Image cleaning ยังเป็นการ Simplify ลักษณะชั้นน้ำบาดาล ทำให้ง่ายต่อการนำไปใช้ในการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลได้อีกด้วย (Quental et al., 2012)

Remy et al (2009) เสนอวิธี Categorical transformation algorithm (TRANSCAT) ซึ่งปรับปรุงจากวิธี Quantile-transformation ของ Xu (1995) โดย TRANSCAT เป็นวิธี Image cleaning ที่พัฒนาขึ้นสำหรับแบบจำลองชั้นหินที่ใช้ตัวแปรเป็นแบบไม่ต่อเนื่อง เพื่อแก้ปัญหาความแตกต่างระหว่างสัดส่วนชั้นหินดังที่กล่าวข้างต้น หลักการของ TRANSCAT คือ เป็นการ Post-processing ผลการจำลองจาก SISIM โดยใช้วิธี Filter-based ผลที่ได้จะทำให้สัดส่วนชั้นหินก่อนและหลังจำลองมีค่าเท่ากัน หรือแตกต่างกันน้อยที่สุด ในขณะเดียวกันก็ยังคงไว้ซึ่งข้อมูลทางสถิติ (Preserving local statistics) ที่เกี่ยวข้อง เช่น วาริโอแกรมพารามิเตอร์ เป็นต้น

3.2.4 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

ในช่วง 20 ปี ที่ผ่านมา มีงานวิจัยมากมายที่ประยุกต์ใช้วิธีสถิติธรณีแบบดัชนี (Indicator-based geostaticstical approach) ด้วยเทคนิควิธีสโทแคสติค ซึ่งโดยรวมพบว่าสามารถช่วยพัฒนาและปรับปรุงประสิทธิภาพแบบจำลองการไหลน้ำบาดาลและการเคลื่อนที่มวลสารให้ดีขึ้น หัวข้อนี้ได้รวบรวมงานวิจัยที่สำคัญๆ ดังนี้

Sweetkind and Drake (2006) ศึกษาลักษณะของแอ่ง Yucca Flat ประเทศสหรัฐอเมริกา โดยใช้ข้อมูลหลุมเจาะบ่อน้ำบาดาลจำนวน 285 บ่อ เริ่มจากการจำแนกชนิดหินออกเป็น 12 ชนิด ตามวิธีของ Folk (1954) จากนั้นสร้างแบบจำลองชั้นหิน (Lithologic modeling) โดยใช้โปรแกรม Rockwork (Rockware, 2004) เพื่อแสดงการวางตัวและลักษณะการกระจายตัวของชั้นหินในพื้นที่ศึกษา ต่อมา *Phelps et al., (2011)* ได้ศึกษาต่อโดยทำการวิเคราะห์การกระจายชั้นหิน (Facies distribution) และวิเคราะห์ความหนาชั้นหินในเชิงสถิติ (Statistical analysis) โดยแยกวิเคราะห์ความหนาแบ่งตามพื้นที่ และตามความลึกต่างๆของแอ่งน้ำบาดาล พบว่า การกระจายความหนาชั้นชั้นหินอยู่ระหว่าง 1 – 200 เมตร จากนั้น วิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ด้วยแบบจำลองวาริโอแกรมพร้อมทั้งสร้างแบบจำลองชั้นหินด้วยวิธี SISIM และ Single Normal Equation Simulation method (SNESIM) เพื่ออธิบายลักษณะความไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneity) ของพื้นที่ศึกษาผลวาริโอแกรมตามแนวดิ่ง (Vertical variogram) พบว่า ช่วงที่ชั้นหินมีความสัมพันธ์ตามแนวดิ่ง (Vertical correlation length) มีค่าระหว่าง 200 – 400 เมตร และผลจากแบบจำลองชั้นหินถูกนำไปใช้กับแบบจำลองการไหลน้ำบาดาล MODFLOW 2000 พร้อมทั้งวิเคราะห์ความไม่แน่นอนที่เกิดขึ้น

Weissmann and Fogg (1999) ศึกษาความไม่เป็นเนื้อเดียวกันและ สร้างแบบจำลองชั้นหินของแอ่งน้ำบาดาลชนิดตะกอนธารน้ำพารูปใบพัด Kings River (Kings River alluvial fan) รัฐแคลิฟอร์เนีย ประเทศสหรัฐอเมริกา โดยใช้วิธี T-PROGS จากข้อมูลหลุมเจาะจำนวน 3 บ่อ จากการทดสอบธรณีฟิสิกส์ (Geophysical logs) จำนวน7 บ่อ โดยจำแนกชั้นหินเป็น 4 ชนิด ได้แก่ กรวด (Gravel) ทราย (Sand) ทรายปนโคลน (Muddy sand) และโคลน(Mud) ผู้เขียนสรุปว่า แบบจำลองชั้นหินที่ได้จากการศึกษานี้สามารถนำไปปรับปรุงแบบจำลองการไหลและการเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนได้

Carle et al. (2006) สร้างแบบจำลองการปนเปื้อนสารไนเตรท (Nitrate) ของแอ่งย่อย Llagas sub-basinในพื้นที่รัฐแคลิฟอร์เนีย ประเทศสหรัฐอเมริกา ข้อมูลชั้นหินจากบ่อบาดาลถูกนำมาจำแนกใหม่เป็น 3 กลุ่ม ประกอบด้วย ชั้นหินอุ้มน้ำ (Aquifer) ชั้นหินกั้นน้ำ (Aquitard) และชั้นไม่ต่อเนื่อง (Interbedded) การจำลองการไหลและการปนเปื้อนของสารไนเตรทแบ่งออกเป็น 2 กรณี คือ กรณีค่า K คงที่ (Homogeneous) และไม่คงที่ (Heterogeneous) กล่าวคือ กรณีไม่คงที่นั้นใช้ผลการจำลองชั้นหินจากวิธี T-PROGS จากนั้น จำลองการปนเปื้อนเทียบกับข้อมูลภาคสนาม พร้อมทั้งคาดการณ์ผลการปนเปื้อนในอีก 20, 100, และ 200 ปี ข้างหน้าและแยกพิจารณาการปนเปื้อนในระดับตื้น ระดับกลาง และระดับลึก ผลการศึกษาสรุปว่า การใช้แบบจำลองกรณี

Heterogeneous ให้ผลการจำลองการปนเปื้อนของสารไนเตรทที่มีความเหมือนจริง (Realistic) นั่นคือ มีความสอดคล้องกับข้อมูลภาคสนาม และการคาดการณ์ในอนาคตนั้นมีความน่าเชื่อถือ

Modis and Sideri (2013) ประยุกต์ใช้วิธี SISIM ในการสร้างแบบจำลองชั้นหินสำหรับแอ่งบาดาล Thessaly ทางตอนกลางของประเทศกรีซ จากข้อมูลบ่อบาดาล 1,039 บ่อ จำแนกชั้นหินออกเป็น 5ชนิด ตามความสามารถในการยอมให้น้ำซึมผ่าน ประกอบด้วย หินแข็ง (Basement) ทรายปนกรวด (Sand with gravel) ทราย (Sand) ดินเหนียวและตะกอนทรายสีน้ำตาล (Clay and silt brown) ดินเหนียวและตะกอนทรายสีเทา (Clay and silt gray-peat) จากนั้นวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ด้วยแบบจำลองวาริโอแกรม เพื่อนำไปสร้างแบบจำลองชั้นหิน สรุปได้ว่าแบบจำลองชั้นหินที่ได้สามารถช่วยในการสร้างแบบจำลองเชิงแนวคิดและแสดงความไม่เป็นเนื้อเดียวกันได้อย่างดี

Trevisani and Fabbri (2010) วิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ และสร้างแบบจำลองชั้นหินเพื่อแสดง Heterogeneity พร้อมทั้งวิเคราะห์ความไม่แน่นอนของแอ่งบาดาลในพื้นที่ Venice Lagoon ประเทศอิตาลี เนื่องจากพื้นที่ศึกษาตั้งอยู่ในเขตอุตสาหกรรมทำให้น้ำบาดาลมีการปนเปื้อนสารเคมี ศึกษาโดยใช้ข้อมูลบ่อบาดาลจำนวน 769 บ่อ ในพื้นที่ประมาณ 6 ตารางกิโลเมตร โดยจำแนกชั้นหินออกเป็น 5 ชนิด ตามวิธี Wentworth classification (1922) ทำการวิเคราะห์ความแปรปรวนของชั้นหินแต่ละชนิดด้วยแบบจำลองวาริโอแกรม จากนั้นสร้างแบบจำลองชั้นหินด้วยวิธี SISIM ผู้เขียนสรุปว่า แบบจำลองชั้นหินที่ได้สามารถช่วยนำไปการวิเคราะห์เพิ่มเติมในการป้องกันการปนเปื้อนที่จะเกิดขึ้นได้ เช่น การสร้างแนวกั้นธรรมชาติ (Natural barrier) บริเวณรอยต่อระหว่างชั้นผิวดินกับชั้นน้ำชั้นบนสุด เป็นต้น

Quental et al. (2012) สร้างแบบจำลองชั้นหินสำหรับแอ่งบาดาล Tagus Basin ในเขตเทศบาล Seixal ในประเทศโปรตุเกส เนื่องจากมีปัญหาการปนเปื้อนสารเคมีสู่ชั้นน้ำบาดาลจากโรงงานอุตสาหกรรม เช่น Sulphuric acid, Nitric acid, Trinitrotoluene (TNT) และ Dinitrotoluene (DNT) เป็นต้น ดังนั้น ผลที่ได้การศึกษานี้จะช่วยในการวางแผนป้องกันการปนเปื้อนในอนาคตได้ จากข้อมูลบ่อบาดาล 81 บ่อ จำแนกชั้นหินออกเป็น 5 ชนิด ตามช่วงของค่า K ประกอบด้วย ทราย (Sand) หินปูน (Limestone) หินทราย (Sandstone) หินดินดาน (Shale) และดินเหนียวปนปูน (Marl) จากนั้นใช้แบบจำลองวาริโอแกรมวิเคราะห์หาความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินแต่ละชนิด แล้วนำไปสร้างแบบจำลองชั้นหินโดยวิธี SISIM จากนั้น ทำการ Simplified ชั้นน้ำด้วยวิธี Simulate annealing เพื่อช่วยแสดงลักษณะชั้นน้ำได้ชัดเจนและง่ายขึ้น จากนั้นนำแบบจำลองชั้นหินที่ได้ไปสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลด้วย MODFLOW ในสภาวะคงที่ ผลการจำลองการไหลและ Particle tracking ที่ได้แสดงให้เห็นว่า วิธีการทางสถิติธรณีที่ใช้ในการศึกษานี้ช่วยปรับปรุงการสร้างแบบจำลองทางอุทกธรณีวิทยา (Hydrogeological modeling) ได้อย่างมีประสิทธิภาพ

Guastaldi et al. (2014) จำลองการไหลน้ำบาดาลบริเวณที่ราบ Catania Plain ประเทศอิตาลี โดยเริ่มจากศึกษาความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ด้วยวิธี SISIM และ T-PROGS แล้วนำผลที่ได้ไปสร้างแบบจำลองการไหลใน MODFLOW เพื่อเปรียบเทียบผลการจำลองทั้ง 2 วิธี โดยในการจำลองการ

ไหลแบ่งเป็น 3 กรณี ตามรูปแบบการกระตัวของชั้นหิน ประกอบด้วย 1) กรณีเป็นเนื้อเดียวกัน 2) กรณีไม่เป็นเนื้อเดียวกันและใช้ผลจาก SISIM 3) กรณีไม่เป็นเนื้อเดียวกันและใช้ผลจาก T-PROGS ผลที่ได้พบว่า ในแง่ของการกระจายชั้นหิน ผลการจำลองจากวิธี T-PROGS ให้ผลที่สมจริงกว่าวิธี SISIM การวิเคราะห์ความอ่อนไหว (Sensitivity analysis) ของค่า K พบว่าในกรณีไม่เป็นเนื้อเดียวกันจาก SISIM ค่า K มีความอ่อนไหวน้อยกว่ากรณีที่ได้จาก T-PROGS อย่างไรก็ตาม ผลที่แตกต่างกันนั้นขึ้นอยู่กับหลักการหรือทฤษฎีที่ใช้

Jandrisevits et al. (2014) สร้างแบบจำลองชั้นหินสำหรับแอ่ง Zell Basin ประเทศออสเตรีย โดยเปรียบเทียบผลจากการใช้วิธีทางสถิติธรณีที่ต่างกัน 3 วิธี ประกอบด้วย SISIM, Sequential indicator co-simulation (COSISIM) และ Multiple point statistics (MPS) เพื่อวิเคราะห์ว่าวิธีใดที่แสดงผลสมจริงมากที่สุด ข้อมูลชั้นหินจากหลุมเจาะบ่อน้ำบาดาล และข้อมูลธรณีฟิสิกส์ถูกจำแนกเป็น 3 ชนิด ตามช่วงของค่า K ผลการศึกษาพบว่า การจำลองชั้นหินด้วยวิธี MPS ให้ผลที่สมจริงที่สุด

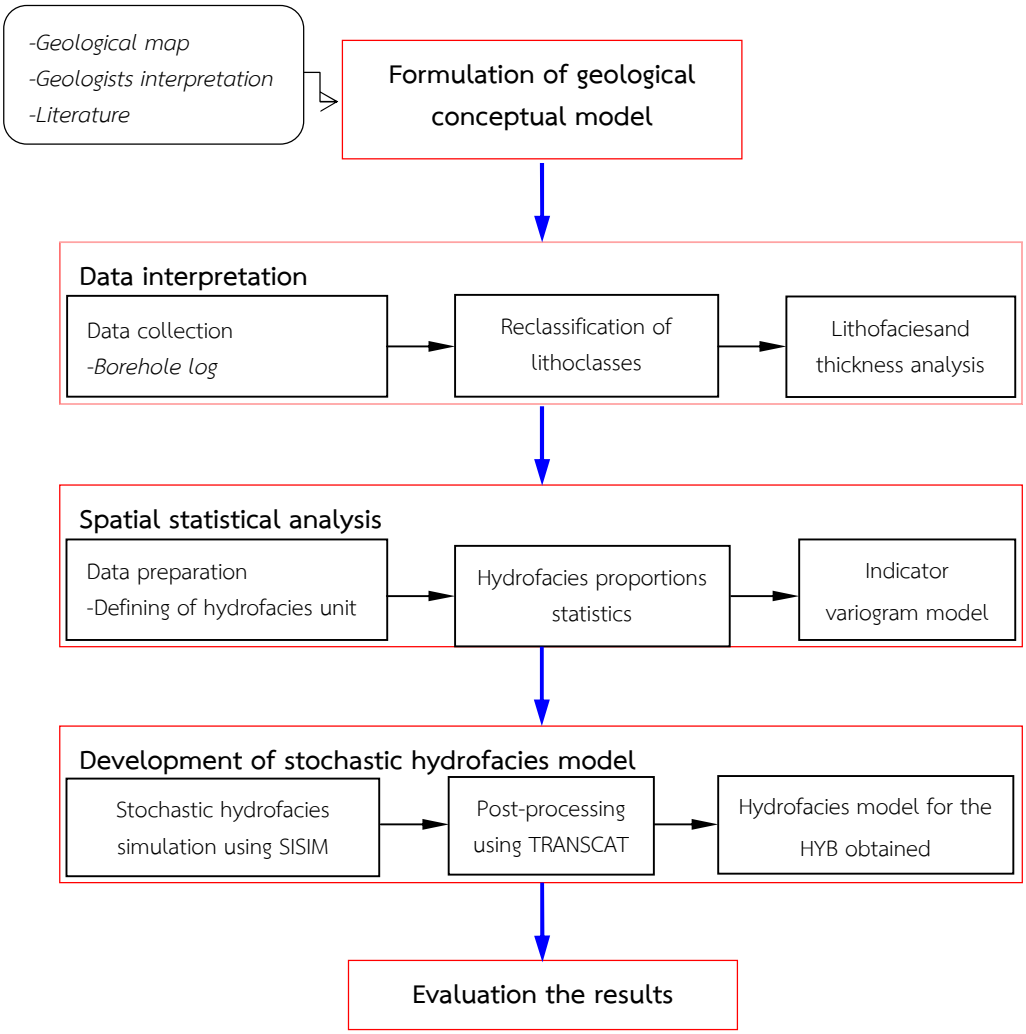
3.3 แบบจำลองเชิงสถิติธรณีสำหรับแอ่งหาดใหญ่

ขั้นตอนการศึกษาแบบจำลองเชิงสถิติธรณีประกอบด้วย การรวบรวมและ วิเคราะห์ข้อมูลชั้นหิน แล้วทำการจำแนกชั้นหินใหม่ตามเกณฑ์ที่กำหนด จากนั้นทำการกำหนดตัวแปรเป็นแบบดัชนี (Indicator variable) แล้วทำการวิเคราะห์ความสัมพันธ์และความแปรปรวนของตัวแปรดัชนีโดยใช้แบบจำลองวาริโอแกรม (Indicator variogram model) วาริโอแกรมพารามิเตอร์ที่ได้จากการวิเคราะห์นำไปใช้การสร้างแบบจำลองชั้นหินวิธีสโทแคสติค (Stochastic hydrofacies model) ของแอ่งหาดใหญ่ แผนภาพขั้นตอนการศึกษาดังแสดงในรูปที่ 3.6

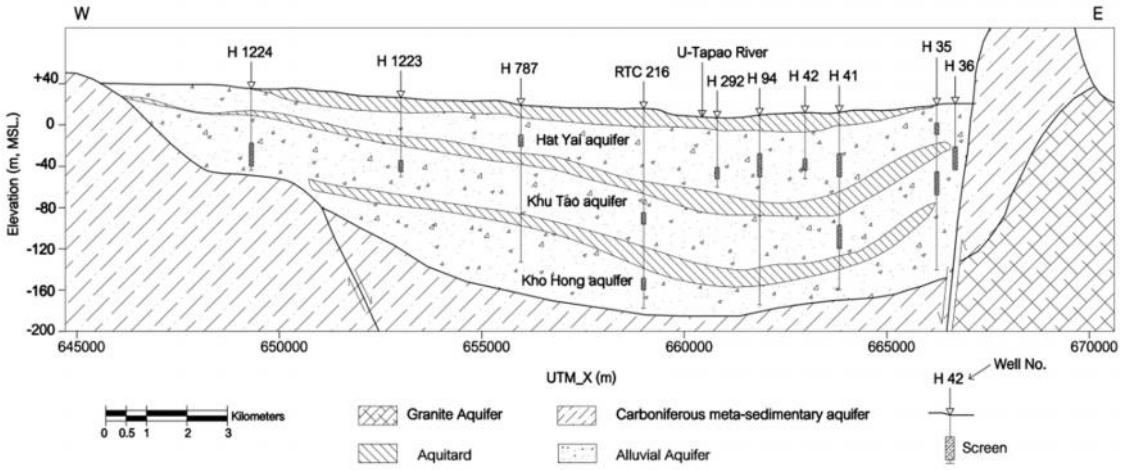
3.3.1 แบบจำลองเชิงแนวคิดทางธรณีวิทยา (Geological conceptual model)

แบบจำลองเชิงแนวคิด (Conceptual model) เป็นการกำหนดให้เห็นลักษณะทางกายภาพของแอ่งหาดใหญ่การศึกษานี้ได้อ้างอิงการศึกษาจาก วจี และคณะ (2527) และ สภา (2539) นำมากำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิด กล่าวคือ แอ่งหาดใหญ่สามารถแบ่งชั้นน้ำเป็น 3 ชั้น ประกอบด้วย ชั้นน้ำหาดใหญ่ (Hat Yai aquifer) ชั้นน้ำคูเต่า (Ku Tao aquifer) และชั้นน้ำคอหงส์ (Kor Hong aquifer) ตามลำดับ โดยชั้นน้ำแต่ละชั้นจะถูกแยกจากกันด้วยชั้นกั้นน้ำ (Confining layer) ซึ่งเป็นดินเหนียวที่ยอมให้น้ำซึมผ่านได้ยาก (Low permeable) โดยชั้นน้ำหาดใหญ่จัดเป็นชั้นน้ำประเภทไร้แรงดันถึงกึ่งภายใต้แรงดัน (Unconfined to semi-confined aquifer) ประกอบด้วย ชั้นกรวดทราย และมีดินเหนียวหรือดินเหนียวปนทรายปกคลุมในบางพื้นที่ โดยเฉพาะบริเวณกลางแอ่ง ความลึกจากผิวดินประมาณ 20-50 เมตร ส่วนชั้นน้ำคูเต่าและ คอหงส์ จัดเป็นชั้นน้ำภายใต้แรงดัน (Confined aquifer) ประกอบด้วยชั้นกรวด ทราย และดินทรายปนดินเหนียว วางตัวอยู่ที่ระดับความลึกจากผิวดินประมาณ 45-80 เมตร สำหรับชั้นน้ำคูเต่า และมากกว่า100 เมตร สำหรับชั้นน้ำคอหงส์ ทั้งนี้ ความหนาเฉลี่ยของชั้นน้ำประมาณ 30-50 เมตร และชั้นกั้นน้ำประมาณ 10-30 เมตร รูปที่ 3.7

แสดงแนวตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยาตามแนวตะวันออก-ตะวันตก (ตามรูปที่ 3.8) ซึ่งดัดแปลงจาก วจี และคณะ (2527) ทั้งนี้ แบบจำลองเชิงแนวคิดที่กล่าวมาข้างต้นมีการประยุกต์ใช้กับแอ่งหาดใหญ่อย่างกว้างขวาง เช่น สร้างแบบจำลองน้ำบาดาล (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2546; 2549) การศึกษาทางด้านธรณีฟิสิกส์ (Lohawijarn, 2005) แบบจำลองน้ำบาดาลและการรุกล้ำน้ำเค็ม (ธนิต และคณะ , 2551; อรุณ, 2552) การจัดการน้ำบาดาล (นันทิยา, 2555) เป็นต้น



รูปที่ 3.6 แผนภาพแสดงขั้นตอนการสร้างแบบจำลองชั้นหินของแอ่งหาดใหญ่



รูปที่ 3.7 ภาพตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยาตามแนวตะวันตก – ตะวันออกของแอ่งหาดใหญ่ (ดัดแปลงจาก วจี และคณะ, 2527)

3.3.2 การแปรความหมายข้อมูล (Data interpretation)

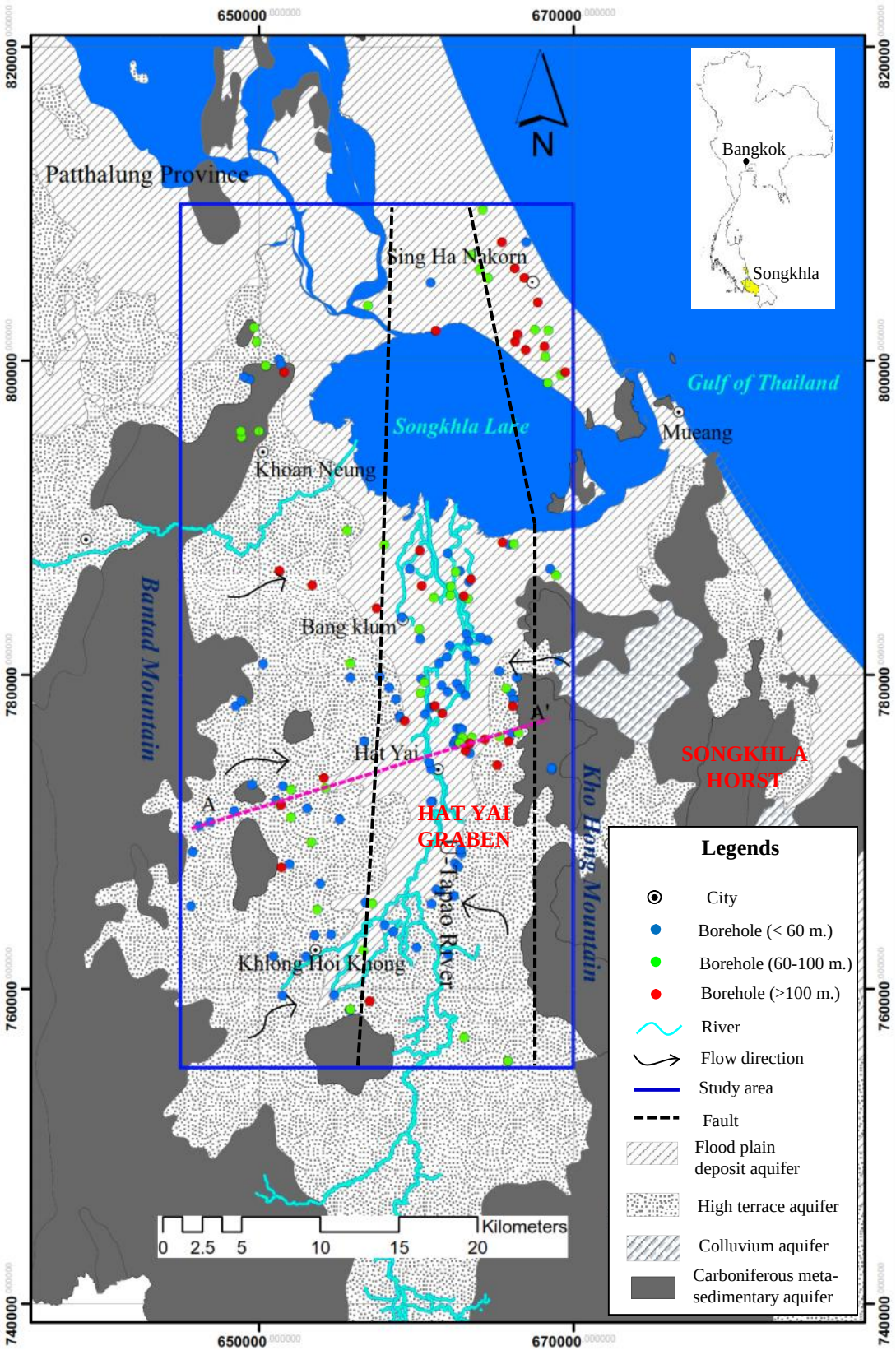
การแปรความหมายข้อมูลในที่นี้ประกอบด้วยการรวบรวมข้อมูล (Data collection) การจำแนกชนิดชั้นหิน (Reclassification of lithoclass) และการวิเคราะห์ความหนาชั้นหิน (Thickness analysis)

3.3.2.1 การรวบรวมข้อมูล (Data collection)

ข้อมูลหลัก (Hard data) ที่นำมาใช้วิเคราะห์ ได้แก่ ข้อมูลชั้นหิน (Litho-logs) ซึ่งรวบรวมจากฐานข้อมูลบ่อน้ำบาดาลของกรมทรัพยากรน้ำบาดาลจำนวน 315 บ่อ จากนั้นคัดเลือกเฉพาะบ่อที่มีข้อมูลสมบูรณ์สามารถนำไปวิเคราะห์ได้เหลือเพียง 210 บ่อ ซึ่งในแต่ละบ่อจะประกอบด้วยรายละเอียดพื้นฐาน เช่น ชื่อบ่อ (Well name) พิกัด (Coordinate) ความลึกหลุมเจาะ (Drill depth) ช่วงท่อกรุ (Screen interval) รายละเอียดชั้นหิน (Lithological descriptions) และชนิดชั้นหิน (Lithoclass) ที่ถูกจำแนกโดยนักธรณีวิทยา เป็นต้น รูปที่ 3.8 แสดงการกระจายตัวของบ่อบาดาลแบ่งตามความลึกพัฒนาในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่

3.3.2.2 การจำแนกชนิดชั้นหิน (Reclassification of lithoclass)

จากการวิเคราะห์ข้อมูลชนิดชั้นหินจากการจำแนกโดยนักธรณีวิทยาในเบื้องต้นพบว่า ในบางช่วงข้อมูลที่มีการจำแนกชั้นหินออกเป็น 2 ชนิดต่างกัน นักธรณีวิทยายังไม่ได้ระบุชนิดชั้นหินที่แน่นอน



รูปที่ 3.8 การกระจายตัวของบ่อน้ำบาดาลในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่

เช่น ถ้าข้อมูลจากการจำแนกเป็นทราย และดินเหนียว ซึ่งไม่ได้ระบุให้ชัดเจนว่าเป็นทรายปนดินเหนียว หรือดินเหนียวปนทราย เป็นต้น ดังนั้น ในการศึกษานี้จึงดำเนินการจำแนกชนิดชั้นหินใหม่ (Reclassified) โดยประยุกต์ใช้วิธีของ Wentworth grain size classification (Wentworth, 1922) และ Folk classification (Folk, 1954) ทั้งนี้ เพื่อให้ง่ายในการวิเคราะห์ต่อไป ผลการจำแนกพบว่าชั้นหินในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่สามารถจำแนกได้เป็น 14 ชนิด ดังสรุปไว้ในตารางที่ 3.3 ประกอบด้วย กรวด (Gravel) ทรายหยาบ (Coarse sand) ทรายปานกลาง (Medium sand) ทรายและกรวด (Sand and gravel) กรวดปนทราย (Sandy gravel) ทรายปนกรวด (Gravelly sand) ทรายปนตะกอนทราย (Silty sand) ทรายละเอียด (Fine sand) ทรายปนดินเหนียว (Clayey sand) ตะกอนทรายปนทราย (Sandy silt) ดินเหนียวปนทราย (Sandy clay) ตะกอนทราย (Silt) ดินเหนียวปนตะกอนทราย (Silty clay) และดินเหนียว (Clay)

3.3.2.3 การวิเคราะห์ข้อมูลชั้นหิน (Lithofacies analysis)

โดยทั่วไป ลักษณะการวางตัวของชั้นหินในพื้นที่ใดๆ นั้น ขึ้นอยู่กับระยะเวลาและกระบวนการในการตกตะกอน นั่นคือ บริเวณใกล้เคียงกันมักจะเป็นชั้นหินเดียวกันและ ความหนาใกล้เคียงกัน เนื่องจากลักษณะโครงสร้างธรณีวิทยาของแอ่งหาดใหญ่เป็นโครงสร้างแบบ Horst and graben โดยพื้นที่ขอบแอ่งด้านตะวันตกและตะวันออกเป็นโครงสร้างรอยเลื่อนแบบ Horst ส่วนบริเวณกลางแอ่งเป็นโครงสร้างรอยเลื่อนแบบ Graben (Sawata, et al., 1983; Lohawijarn, 2005) การวางตัวและการกระจายตัวของชั้นหินบริเวณกลางแอ่งและขอบแอ่งจึงแตกต่างกัน ดังนั้นการศึกษานี้จึงวิเคราะห์การกระจายความหนาชั้นหิน (Thickness analysis) โดยแบ่งตามพื้นที่ต่างๆ ทั้งนี้ผลที่ได้จะถูกไปใช้วิเคราะห์ร่วมกับวิธีสถิติธรณี (Geostatistical method) ต่อไป

รายละเอียดชนิดหิน และความหนาชั้นหินในเชิงสถิติที่ได้จากข้อมูลบ่อบาดาลทั้ง 210 บ่อ ได้แสดงไว้ในตารางที่ 3.4 ความยาวของ Litho-logs ทั้งหมดที่ใช้วิเคราะห์เท่ากับ 13,345 เมตร จำนวน 1,417 ช่วง (Interval) พบว่า ชั้นหินมีความหนาเฉลี่ย (Mean) เท่ากับ 9.00 เมตร ค่ากลาง (Median) เท่ากับ 5.95 เมตร ทรายปนตะกอนทราย (Silty sand) มีความหนาเฉลี่ยมากสุด 14.72 เมตร และทรายปานกลาง (Medium sand) มีความหนาเฉลี่ยน้อยสุด 4.76 เมตร ส่วนดินเหนียว (Clay) พบว่ามีความหนาเฉลี่ย 10.82 เมตร จากจำนวนช่วงชั้นหินที่นำมาวิเคราะห์มากที่สุดเท่ากับ 472 ช่วง ซึ่งคิดเป็นร้อยละ 35.37 ของความหนาทั้งหมด และมีความหนารวม 5,105 เมตร สำหรับชนิดชั้นหินที่มีค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard deviation) สูงสุดและต่ำสุด ได้แก่ ทรายปนตะกอนทราย (Silty sand) และตะกอนทรายปนทราย (Sandy silt) ตามลำดับ

ตารางที่ 3.3 ชนิดชั้นหินและรายละเอียดการจำแนก

ลำดับที่	ชนิดชั้นหิน (Lithoclass)	รายละเอียด
1	กรวด (Gravel)	Used for cobble beds, boulder beds, pebble and where gravel was reported as having no fine-grained matrix or consisted of gravel more than 80% of the total
2	ทรายหยาบ (Coarse sand)	Used for sand sizes between 2.0 mm to 4.75 mm or sand more than 90%, includes coarse or very coarse sand, or where coarse sand was reported
3	ทรายปานกลาง (Medium sand)	Used for sand sizes between 0.425 mm to 2.0 mm or sand was more than 90%, includes medium sand, or where medium sand was reported
4	ทรายและกรวด (Sand and gravel)	Used for sand and gravel mixtures where proportion of sand and gravel or pebbles were 45% -55% or sand and gravel was reported
5	กรวดปนทราย (Sandy gravel)	Used for sand and gravel mixtures where consisted of gravel or pebbles were 30% -80% or more and proportions of sand: silt+ clay was more than 9: 1
6	ทรายปนกรวด (Gravelly sand)	Used for sand and gravel mixtures where consisted of sand was 30% - 80% or proportions of sand: silt+ clay was more than 9: 1 whereas gravel or pebbles were 2% -30% or less than of the total
7	ทรายละเอียด (Fine sand)	Used for sand sizes between 0.075 mm to 0.425 mm or sand more than 90%, includes fine or very fine sand, or where fine sand was reported
8	ทรายปนดินเหนียว (Clayey sand)	Used for sand and clay mixtures where consisted of sand was more than 50%, clay: silt ratio > 2:1, clay +silt < 50%, gravel < 2% ,or where clayey mixed was reported
9	ทรายปนตะกอนทราย (Silty sand)	Used for sand and silt mixtures where consisted of sand was more than 50%, silt: clay ratio > 2:1, clay +silt < 50%, gravel < 2% ,or where silty mixed was reported
10	ตะกอนทรายปนทราย (Sandy silt)	Used for sand and silt mixtures where consisted of silt was more than 50%, silt: clay ratio > 2:1, clay +silt > 50%, gravel < 2% ,or where sandy mixed was reported
11	ตะกอนทราย (Silt)	Used for intervals where silt was specifically identified
12	ดินเหนียวปนทราย (Sandy clay)	Used for clay and sand mixtures where consisted of clay: silt ratio > 2:1, clay +silt > 50%, sand< 50%, gravel < 2% ,or where sandy mixed was reported
13	ดินเหนียวปนตะกอนทราย (Silty clay)	Used for clay and sand mixtures where consisted of clay: silt ratio > 2:1, clay +silt < 50%, sand< 10%, gravel < 2% ,or where silty mixed was reported
14	ดินเหนียว (Clay)	Used for intervals where clay was specifically identified

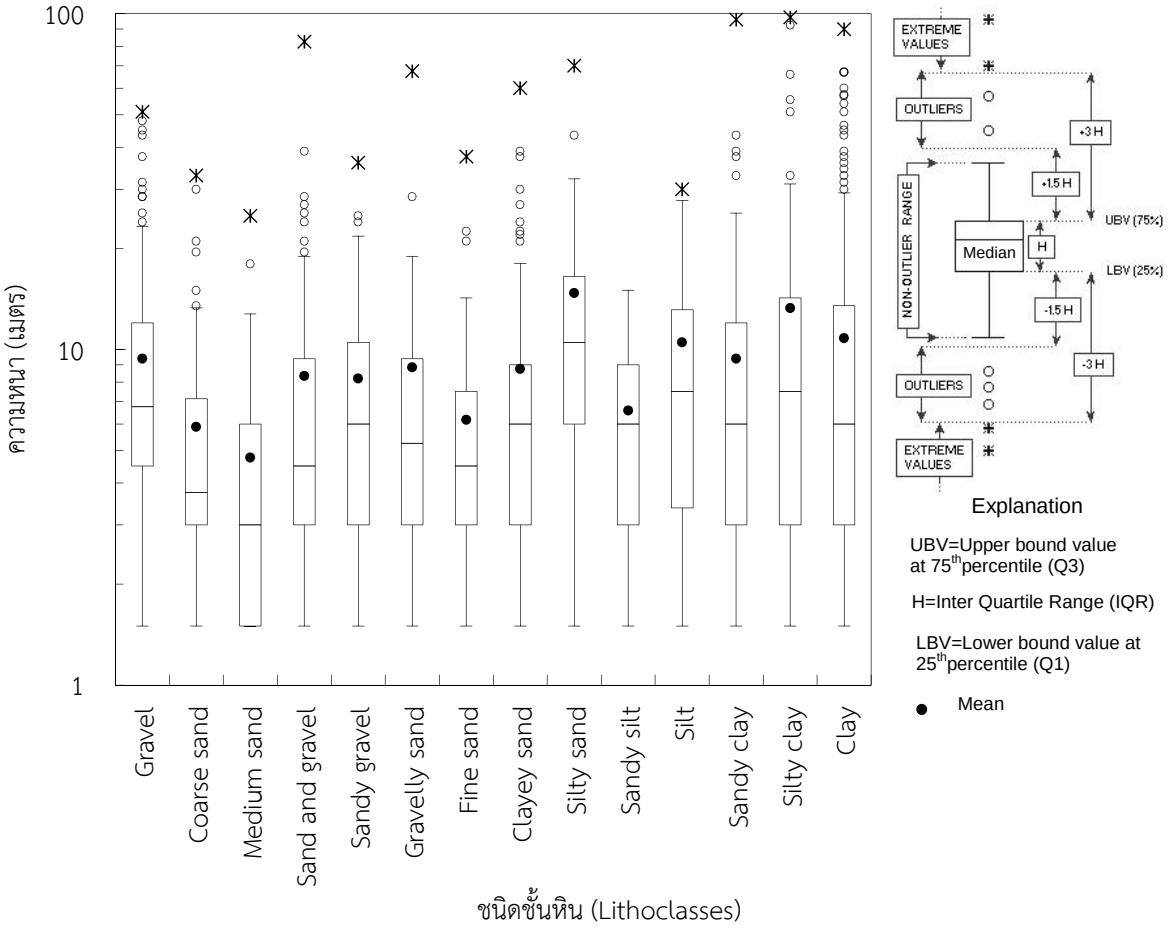
ตารางที่ 3.4 รายละเอียดชนิดชั้นหิน และความหนาชั้นหินจากหลุมเจาะบาดาลในเชิงสถิติ

ลำดับที่	ชนิดชั้นหิน (Lithoclass)	Total thickness (m)	No. interval	Thickness statistics					
				Range (m)	Mean (m)	Q1 (m)	Median (m)	Q3 (m)	SD.
1	กรวด (Gravel)	2,049	218	1.5-51	9.5	4.5	6.75	12.0	8.55
2	ทรายหยาบ (Coarse sand)	435	74	1.5-33	5.88	3	3.75	7.12	5.99
3	ทรายปานกลาง (Medium sand)	343	72	1.5-25	4.76	1.5	3.00	6	4.00
4	ทรายและกรวด (Sand and gravel)	801	96	1.5-82.5	8.34	3	4.50	9.37	10.56
5	กรวดปนทราย (Sandy gravel)	393	48	1.5-36	8.20	3	6.00	10.5	7.69
6	ทรายปนกรวด (Gravelly sand)	283.5	32	1.5-67.5	8.85	3	5.25	9.37	12.08
7	ทรายละเอียด (Fine sand)	290	47	1.5-37.5	6.17	3	4.50	7.5	6.39
8	ทรายปนดินเหนียว (Clayey sand)	813.5	93	1.5-60	8.75	3	6.00	9	9.29
9	ทรายปนตะกอนทราย (Silty sand)	118.5	8	1.5-69	14.72	5.45	6.00	10.87	22.38
10	ตะกอนทรายปนดินทราย(Sandy silt)	151.5	23	1.5-15	6.59	3	6.00	9	3.88
11	ตะกอนทราย (Silt)	190	18	1.5-30	10.50	3.5	7.50	13.12	9.04
12	ดินเหนียวปนทราย (Sandy clay)	1,248	133	1.5-96	9.38	3	6.00	12	10.82
13	ดินเหนียวปนตะกอนทราย (Silty clay)	1,124	83	1.5-92	13.54	3	7.50	14.25	17.62
14	ดินเหนียว (Clay)	5,105	472	1.5-90	10.82	3	6.00	13.5	11.92
รวม		13,345	1,417						

Note: Q1 คือ ค่าที่มีจำนวนข้อมูลที่มีค่าต่ำกว่า Q1 อยู่ 25 %; Q3 คือ ค่าที่มีจำนวนข้อมูลที่มีค่าต่ำกว่า Q3 อยู่ 75% และมากกว่า Q3 อยู่ 25 %; SD. คือ ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน

แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) ในรูปที่ 3.9 แสดงความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด พิจารณาจากช่วงข้อมูลที่ไม่มีค่าผิดปกติ (Non-outlier range) วิเคราะห์ได้ว่า ชั้นหินทั่วไปในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่มีความหนาอยู่ระหว่าง 1.50 เมตร ถึง 30 เมตรและข้อมูลในช่วงพิสัยควอไทล์ (Inter quartile range, IQR) อยู่ระหว่าง 3 เมตร ถึง 15 เมตร โดยมีค่า IQR เฉลี่ยเท่ากับ 7.42 เมตร ส่วน

ค่าผิดปกติสูงสุด (Maximum outlier) มีค่าอยู่ระหว่าง 25 เมตร ถึง 97.5 เมตร พบว่า ชั้นหินที่มีค่าผิดปกติสูงสุดที่ 97.5 เมตร ได้แก่ ดินเหนียวปนตะกอนทราย (Silty clay) นอกจากนี้ จำนวนข้อมูลความหนาที่มีค่าผิดปกติมีค่าอยู่ระหว่าง 1 ถึง 37 ข้อมูล พบว่า ชั้นหินที่มีค่าผิดปกติสูงสุด ได้แก่ ดินเหนียว 37 ข้อมูล ส่วนชั้นหินที่ไม่มีค่าผิดปกติเลย ได้แก่ ดินตะกอนทรายปนทราย (Sandy silt)

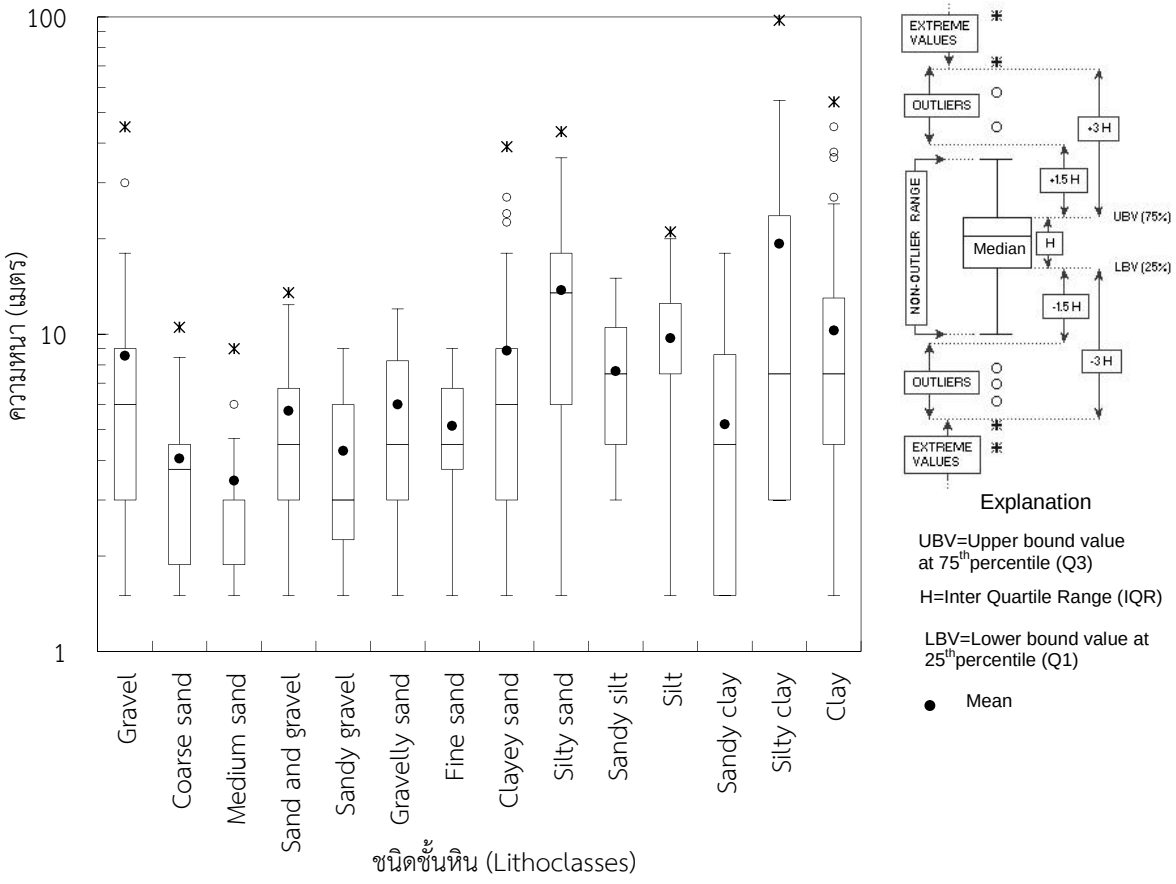


รูปที่ 3.9 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด

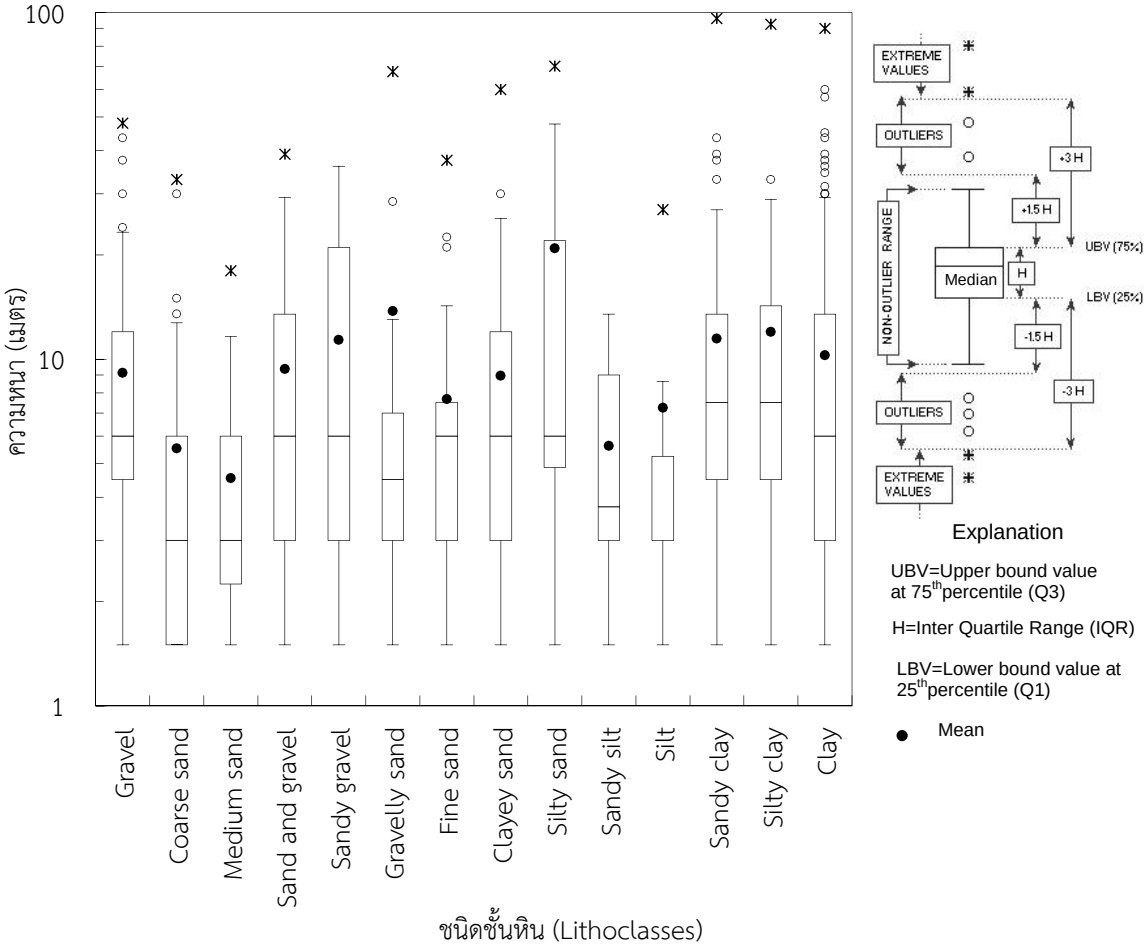
การวิเคราะห์การกระจายความหนาของชั้นหินได้แบ่งพื้นที่ในการวิเคราะห์คุณลักษณะชั้นน้ำออกเป็น 3 โซน (รูปที่ 3.8) ประกอบด้วย โซนขอบแอ่งด้านตะวันตก โซนกลางแอ่ง และโซนขอบแอ่งด้านตะวันออก ทั้งนี้แอ่งหาดใหญ่มีพื้นที่ประมาณ 1,375 ตารางกิโลเมตร (รวมทะเลสาบสงขลา) แบ่งเป็นโซนขอบแอ่งด้านตะวันตกมีพื้นที่ประมาณ 632.5 ตารางกิโลเมตรโซนกลางแอ่งมีพื้นที่ประมาณ 497.5 ตารางกิโลเมตร และโซนขอบแอ่งด้านตะวันออกมีพื้นที่ประมาณ 245 ตารางกิโลเมตร โดยคิดเป็นร้อยละ 46.0, 36.18 และ 17.82 ของพื้นที่ทั้งหมด ตามลำดับ จำนวนบ่อบาดาลแบ่งตามพื้นที่วิเคราะห์ประกอบด้วย โซนขอบแอ่งด้านตะวันตกจำนวน 41 บ่อ (ร้อยละ 19.5) โซนกลางแอ่งจำนวน 130 บ่อ (ร้อยละ 62.0) และ โซนขอบแอ่งด้านตะวันออกจำนวน 39 บ่อ (ร้อยละ 18.5) รวมทั้งหมด 210 บ่อ

แผนภูมิแบบกล่องแสดงความหนาของแอ่งหาดใหญ่พื้นที่ขอบแอ่งด้านทิศตะวันตกดังแสดงในรูปที่ 3.10 พบว่า บริเวณขอบแอ่งด้านตะวันตกชั้นหินที่พบมากได้แก่ ดินเหนียว ดินเหนียวปนทราย ทรายปนดินเหนียว และ กรวด ตามลำดับ การกระจายความหนาในช่วงปกติ เฉลี่ยอยู่ระหว่าง 1.50 เมตร ถึง 18.5 เมตร และข้อมูลในช่วง IQR เฉลี่ยอยู่ระหว่าง 3.5 เมตร ถึง 10 เมตร โดยมีค่า IQR เฉลี่ยเท่ากับ 6.50 เมตร ชั้นหินที่มีค่าผิดปกติสูงสุดที่ 97.5 เมตร ได้แก่ ดินเหนียวปนทราย นอกจากนี้ พบว่า ชั้นหินที่มีค่าผิดปกติสูงสุด ได้แก่ ดินเหนียว จำนวน 5 ข้อมูล

แผนภูมิแบบกล่องแสดงความหนาของแอ่งหาดใหญ่พื้นที่กลางแอ่ง ดังแสดงในรูปที่ 3.11 พบว่า ชั้นหินที่พบมากบริเวณกลางแอ่งได้แก่ ดินเหนียว กรวด ดินเหนียวปนทราย ทรายปนดินเหนียว ตามลำดับ การกระจายความหนาในช่วงปกติ เฉลี่ยอยู่ระหว่าง 1.50 เมตร ถึง 23 เมตร และข้อมูลในช่วง IQR เฉลี่ยอยู่ระหว่าง 3.20 เมตร ถึง 11.60 เมตร โดยมีค่า IQR เฉลี่ยเท่ากับ 8.40 เมตร ชั้นหินที่มีค่าผิดปกติสูงสุดที่ 96 เมตร ได้แก่ ดินเหนียวปนทราย นอกจากนี้ พบว่า ชั้นหินที่มีค่าผิดปกติสูงสุด ได้แก่ ดินเหนียว จำนวน 19 ข้อมูล



รูปที่ 3.10 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด พื้นที่ขอบแอ่งด้านตะวันตก

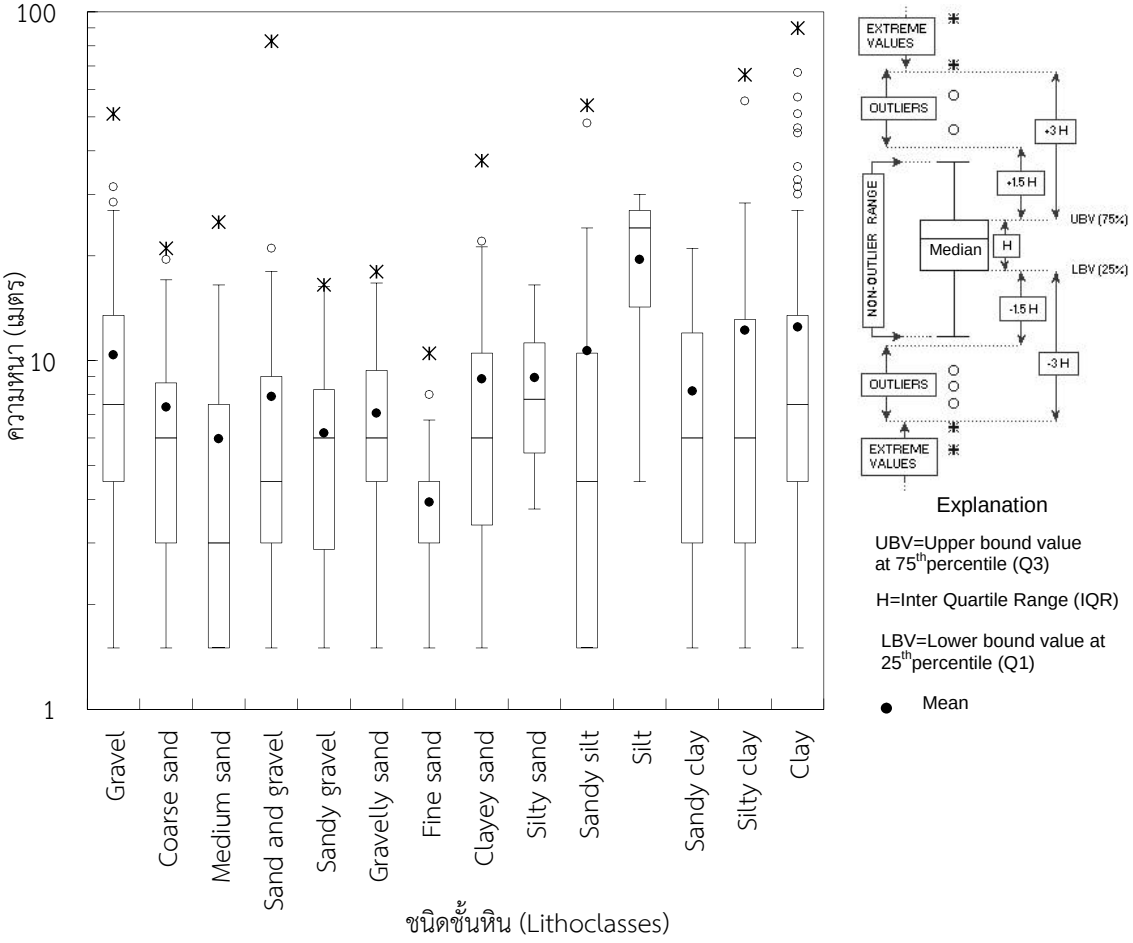


รูปที่ 3.11 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด พื้นที่กลางแอ่ง

แผนภูมิแบบกล่องแสดงความหนาของแอ่งหาดใหญ่พื้นที่ขอบแอ่งด้านทิศตะวันออก ดังแสดงในรูปที่ 3.12 พบว่า บริเวณขอบแอ่งด้านตะวันตกชั้นหินที่พบมากได้แก่ ดินเหนียว กรวด กรวดและทราย ดินเหนียวปนทราย ตามลำดับ การกระจายความหนาในช่วงปกติ เฉลี่ยอยู่ระหว่าง 1.50 เมตร ถึง 20.45 เมตร และข้อมูลในช่วง IQR เฉลี่ยอยู่ระหว่าง 4.10 เมตร ถึง 11.40 เมตร โดยมีค่า IQR เฉลี่ยเท่ากับ 7.30 เมตร ดินเหนียวเป็นชั้นหินที่มีค่าผิดปกติสูงสุดที่ 90 เมตร และมีค่าผิดปกติสูงสุดจำนวน 15 ข้อมูล

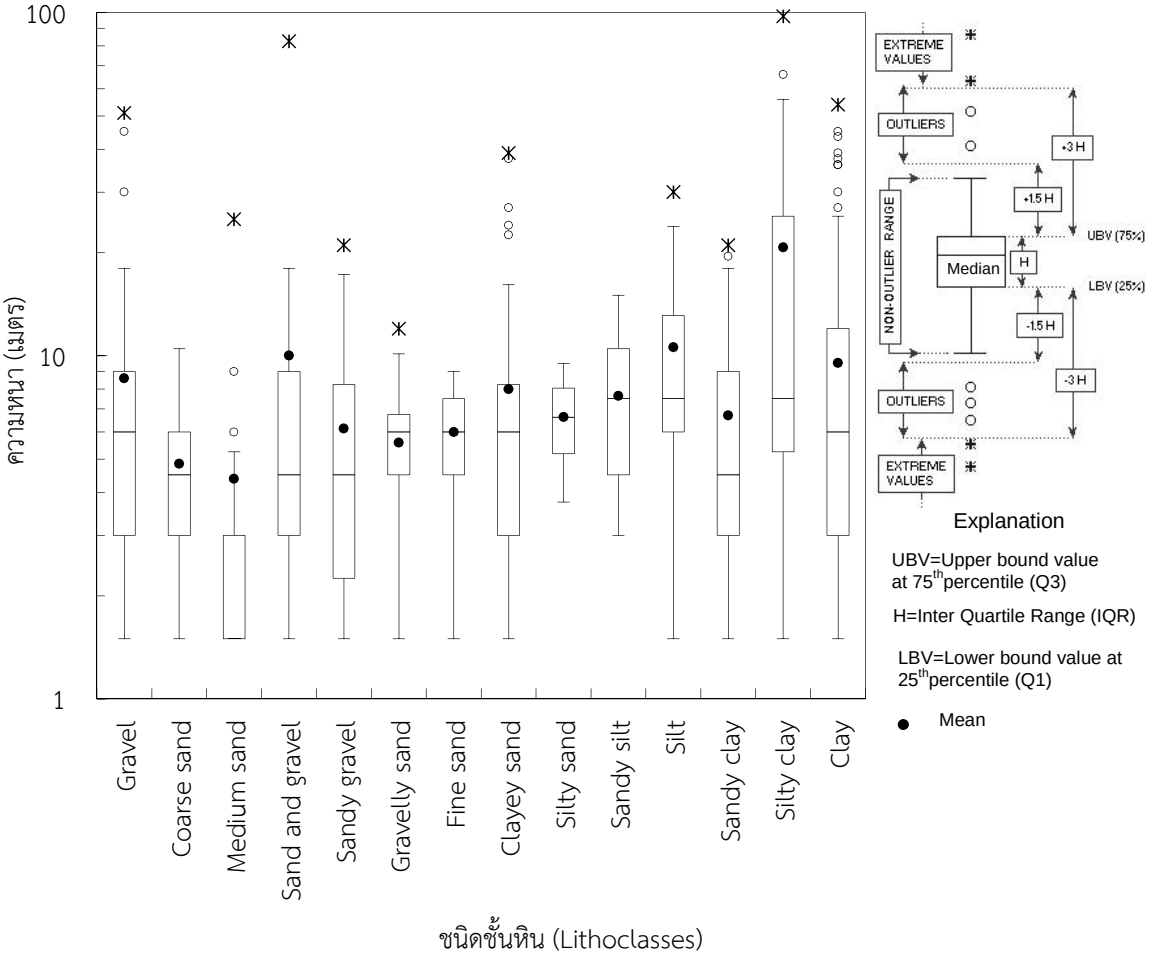
เมื่อพิจารณาการกระจายความหนาตามสภาพอุทกธรณีวิทยาสามารถแบ่งชั้นหินเป็น 2 ส่วน ได้แก่ พื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนตะพักลำน้ำสูง (High terrace aquifer, Qht) และพื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนน้ำพา (Flood plain deposit aquifer, Qfd) แผนภูมิแบบกล่องแสดงความหนาของแอ่งหาดใหญ่พื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนตะพักลำน้ำสูง ดังแสดงในรูปที่ 3.13 ชั้นหินที่พบมากในพื้นที่นี้ได้แก่ ดินเหนียว กรวด ดินเหนียวปนทราย และทรายปนดินเหนียว ตามลำดับ การกระจายความหนาในช่วงปกติ เฉลี่ยอยู่ระหว่าง 1.50 เมตร ถึง 18.00 เมตร และข้อมูลในช่วง IQR เฉลี่ยอยู่ระหว่าง

3.70 เมตร ถึง 9.70 เมตรโดยมีค่า IQR เฉลี่ยเท่ากับ 6.00 เมตร ดินเหนียวปนตะกอนทรายทรายเป็นชั้นหินที่มีค่าผิดปกติสูงสุดที่ 97.5 เมตร และดินเหนียวมีค่าผิดปกติสูงสุด จำนวน 9 ข้อมูล



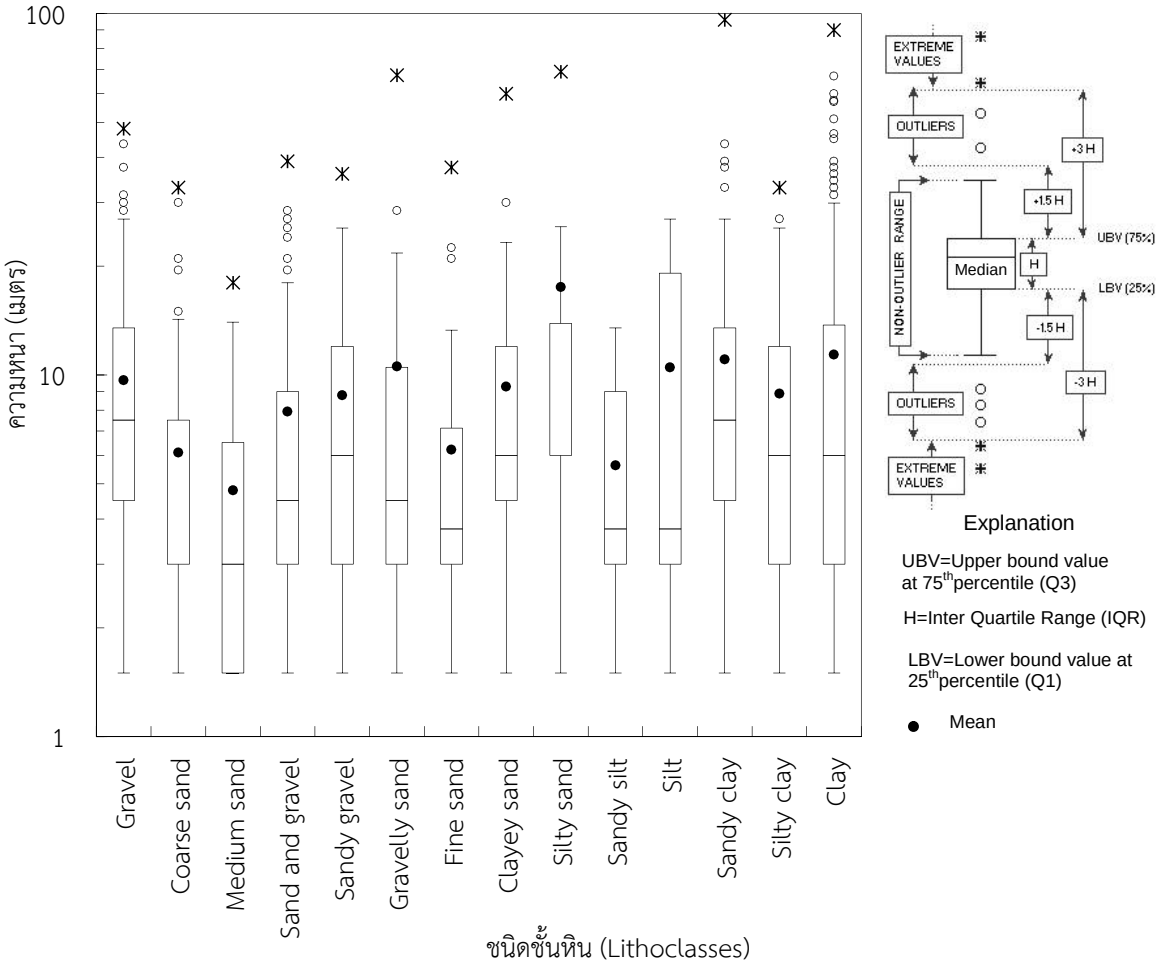
รูปที่ 3.12 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด พื้นที่ขอบแอ่งด้านตะวันออก

ส่วนรูปที่ 3.14 เป็นแผนภูมิแบบกล่องแสดงการกระจายความหนาของแอ่งหาดใหญ่พื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนน้ำพาพบว่าชั้นหินที่พบมากในพื้นที่นี้ ได้แก่ดินเหนียว กรวด ดินเหนียวปนทรายและกรวดและทราย ตามลำดับการกระจายความหนาในช่วงปกติ เฉลี่ยอยู่ระหว่าง 1.50 เมตร ถึง 22.00 เมตร และข้อมูลในช่วง IQR เฉลี่ยอยู่ระหว่าง 3.40 เมตร ถึง 11.40 เมตรโดยมีค่า IQR เฉลี่ยเท่ากับ 8.00เมตร ดินเหนียวปนทรายเป็นชั้นหินที่มีค่าผิดปกติสูงสุดที่ 96 เมตร และดินเหนียวมีค่าผิดปกติสูงสุด จำนวน 29 ข้อมูล



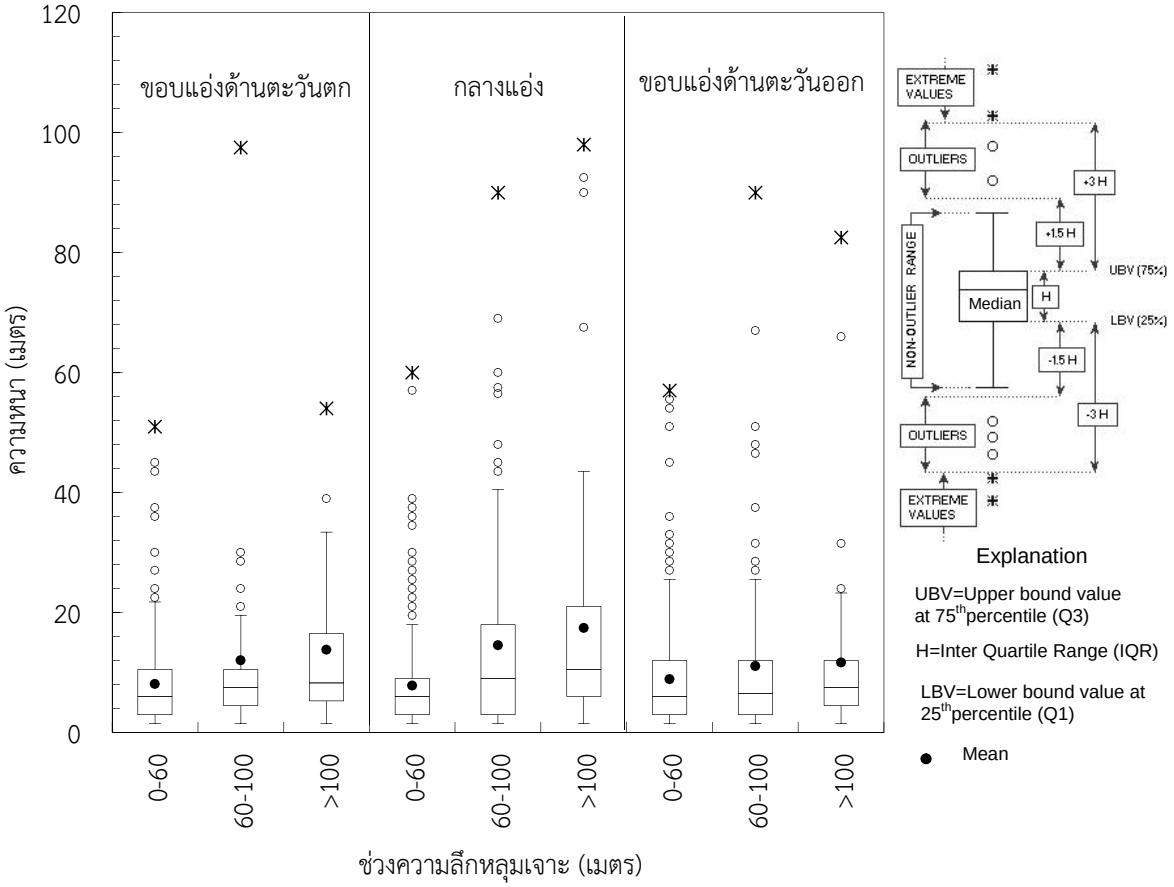
รูปที่ 3.13 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด บริเวณพื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนตะพักลำน้ำสูง (High terrace aquifer)

จากผลการวิเคราะห์การกระจายความหนาชั้นหินในรูปที่ 3.9-3.14 จะเห็นได้ว่า ข้อมูลชั้นหินที่ได้จากหลุมเจาะบาดาล (Borehole logs) มีความผิดปกติ (Outlier) ค่อนข้างมาก โดยเมื่อพิจารณาข้อมูลในช่วงที่มีการกระจายตัวปกติ พอสรุปได้ว่า บริเวณขอบแอ่งหนาเฉลี่ยประมาณ 18 เมตร โดยขอบแอ่งด้านทิศตะวันออกหนากว่าด้านตะวันตกประมาณ 2 เมตร ส่วนบริเวณกลางแอ่งหนาเฉลี่ยประมาณ 21.50 เมตร ในทำนองเดียวกันกรณีวิเคราะห์ตามลักษณะอุทกธรณีวิทยา พบว่า พื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนตะพักลำน้ำสูง (Qht) มีความหนาเฉลี่ยประมาณ 16.50 เมตร และพื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนน้ำพา (Qfd) มีความหนาเฉลี่ยประมาณ 20.50 เมตรในทางกลับกัน เมื่อพิจารณาข้อมูลในช่วง Inter quartile range (IQR) พอสรุปได้ว่า บริเวณขอบแอ่งหนาเฉลี่ยประมาณ 7 เมตร ส่วนบริเวณกลางแอ่งหนาเฉลี่ยประมาณ 8.50 เมตร พื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนตะพักลำน้ำสูง (Qht)มีความหนาเฉลี่ยประมาณ 6 เมตร และพื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนน้ำพา (Qfd) มีความหนาเฉลี่ยประมาณ 8 เมตร



รูปที่ 3.14 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด บริเวณพื้นที่ชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนน้ำพา (Flood plain deposit aquifer)

ผลการวิเคราะห์ความหนาในรูปที่ 3.9 -3.14 เป็นการพิจารณาในแนวราบ ดังนั้น จึงได้ศึกษาเพิ่มเติมในมิติแนวดิ่ง นั่นคือ แบ่งชุดข้อมูลตามช่วงความลึกออกเป็น 3 ระดับ ประกอบด้วย 1) ช่วงความลึกน้อยกว่า 60 เมตร (ชั้นน้ำหาดใหญ่) 2) ช่วงความลึกระหว่าง 60- 100 เมตร (ชั้นน้ำคูเต่า) และ 3) ช่วงความลึกมากกว่า 100 เมตร (ชั้นน้ำคอหงส์) โดยทั้ง 3 ระดับ แบ่งพิจารณาออกตามขอบแอ่งและกลางแอ่งด้วยเช่นกัน แผนภูมิแบบกล่องแสดงความหนาตามระดับความลึก ดังแสดงในรูปที่ 3.15 พอสรุปได้ว่า



รูปที่ 3.15 แผนภูมิแบบกล่อง (Box plot) แสดงการกระจายความหนาของชั้นหิน แบ่งตามระดับความลึกหลุมเจาะและเปรียบเทียบตามพื้นที่ขอบแอ่งด้านตะวันตก ตะวันออกและ กลางแอ่ง

1) ช่วงความลึกน้อยกว่า 60 เมตร ในช่วงนี้ พื้นที่กลางแอ่งค่าผิดปกติมากที่สุด เท่ากับ 52 ข้อมูล ซึ่งมีค่าผิดปกติสูงสุดเท่ากับ 60 เมตร มีความหนาเฉลี่ยในช่วงมีการกระจายตัวปกติเท่ากับ 20 เมตร (ตะวันตก) 16.5 เมตร (กลางแอ่ง) และ 24 เมตร (ตะวันออก) ตามลำดับ
2) ช่วงความลึกระหว่าง 60- 100 เมตร ในช่วงนี้ พื้นที่ขอบแอ่งด้านตะวันออกมีค่าผิดปกติมากที่สุดเท่ากับ 10 ข้อมูล ซึ่งมีค่าผิดปกติสูงสุดเท่ากับ 90 เมตร มีความหนาเฉลี่ยในช่วงมีการกระจายตัวปกติเท่ากับ 18 เมตร (ตะวันตก) 39 เมตร (กลางแอ่ง) และ 24 เมตร (ตะวันออก) ตามลำดับ
3) ช่วงความลึกมากกว่า 100เมตร ในช่วงนี้ พื้นที่กลางแอ่งมีค่าผิดปกติมากที่สุดเท่ากับ 5 ข้อมูล ซึ่งมีค่าผิดปกติสูงสุดเท่ากับ 98 เมตร มีความหนาเฉลี่ยในช่วงมีการกระจายตัวปกติเท่ากับ 31 เมตร (ตะวันตก) 42 เมตร (กลางแอ่ง) และ 21 เมตร (ตะวันออก) ตามลำดับ

3.3.3 การวิเคราะห์ทางสถิติเชิงพื้นที่ (Spatial statistical analysis)

การวิเคราะห์ทางสถิติเชิงพื้นที่สำหรับแอ่งหาดใหญ่ ประกอบด้วย การเตรียมข้อมูล การวิเคราะห์สัดส่วนชั้นหินเชิงสถิติ (Hydrofacies proportion statistics) และสร้างแบบจำลองวาริโอแกรมโดยการศึกษานี้ ประยุกต์ใช้แบบจำลองวาริโอแกรมในโปรแกรม SGeMS (Remy et al., 2009) เพื่อวิเคราะห์ผลเชิงสถิติ และสามารถอธิบายได้ดังนี้

3.3.3.1 การเตรียมข้อมูล (Data preparation)

ประกอบด้วย การกำหนดชนิดของชั้นหิน (Defining of hydofacies units) และการเตรียมข้อมูล Experimental data เพื่อใช้ในการวิเคราะห์ทางสถิติเชิงพื้นที่ของแอ่งหาดใหญ่โดยวิธีแบบจำลองวาริโอแกรม

1) การกำหนดชนิดของชั้นหิน

ข้อมูลชั้นหินของบ่อบาดาลจำนวน 210 บ่อ จะถูกจำแนกใหม่ (Re-classified) แล้วนำมาใช้ในการกำหนดตัวแปรดัชนี (Indicator variable) และในที่นี้จะเรียกว่า "*Hydrofacies Unit: HFU*" เพื่อความสะดวกในการวิเคราะห์ทางสถิติธรณี (Geostatistical analysis) Seifert and Jensen (1999) และ Deutsch (2002) แนะนำให้แบ่งชนิดหินให้มีแค่ 2-3 ชนิด ดังนั้น การศึกษานี้จึงได้แบ่งชนิดหินให้เหลือแค่ 3 กลุ่ม (ตารางที่3.5) ตามคุณสมบัติการซึมน้ำได้ของชั้นหิน (Permeability classes) ประกอบด้วย ซึมน้ำได้สูง (High permeability class) ซึมน้ำได้ปานกลาง (Moderate permeability class) และซึมน้ำได้ต่ำ (Low permeability class) (Marsily et al., 1998; Michael and Voss, 2009) โดยกลุ่มหินที่ซึมน้ำได้สูงมีค่า K มากกว่า10^{-4} เมตร/วินาที กลุ่มหินที่ซึมน้ำได้ปานกลาง มีค่า K ระหว่าง 10^{-7} ถึง 10^{-5} เมตร/วินาที และกลุ่มหินที่ซึมน้ำได้ต่ำ มีค่า K น้อยกว่า 10^{-7} เมตร/วินาที ตารางที่ 3.5 แสดงการแบ่งกลุ่มชนิดชั้นหินตามคุณสมบัติการซึมน้ำได้ และการกำหนดตัวแปรแบบดัชนี การกำหนด Hydrofacies Unit (HFU) ประกอบด้วย:

- กลุ่มซึมน้ำได้สูง (High permeability class) กำหนดเป็น HFU-1
- กลุ่มซึมน้ำได้ปานกลาง (Moderate permeability class) กำหนดเป็น HFU-2 และ
- กลุ่มซึมน้ำได้ต่ำ (Low permeability class) กำหนดเป็น HFU-3

รูปที่ 3.16 แสดงตัวอย่างการกำหนดตัวแปร (Coding) ของบ่อ TH-445 เช่น ชั้นหินบนสุดเป็น ดินเหนียวปนทราย (Silty clay) ที่มีค่า K=1.28x10^{-4} เมตร/วินาที ก็จะกำหนดเป็น 2 (Code=2) เป็นต้น

ตารางที่ 3.5 การแบ่งกลุ่มชนิดชั้นหินที่สัมพันธ์กับคุณสมบัติการซึมน้ำได้ และการกำหนดตัวแปรแบบดัชนี

ลำดับ*	ชนิดชั้นหิน (Lithoclass)	Range of K_{hi} (m/s)	Permeability class	HFU code	Indicator code
(1-7)	กรวด (Gravel), ทรายหยาบ (Coarse sand), ทรายปานกลาง (Medium sand), ทรายและกรวด (Sand and gravel), กรวดปนทราย (Sandy gravel), ทรายปนกรวด (Gravelly sand), ทรายละเอียด (Fine sand)	$>10^{-4}$	ซึมน้ำได้สูง (High permeable)	HFU-1	1
(8-13)	ทรายปนดินเหนียว (Clayey sand), ทรายปนตะกอนทราย (Silty sand), ตะกอนทรายปนทราย (Sandy silt), ตะกอนทราย (Silt), ดินเหนียวปนทราย (Sandy clay), ดินเหนียวปนตะกอนทราย (Silty clay)	10^{-7} to 10^{-5}	ซึมน้ำได้ปานกลาง (Moderate permeable)	HFU-2	2
14	ดินเหนียว (Clay)	$< 10^{-7}$	ซึมน้ำได้ต่ำ (Low permeable)	HFU-3	3

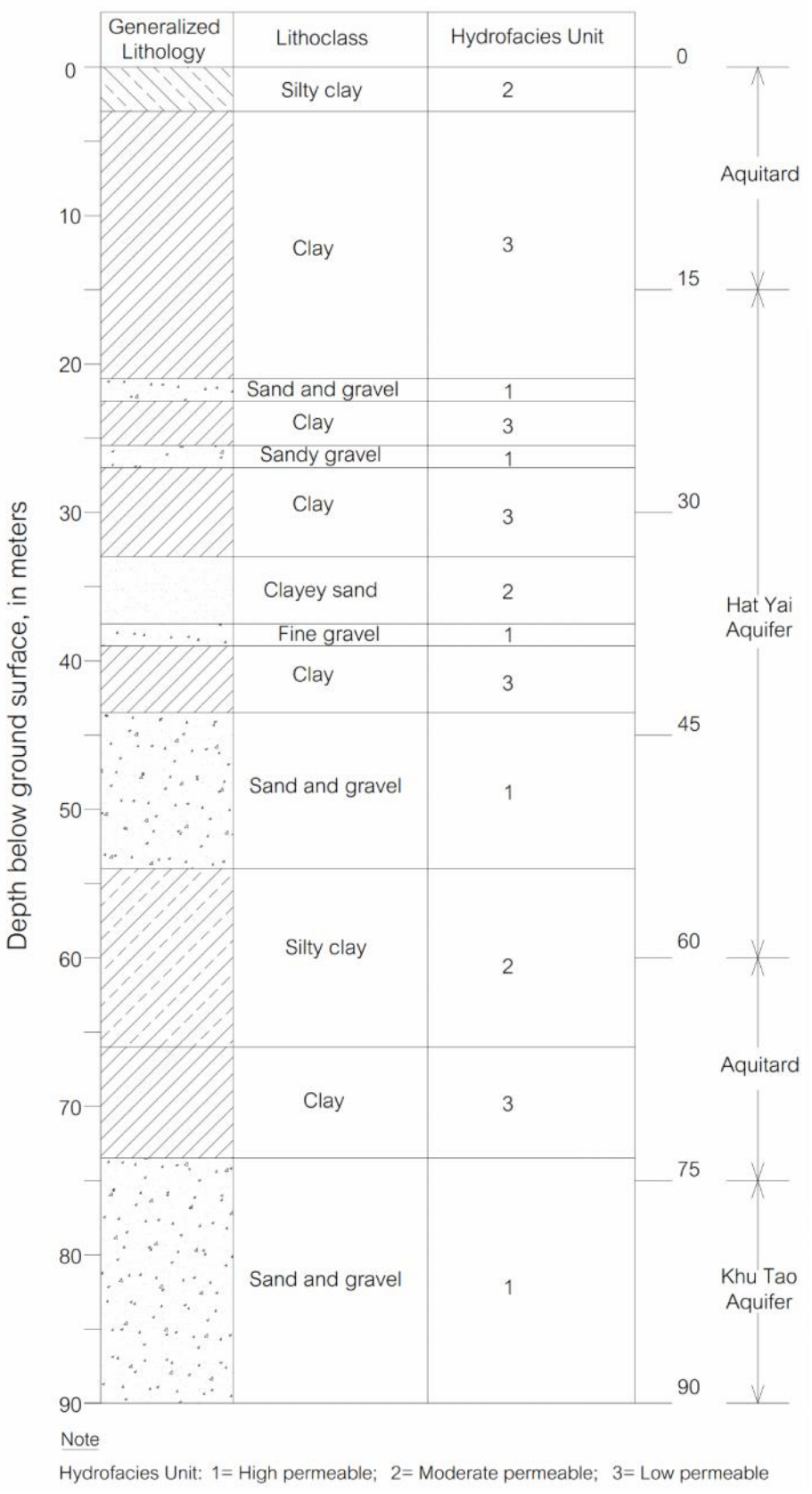
* ลำดับที่ในตารางที่ 3.4

2) การเตรียมข้อมูล Experimental data

การเตรียมข้อมูลตัวแปรแบบดัชนีสำหรับนำเข้าหรือเรียกว่า Experimental data เพื่อใช้ในโปรแกรม SGeMS ดังแสดงตัวอย่างของบ่อ TH-445 ในตารางที่ 3.6 โดยข้อมูลจะถูกเตรียมในรูปแบบไฟล์ (.Dat) ตามรูปแบบของโปรแกรม เพื่อใช้ในขั้นตอนวิเคราะห์แบบจำลองวาริโอแกรม และแบบจำลองสโทแคสติคด้วยวิธี Sequential Indicator Simulation, SISIM ตามลำดับ

3.3.3.2 สัดส่วนชั้นหินทางสถิติ (Hydrofacies proportion statistics)

สัดส่วนชั้นหิน (Hydrofacies proportion) เป็นสัดส่วนในรูปร้อยละที่แสดงให้เห็นว่าในแอ่งหาดใหญ่มีการกระจายตัวของชั้นหิน (Hydrofacies unit, HFU) แต่ละชนิดในสัดส่วนเท่าไหร่ซึ่งสามารถหาได้โดยตรงจากข้อมูลชั้นหินที่ใช้ (Seifert and Jensen, 1999) นอกจากนี้ สัดส่วนชั้นหินนั้นถือว่ามีความสำคัญอย่างมากในการสร้างแบบจำลองทางธรณีวิทยา (Geological model) ตามวิธีการ Indicator simulation โดยสัดส่วนชั้นหินที่ได้จากการวิเคราะห์ในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ประกอบด้วย HFU-1 เท่ากับร้อยละ 48, HFU-2 เท่ากับร้อยละ 14 และ HFU-3 เท่ากับร้อยละ 38 ตามลำดับ อธิบายได้ว่า การกระจายตัวของชั้นหินในแอ่งหาดใหญ่ ร้อยละ 48 เป็นกลุ่มของชั้นหินที่มี



รูปที่ 3.16 ตัวอย่างการกำหนด Hydrofacies unit (HFU) ของบ่อ TH-445

ตารางที่ 3.6 ตัวอย่างข้อมูลนำเข้าในโปรแกรม SGeMS สำหรับบ่อ TH-445

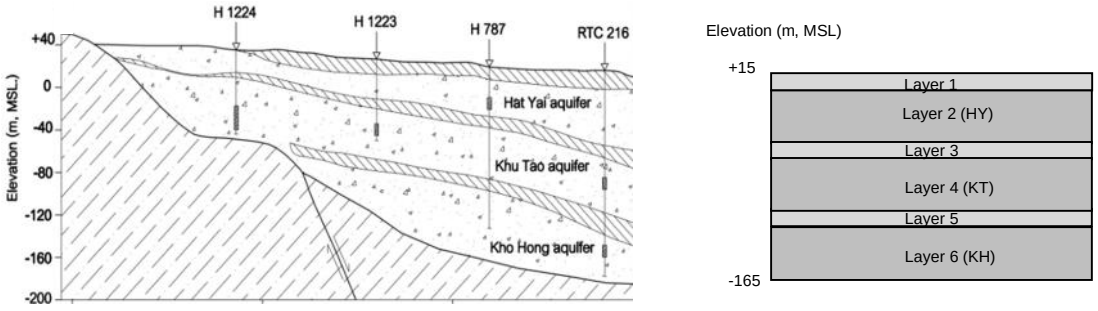
Well name	Depth (m)	X-coor	Y-coor	Z (m, msl.)	Lithoclass	HFU	Ind. 1	Ind. 2	Ind. 3
445	1.5	661662	777558	3.87	Silty clay	2	0	1	0
445	3	661662	777558	3.12	Silty clay	2	0	1	0
445	4.5	661662	777558	1.62	Clay	3	0	0	1
445	6	661662	777558	0.12	Clay	3	0	0	1
445	7.5	661662	777558	-1.38	Clay	3	0	0	1
445	9	661662	777558	-2.88	Clay	3	0	0	1
445	10.5	661662	777558	-4.38	Clay	3	0	0	1
445	12	661662	777558	-5.88	Clay	3	0	0	1
445	13.5	661662	777558	-7.38	Clay	3	0	0	1
445	15	661662	777558	-8.88	Clay	3	0	0	1
445	16.5	661662	777558	-10.38	Clay	3	0	0	1
445	18	661662	777558	-11.88	Clay	3	0	0	1
445	19.5	661662	777558	-13.38	Clay	3	0	0	1
445	21	661662	777558	-14.88	Clay	3	0	0	1
445	22.5	661662	777558	-16.38	Sand and gravel	1	1	0	0
445	24	661662	777558	-17.88	Clay	3	0	0	1
445	25.5	661662	777558	-19.38	Sandy gravel	1	1	0	0
445	27	661662	777558	-20.88	Clay	3	0	0	1
445	28.5	661662	777558	-22.38	Clay	3	0	0	1
445	30	661662	777558	-23.88	Clay	3	0	0	1
445	31.5	661662	777558	-25.38	Clay	3	0	0	1
445	33	661662	777558	-26.88	Clay	3	0	0	1
445	34.5	661662	777558	-28.38	Clayey sand	2	0	1	0
445	36	661662	777558	-29.88	Clayey sand	2	0	1	0
445	37.5	661662	777558	-31.38	Clayey sand	2	0	1	0
445	39	661662	777558	-32.88	Fine gravel	1	1	0	0
445	40.5	661662	777558	-34.38	Clay	3	0	0	1
445	42	661662	777558	-35.88	Clay	3	0	0	1
445	43.5	661662	777558	-37.38	Clay	3	0	0	1
445	45	661662	777558	-38.88	Sand and gravel	1	1	0	0
445	46.5	661662	777558	-40.38	Sand and gravel	1	1	0	0
445	48	661662	777558	-41.88	Sand and gravel	1	1	0	0
445	49.5	661662	777558	-43.38	Sand and gravel	1	1	0	0
445	51	661662	777558	-44.88	Sand and gravel	1	1	0	0

Note: HFU = Hydrofacies unit; Ind. = Indicator

ความสามารถในการซึมผ่านได้สูง โดยชนิดหินในกลุ่มนี้ประกอบด้วย กรวด ทราย กรวดปนทราย ทรายปนตะกอนทราย และทรายปนดินเหนียว ร้อยละ 38 เป็นกลุ่มของชั้นหินที่มีความสามารถในการซึมผ่านได้ต่ำ ได้แก่ ดินเหนียว และร้อยละ 14 เป็นกลุ่มของชั้นหินที่มีความสามารถในการซึมผ่านได้ปานกลาง ได้แก่ ตะกอนทรายปนทราย ดินเหนียวปนทราย ตะกอนทรายและ ดินเหนียวปนตะกอนทราย

กรณีที่ต้องการอธิบายให้เห็นสัดส่วนทางสถิติของชั้นหินให้น้ำ (Aquifer) หรือ ชั้นหินกั้นน้ำ (Aquitard) สามารถทำได้โดยแยกอธิบายเป็นชั้นๆ (Layer–cake model) (Seifert and Jensen, 1999; Quental et al., 2012) ดังนั้น การศึกษาครั้งนี้จึงแบ่งชั้นน้ำและชั้นกั้นน้ำออกเป็น 6 ชั้น ให้สอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิดในหัวข้อ 3.3.1 รวมความหนาทั้งหมดเท่ากับ 180 เมตร (-165.0 ถึง +15.00 m. MSL) รูปที่ 3.17 แสดงรายละเอียดชั้นหินทั้ง 6 ชั้น (Layer) ประกอบด้วย

-Layer 1 หนา 15 เมตร (0.00 ถึง +15.00m.) กำหนดเป็นชั้นหินกั้นน้ำ 1 (Aquitard 1)
-Layer 2 หนา 45 เมตร (-45.00 ถึง 0.00m.) กำหนดเป็นชั้นน้ำหาดใหญ่ (Hat Yai aquifer)
-Layer 3 หนา 15 เมตร (-60.00 ถึง -45.00m.) กำหนดเป็นชั้นหินกั้นน้ำ 2 (Aquitard 2)
-Layer 4 หนา 45 เมตร (-105.00 ถึง -60.00m.) กำหนดเป็นชั้นน้ำคูเต่า
-Layer 5 หนา 15 เมตร (-120.00 ถึง -105.00m.) กำหนดเป็นชั้นหินกั้นน้ำ 3 (Aquitard 3)
-Layer 6 หนา 45 เมตร (-165.00 ถึง 120.00m.) กำหนดเป็นชั้นน้ำคอหงส์



(a) (b)

รูปที่ 3.17 (a) ภาพตัดขวางทางธรณีวิทยาและ (b) layer–cake model

ข้อมูลชั้นหินจากหลุมเจาะบาดาล 210 บ่อ คิดเป็นความยาวรวม 13,140 เมตร และสามารถอธิบายแบ่งตามสัดส่วนชั้นหินกั้นน้ำและชั้นหินให้น้ำ รวมถึงร้อยละของข้อมูลที่กระจายในชั้นต่างๆ ได้ดังตารางที่ 3.7 พบว่า สัดส่วนชั้นหินสำหรับ HFU-1 และ HFU-2 พบมากในชั้นที่ 2 (ชั้นน้ำหาดใหญ่) ประมาณ 55% บ่งบอกให้เห็นชัดเจนว่าเป็นชั้นให้น้ำ (สอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิด) ในทำนองเดียวกัน ในชั้นที่ 4 (ชั้นน้ำคูเต่า) ประมาณ 72% และชั้นที่ 6 (ชั้นน้ำคอหงส์) ประมาณ 94% ตามลำดับ ในทางกลับกันชั้นกั้นน้ำ (ชั้นที่ 3 และ 5) พบสัดส่วนชั้นหิน HFU-3 (ดินเหนียว) สูง นั่นคือ ชั้นที่ 3 เท่ากับ 54% และชั้นที่ 5 เท่ากับ 54% ตามลำดับ สำหรับชั้นที่ 1 พบว่า มีสัดส่วนชั้นหิน HFU-1 เท่ากับ 46%, HFU-2 เท่ากับ 9% และ HFU-3 เท่ากับ 45% โดยการที่สัดส่วนชั้นหิน HFU-1

ตารางที่ 3.7 ร้อยละสัดส่วนชั้นหินแยกตามชั้นน้ำของแอ่งหาดใหญ่

Hydrofacies unit (HFU)	Hydrofacies proportion (%)					
	Layer 1 (Aquitard)	Layer 2 (Hat Yai aquifer)	Layer 3 (Aquitard)	Layer 4 (Khu Tao aquifer)	Layer 5 (Aquitard)	Layer 6 (Kho Hong aquifer)
HFU-1	46	45	32	60	20	85
HFU -2	9	10	14	12	26	12
HFU -3	45	45	54	28	54	3
% Borehole	11.37	54.45	10.8	16.89	2.61	3.88

มีค่าใกล้เคียงกับชั้นหิน HFU-3 นั้น อธิบายได้ว่า ชั้นหินชั้นบนสุดอาจมีความไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneity) ตามที่ วจี และคณะ (2527) เสนอไว้ว่า ชั้นบนสุดเป็นชั้นน้ำแบบไร้แรงดันกึ่งมีแรงดัน (Unconfined to semi-confined aquifer) นั่นคือ บริเวณขอบแอ่งจะเป็นชั้นน้ำแบบไร้แรงดัน และเป็นชั้นน้ำมีแรงดันบริเวณกลางแอ่ง สำหรับการกระจายตัวของชั้นหินในชั้นต่างๆ พบว่า

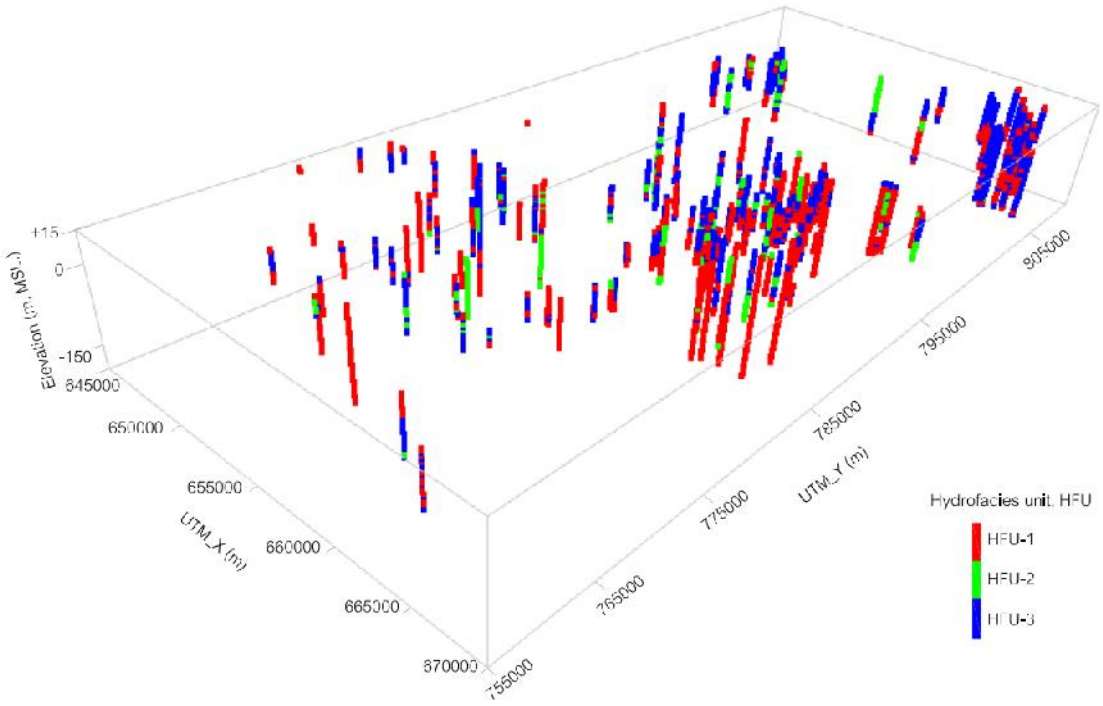
-ชั้นหินกั้นน้ำ: 11.37% (Layer 1), 10.80% (Layer 3), และ 2.61% (Layer 5)
-ชั้นหินให้น้ำ: 54.54% (Layer 2), 16.89% (Layer 4), และ 3.88% (Layer 6)

ทั้งนี้ สัดส่วนชั้นหินพบมากที่สุดในชั้นที่ 2 (ชั้นน้ำหาดใหญ่) ประมาณ 55% ซึ่งเป็นชั้นที่มีการใช้น้ำมากที่สุดในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ ขณะที่ชั้นที่ 6 (ชั้นน้ำคอหงส์) พบเพียงประมาณ 4% อธิบายได้ว่า มีการใช้น้ำบาดาลในชั้นน้ำคอหงส์น้อย โดยจากการประเมินการใช้น้ำบาดาลในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ (บทที่ 2) พบว่า สัดส่วนการใช้น้ำของชั้นน้ำหาดใหญ่: คูเต่า: คอหงส์ มีค่าเท่ากับ 60: 30: 10 ดังนั้น จึงทำให้บ่อบาดาลในชั้นน้ำนี้มีปริมาณน้อยด้วยเช่นกัน ส่วนรูปที่ 3.18 แสดงการกระจายตัวของบ่อบาดาลที่ได้หลังจากการกำหนดชั้นหิน

3.3.3.3 แบบจำลองวาริโอแกรม (Indicator variogram model)

1) การกำหนดพารามิเตอร์แบบจำลองวาริโอแกรม

การกำหนดพารามิเตอร์ต่างๆ ที่ใช้ในการคำนวณแบบจำลองวาริโอแกรมแยกตามทิศทางแนวราบ (Horizontal direction) และแนวดิ่ง (Vertical direction) ประกอบด้วย ระยะห่าง Lag distance ในแนวราบเท่ากับ 500 เมตร ซึ่งกำหนดโดยการพิจารณาจากระยะห่างน้อยสุดระหว่างบ่อบาดาล ขณะที่ระยะห่างตามแนวดิ่งเท่ากับ 1.50 เมตร พิจารณาจากข้อมูลหลุมเจาะ (มีการเก็บข้อมูลชั้นหินทุกๆ 1.50 เมตร) สำหรับการพิจารณาทิศทาง (Direction information) ในการคำนวณวาริโอแกรมนั้น การศึกษานี้เริ่มจากทดลองกำหนดมุมหมุนตามแนวระนาบ (Azimuth) เท่ากับ 0° (East-West), 45° (North East-South West), 90° (North-South) and 135° (North West-South East) ค่ามุมเท (Dip angle) กำหนดเท่ากับ 0, 5, 10, 15, และ 20 องศา และค่า Tolerance angle



รูปที่ 3.18 การกระจายตัวของบ่อบาดาลหลังจากกำหนดชั้นหิน

กำหนดเท่ากับ 22.5 และ 90 ค่า Range และความแปรปรวนตามทิศทางต่างๆ ที่ได้จะเป็นการตรวจสอบสมมติฐานทางธรณีวิทยาว่า แอ่งหาดใหญ่มีรูปแบบความสัมพันธ์ของชั้นหินในทิศทางใด (Azimuth and dip angle) โดยพิจารณาจากลักษณะการกระจายของ Experimental data

ข้อมูลนำเข้าสำหรับใช้คำนวณในแบบจำลองวาริโอแกรมตามแนวราบและแนวดิ่งดังแสดงในตาราง 3.8 การคำนวณค่าความแปรปรวน (Semi-variance, $\gamma(h)$) ของชั้นหินทั้ง 3 ชนิด ที่สัมพันธ์กับระยะทางที่ตำแหน่งใดๆ โดยใช้สมการที่ (3.6) จากนั้นทำการ Fit ข้อมูลด้วยฟังค์ชั่น Spherical, Exponential, และ Gaussian แล้วพิจารณาเลือกฟังค์ชั่นที่ดีที่สุดจากค่าสัมประสิทธิ์ความน่าเชื่อถือ (Coefficient of determination, R^2) ที่มากที่สุด โดยพิจารณาค่าที่ได้ตามความสัมพันธ์ทั้งแนวราบและแนวดิ่ง

2) ผลการศึกษาแบบจำลองวาริโอแกรม

ผลจากแบบจำลองวาริโอแกรม พบว่า ความสัมพันธ์ตามแนวราบนั้น ในทิศทางที่ต่างกัน ไม่พบความแตกต่างแบบมีนัยสำคัญ ดังนั้น จึงเลือกใช้ผลจาก Omni-directional เพื่อใช้เป็นตัวแทนทิศทางที่แสดงความสัมพันธ์ของชั้นหิน (Ritzi et al., 2000; Proc et al., 2004) ผลจากการวิเคราะห์แบบจำลองวาริโอแกรมดังแสดงในตารางที่ 3.9 และตารางที่ 3.10 สรุปได้ว่า ฟังค์ชั่น Exponential เหมาะสมในการใช้อธิบายความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของข้อมูลชั้นหินในแอ่งหาดใหญ่มาก

ที่สุด ทั้งนี้ ค่า R^2 ที่ได้อยู่ระหว่าง 0.76- 0.86 สำหรับทิศทางแนวราบ และ 0.93-0.97 สำหรับทิศทางแนวดิ่ง ดังนั้น การศึกษานี้จึงนำเสนอเฉพาะผลที่ได้จากฟังค์ชั่น Exponential เท่านั้น รูปที่ 3.19 และรูปที่ 3.20 แสดงแบบจำลองวาริโอแกรมของชั้นหินทั้ง 3 ชนิด ตามแนวราบและแนวดิ่งตามลำดับ

ตารางที่ 3.8 พารามิเตอร์นำเข้าสำหรับใช้คำนวณในแบบจำลองวาริโอแกรม

Parameter input	Horizontal direction	Vertical direction
-Lag information		
Number of lags	40	50
Lag separation	500	1.50
Lag tolerance	250	0.75
- Direction information		
Azimuth angle (Degree)	0	90
Dip angle (Degree)	0	0
Tolerance angle (Degree)	90 (Omni-directional)	5
Bandwidth (m.)	100,000	1.50

ระยะทางที่ชั้นหินแต่ละชนิดมีความสัมพันธ์กันในแนวราบ (Horizontal correlation length,λ_h) เท่ากับ 2,235, 1,770, และ1,688 เมตร ค่าความแปรปรวน (Sill, Cs) เท่ากับ 0.25, 0.10, และ 0.24 สำหรับ HFU-1, HFU-2, และ HFU-3 ตามลำดับ ค่าความแปรปรวนที่ได้ พบว่าสอดคล้องกับค่าความแปรปรวนตามทฤษฎี (Theoretical sill) ซึ่งคำนวณจาก $p(1-p)$ เมื่อ p คือสัดส่วนชั้นหิน สำหรับค่า Nugget effect (C_0) พบได้ในทุกชั้นหิน อธิบายได้ว่าอาจเกิดจากจำนวนข้อมูลบาดาลไม่เพียงพอ หรือเกิดจาก Error ของข้อมูลที่ใช้ (Measurement Error) (Deutsch, 2002) นอกจากนี้ ระดับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ (Spatial class) ตามแนวราบอยู่ในระดับปานกลาง (Moderate spatial dependency) นั่นคือ มีค่า Nugget ratio (Nugget/sill) อยู่ระหว่าง 25-75% (Cambardella et al., 1994)

ในทำนองเดียวกัน ระยะทางที่ชั้นหินแต่ละชนิดมีความสัมพันธ์กันในแนวดิ่ง (Vertical correlation length ,λ_v) เท่ากับ 25, 30, และ23 เมตร ค่าความแปรปรวน (Sill, C_s) เท่ากับ 0.16, 0.08, และ 0.17 สำหรับ HFU-1, HFU-2, และ HFU-3 ตามลำดับ สำหรับค่า λ_v ที่ได้นี้ สามารถบ่งบอกถึงความหนาของชั้นน้ำได้ (Felletti et al., 2006) นั่นคือ ชั้นให้น้ำ (Aquifer unit) มีความหนาประมาณ 25-30 เมตร ส่วนชั้นกั้นน้ำ (Aquitard unit) มีความหนาเฉลี่ยประมาณ 23 เมตร ขณะที่ระดับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ (Spatial class) ตามแนวดิ่งอยู่ในระดับดี (Strong spatial dependency) นั่นคือ มีค่า Nugget ratio (Nugget/sill) น้อยกว่า 25%

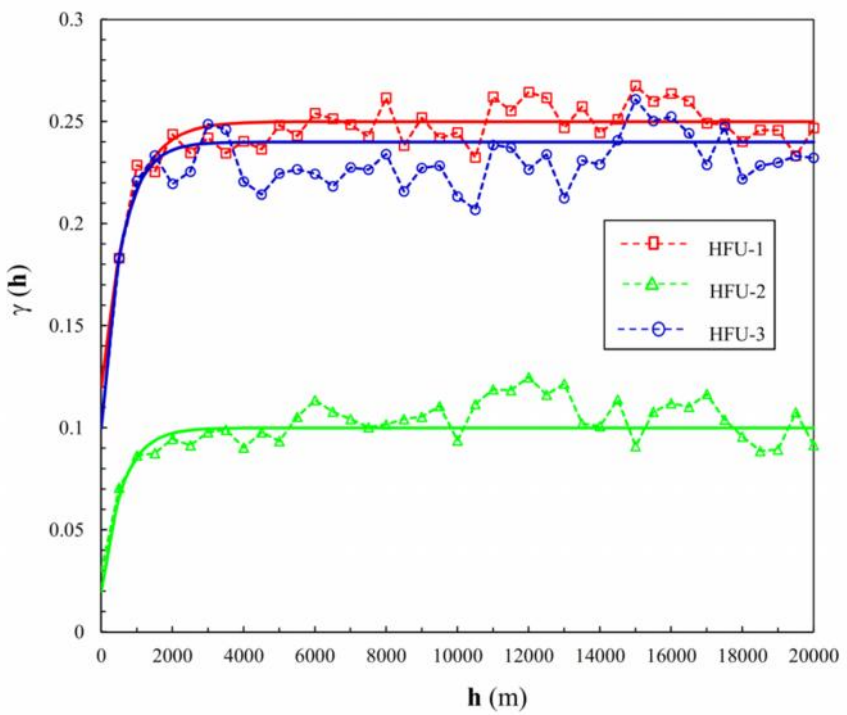
ตารางที่ 3.9 วาริโอแกรมพารามิเตอร์ตามแนวราบ

HFU	Models	R^2	RSS	Variogram parameter					Spatial class
				C_0	C_1	λ_h (m)	C_S	C_0/C_S	
HFU-1	Exponential	**0.8592**	**0.0034**	**0.12**	**0.13**	**2,235**	**0.25**	**48.00**	**M**
	Gaussian	0.8380	0.0040	0.12	0.13	1,665	0.25	48.00	M
	Spherical	0.8359	0.0041	0.12	0.13	1,166	0.25	48.00	M
HFU-2	Exponential	**0.7647**	**0.0046**	**0.02**	**0.08**	**1,770**	**0.10**	**20.00**	**M**
	Gaussian	0.7414	0.0048	0.02	0.08	1,315	0.10	20.00	M
	Spherical	0.7341	0.0049	0.02	0.08	915	0.10	20.00	M
HFU-3	Exponential	**0.8621**	**0.0190**	**0.10**	**0.14**	**1,188**	**0.24**	**41.67**	**M**
	Gaussian	0.8669	0.0189	0.10	0.14	1,322	0.24	41.67	M
	Spherical	0.8597	0.0186	0.10	0.14	956	0.24	41.67	M

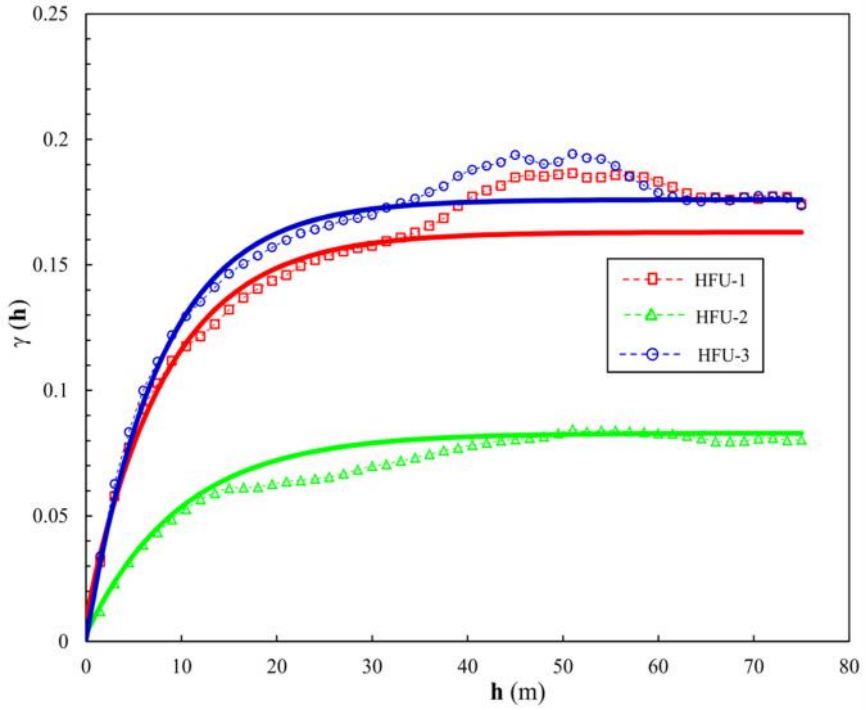
ตารางที่ 3.10 วาริโอแกรมพารามิเตอร์ตามแนวดิ่ง

HFU	Models	R^2	RSS	Variogram parameter					Spatial class
				C_0	C_1	λ_v (m)	C_S	C_0/C_S	
HFU-1	Exponential	**0.9330**	**0.0091**	**0.01**	**0.153**	**25**	**0.163**	**6.13**	**S**
	Gaussian	0.8936	0.0113	0.01	0.155	25	0.165	6.06	S
	Spherical	0.8381	0.0127	0.02	0.145	17	0.165	12.12	S
HFU-2	Exponential	**0.9683**	**0.0006**	**0.003**	**0.08**	**30**	**0.083**	**3.61**	**S**
	Spherical	0.8724	0.0026	0.01	0.07	21	0.080	12.50	S
	Gaussian	0.8632	0.0027	0.001	0.08	23	0.081	1.23	S
HFU-3	Exponential	**0.9552**	**0.0033**	**0.001**	**0.175**	**23**	**0.176**	**0.57**	**S**
	Gaussian	0.9204	0.0057	0.02	0.16	23	0.180	11.11	S
	Spherical	0.8926	0.0080	0.03	0.145	16	0.175	17.14	S

Note: HFU= Hydrofacies unit; R^2 = Coefficient of determination; RSS = Residual sum of squares; C_0 = nugget; C_1 = models component according to Eq. (3.2)-(3.4); C_s = Sill, λ_h = horizontal correlation length; λ_v = vertical correlation length, Unit of C_0/C_S = Percent spatial class: S = Strong spatial dependency (C_0/C_S< 25%); M = Moderate spatial dependency (C_0/C_S=25-75%); W= Weak spatial dependency (C_0/C_S>75%).



รูปที่ 3.19 แบบจำลองวาริโอแกรมตามแนวราบเปรียบเทียบความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินทั้ง 3 ชนิด เส้นประ คือ Experimental data ส่วนเส้นทึบ คือ variogram fitting



รูปที่ 3.20 แบบจำลองวาริโอแกรมตามแนวดิ่งเปรียบเทียบความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินทั้ง 3 ชนิด เส้นประ คือ Experimental data ส่วนเส้นทึบ คือ variogram fitting

การแปรความหมายจากผลของ Experimental variogram ของชั้นหินในรูปที่ 3.19 และ 3.20 พบว่า ชั้นหิน HFU-1, HFU-2 และ HFU-3 วาริโอแกรมตามแนวราบสอดคล้องตามทฤษฎี นั่นคือ ค่าความแปรปรวนทั้งหมด (Total sill, C_s) เท่ากันค่าทางทฤษฎี (Theoretical sill) และมีลักษณะเป็นแบบ Cyclicity ขณะที่วาริโอแกรมตามแนวดิ่ง ไม่สอดคล้องตามทฤษฎี นั่นคือ ค่าความแปรปรวนทั้งหมด อยู่ต่ำค่าทางทฤษฎี และมีลักษณะแบบ Zonal anisotropy (Areal trend)

3.3.4 แบบจำลองชั้นหินวิธีสโทแคสติค (Stochastic hydrofacies model)

การสร้างแบบจำลองชั้นหิน (Hydrofacies model) ในการศึกษานี้ประกอบด้วยขั้นตอนต่างๆ ดังนี้ (1) สร้างแบบจำลองชั้นหินด้วยวิธี Sequential indicator simulation: SISIM (2) ทำการ Simplify ลักษณะชั้นน้ำ โดยใช้วิธี Categorical transformation: TRANSCAT และ (3) วิเคราะห์ผลการจำลองที่ได้

3.3.4.1 Stochastic hydrofacies simulation using SISIM method

การสร้างแบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่เริ่มจากการกำหนดขนาดกริด (Grid size) ตามแนวราบ (x, y) และแนวดิ่ง (z) โดยพิจารณาจากขนาด และระดับพื้นที่ศึกษา กำหนดให้ขนาดกริดแบบจำลองเท่ากับ 500x500x3m (x, y, z) ซึ่งคิดเป็น 330,000 กริดเซลล์ (50x110x60 cells) จากนั้นกำหนด Parameter ที่เกี่ยวข้องตามวิธีการของ SISIM เช่น

-จำนวน Realization =30

-สัดส่วนชั้นหิน (Hydrofacies proportion), HFU-1: HFU-2: HFU-3 = 0.48: 0.14: 0.38

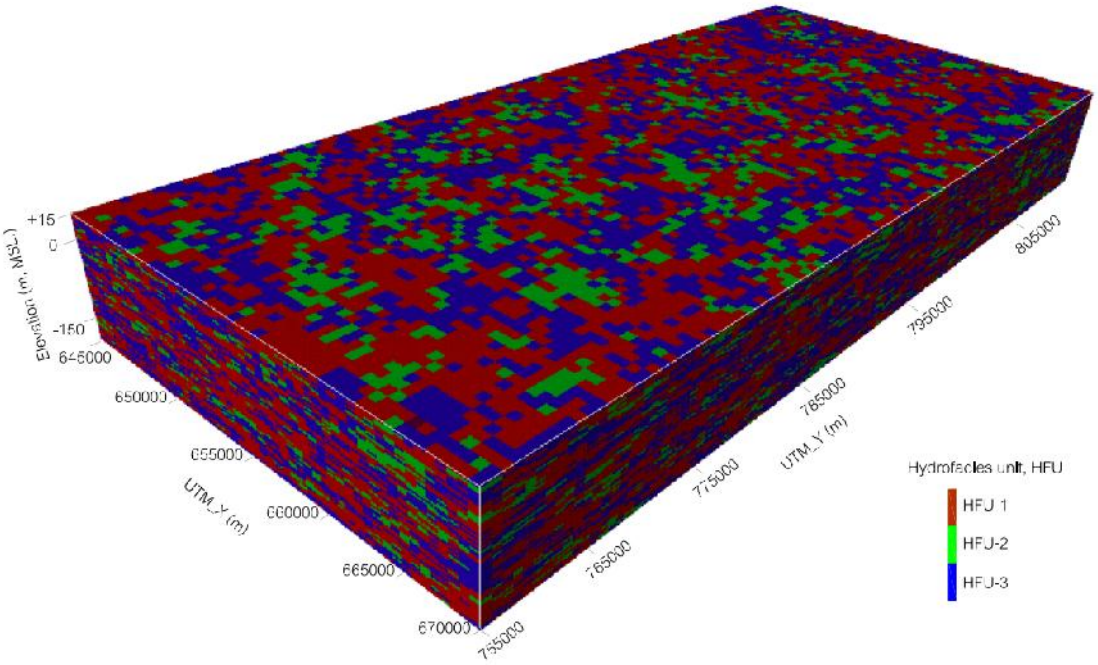
-วาริโอแกรมพารามิเตอร์ (จากตารางที่ 3.9 และ 3.10) โดยใช้ค่าจากฟังค์ชั่น Exponential แยกกำหนดตาม HFU-1, HFU-2, HFU-3 ประกอบด้วย Nugget (C_0), Total sill (C_s), Horizontal range (λ_h), Vertical range (λ_v)

ดังนั้น สมการที่ (3.5) สามารถเขียนใหม่ได้ดังสมการที่ (3.9)

$$I(u_\alpha, k) = \begin{cases} 1 & \text{if hydrofacies } k \text{ prevails at location } u_\alpha \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}, k = 1,2, \text{and } 3 \qquad (3.9)$$

เมื่อ k คือ ชั้นหินทั้ง 3 ชนิด (HFU-1, HFU-2, HFU-3)

ผลการสร้างแบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่โดยวิธี SISIM ซึ่งเลือกจากจำนวน 30 realization ดังแสดงในรูปที่ 3.21 แสดงให้เห็นลักษณะชั้นหินที่มีความไม่เป็นเนื้อเดียวกัน และมีความซับซ้อนของชั้นน้ำ



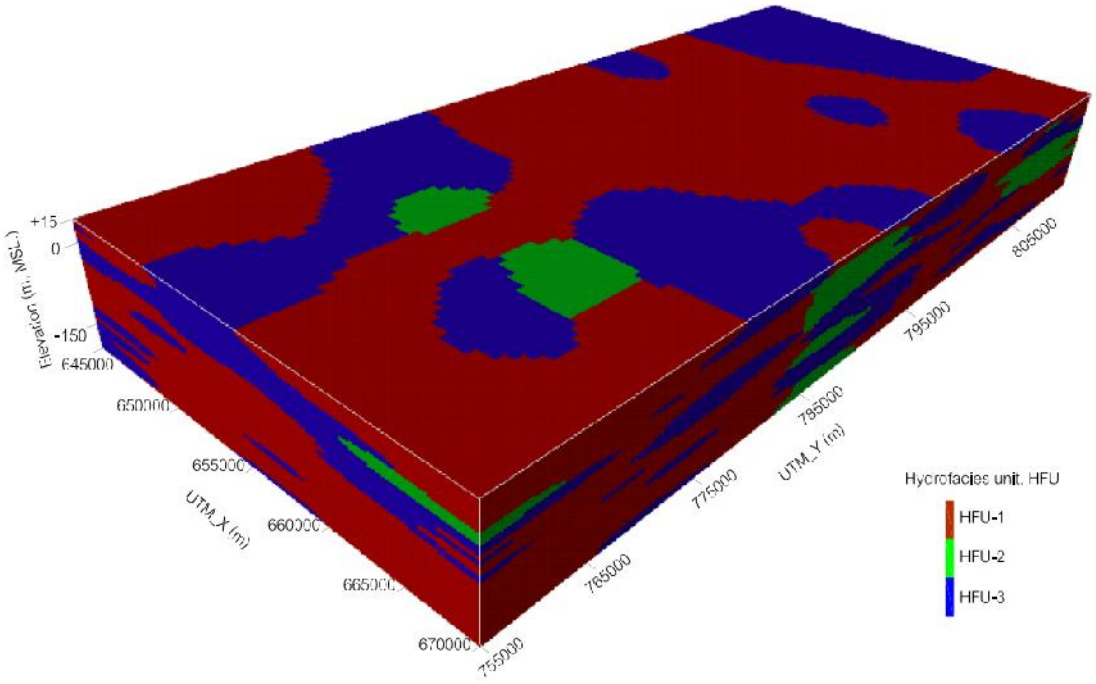
รูปที่ 3.21 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่โดยวิธี SISIM

3.3.4.2 Post-processing using TRANSCAT

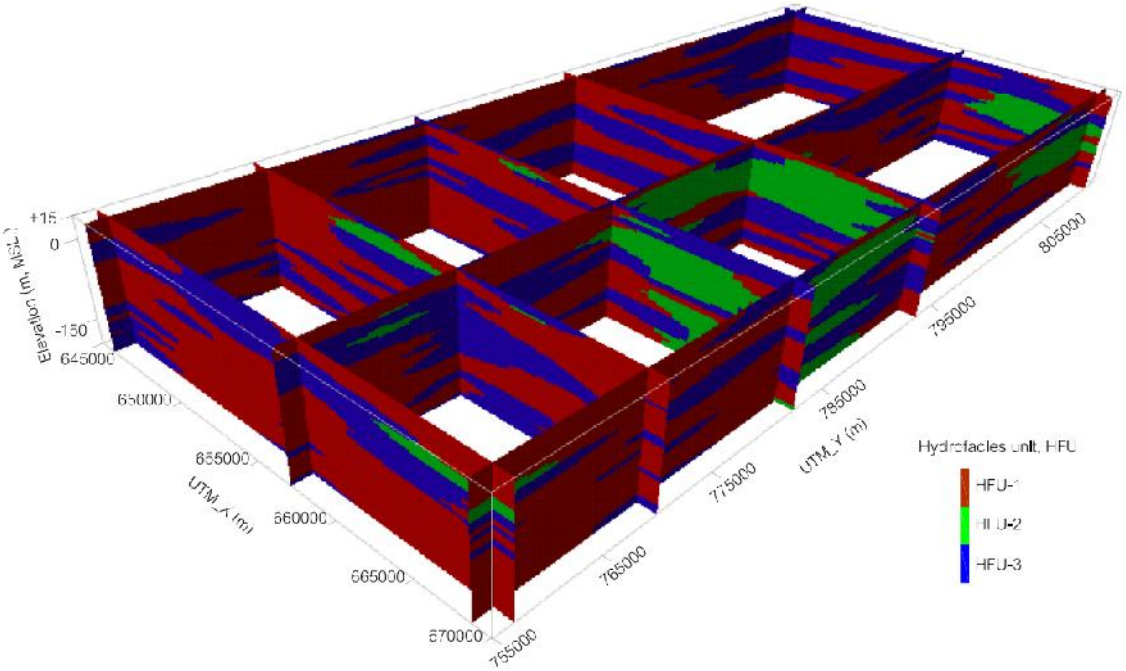
ผลการทำ Post-processing โดยวิธี TRANSCAT (รูปที่ 3.22 และ Fence diagram ในรูปที่ 3.23) แสดงให้เห็นการวางตัวชั้นน้ำได้ชัดเจนขึ้นเมื่อเปรียบเทียบกับผล SISIM (รูปที่ 3.21) พบว่า ลักษณะการกระจายตัวของชั้นหินสอดคล้องกับลักษณะอุทกธรณีวิทยา นั้นคือ บริเวณกลางแอ่งที่เป็นตะกอนที่ราบน้ำท่วมถึง (Floodplain deposit) ครอบคลุมพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ อำเภอบางกล่ำ และบริเวณรอบๆ ทะเลสาบสงขลา จะประกอบด้วย ชั้นหินกลุ่ม HFU-1 และ HFU-2 โดยวางตัวสลับกับชั้นดินเหนียว (HFU-3) ขณะที่บริเวณขอบแอ่งทั้งสองข้างและด้านทิศใต้ของแอ่งที่เป็น High terrace deposit ของพื้นที่อำเภอคลองหอยโข่ง จะประกอบด้วย ชั้นหินกลุ่ม HFU-1 เป็นส่วนใหญ่ ที่วางตัวสลับกับชั้นดินเหนียวบางๆ (HFU-3)

ส่วนรูปที่ 3.24 แสดงภาพตัดขวางตามแนว ออก-ตก พบว่า ลักษณะการวางตัวของชั้นหินอุ้มน้ำสอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิด กล่าวคือ ประกอบด้วย ชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่าและ คอหงส์ ตามลำดับ โดยจะมีชั้นกั้นน้ำแทรกระหว่างชั้นน้ำทั้งสาม ชั้นน้ำหาดใหญ่เป็นชั้นกึ่งแรงดัน (Semi-confined) นั่นคือ บริเวณกลางแอ่ง (อำเภอหาดใหญ่) เป็นชั้นกั้นน้ำหนาประมาณ 10-20m ปกคลุมชั้นหินให้น้ำที่หนาประมาณ 30-50m โดยพบว่า บริเวณกลางแอ่งของชั้นน้ำหาดใหญ่ จะประกอบด้วยชั้นหินกลุ่มซึมน้ำได้ปานกลาง (HFU-2) เป็นส่วนใหญ่ ขณะที่บริเวณขอบแอ่งด้านทิศตะวันตกเป็นชั้นน้ำชนิดไร้แรงดัน (Unconfined) ชั้นหินส่วนใหญ่กลุ่มซึมน้ำได้สูง (HFU-1) ส่วนบริเวณขอบแอ่งด้านทิศตะวันออก ประกอบด้วยชั้นดินเหนียวบางๆ ปกคลุมด้านบน ชั้นน้ำคูเต่าและชั้นน้ำคอหงส์เป็นชั้นน้ำแบบมีแรงดัน (Confined aquifer) มีความหนาประมาณ 10-30m พบว่า ชั้น

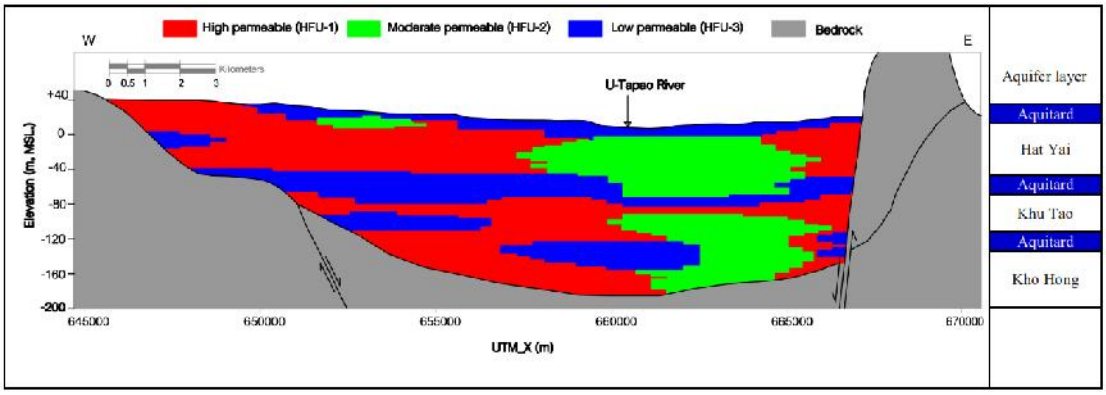
หินส่วนใหญ่เป็นกลุ่มกลุ่มซึมน้ำได้สูง (HFU-1) และ มีชั้นหินกลุ่มซึมน้ำได้ปานกลาง (HFU-2) ปะปนอยู่บ้างโดยเฉพาะบริเวณกลางแอ่ง



รูปที่ 3.22 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่โดยวิธี SISIM+TRANSCAT



รูปที่ 3.23 Fence diagram of SISIM with TRANSCAT



รูปที่ 3.24 ภาพตัดขวางตามแนวตะวันตก-ตะวันออกแบบจำลองชั้นหิน

3.3.4.3 การประเมินแบบจำลองชั้นหิน

การประเมินผลจากแบบจำลองชั้นหินที่ได้จากวิธี SISIM และ TRANSCAT สามารถทำได้โดยการพิจารณาจาก Visual inspection สัดส่วนชั้นหิน (Hydrofacies proportion) และความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ (Spatial correlation) (Seifert and Jensen, 1999; Almiada, 2010; dell'Arciprete et al., 2012, and Koch et al., 2014)

1) Visual inspection

ผลการจำลองแบบ 3 มิติ จาก SISIM ในรูปที่ 3.21 แสดงให้เห็นถึงความแปรปรวนในช่วงสั้นๆ (Small scale variation) และความไม่เป็นเนื้อเดียวกันของชั้นน้ำในแอ่งหาดใหญ่ ในทางตรงกันข้าม ผลการจำลองจาก TRANSCAT (รูปที่ 3.22) นั้นแสดงให้เห็นลักษณะชั้นน้ำได้ชัดเจนขึ้นและสอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิดที่เสนอโดย วจี และคณะ (2527)

2) สัดส่วนชั้นหิน

ผลจากเงื่อนไขการกำหนดพารามิเตอร์ที่แตกต่างกัน (เช่น วาริโอแกรมพารามิเตอร์) อาจทำให้สัดส่วนชั้นหินก่อนและหลังจำลองมีค่าไม่เท่ากันได้ (dell'Arciprete et al., 2012) ดังนั้น ในทางปฏิบัติจึงควรตรวจสอบดูว่าผลที่ได้มีความสอดคล้องสัดส่วนที่นำเข้าหรือไม่ (Deutsch, 1998) ตารางที่ 3.11 เปรียบเทียบสัดส่วนชั้นหินที่เกิดขึ้นหลังจากการจำลองเปรียบเทียบกับค่าที่นำเข้าในรูปของค่าเฉลี่ย (Mean) และส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard deviation) ทั้งวิธี SISIM และ TRANSCAT วิธีละ 30 Realizations ผลที่ได้วิเคราะห์ได้ว่าค่าความแปรปรวนของสัดส่วนชั้นหินที่ได้ทั้ง 2 วิธี มีค่าน้อย

3) ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่

3.1) ฟังค์ชั่น Exponential ถูกเลือกใช้อธิบายความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินในแอ่งหาดใหญ่ ซึ่งพิจารณาจากค่าสัมประสิทธิ์ความน่าเชื่อถือ (Coefficient of determination, R^2) ที่มากที่สุด และสอดคล้องกับงานวิจัยอื่น ๆ สำหรับแอ่งบาดาลตะกอนในที่ราบลุ่ม (Alluvial sediment) พบว่า วาริโอแกรมฟังค์ชั่น Exponential ถูกใช้อธิบายความสัมพันธ์เชิงพื้นที่เช่นกัน เช่น Falivene et al (2007), Trevisani and Fabbri (2010), Phelps et al (2011), Simo et al (2013), Serrano et al (2014) เป็นต้น

ตารางที่ 3.11 สัดส่วนชั้นหินนำเข้า และจากการจำลองจากจำนวน 30 realizations ที่ได้จากแบบจำลอง SISIM และ TRANSCAT

HFU	Input proportion (%)	Simulated proportion from SISIM			Simulated proportion from TRANSCAT			Remark
		Mean (%)	Dev. (%)	SD.	Mean (%)	Dev. (%)	SD.	
HFU -1	48	44.07	-3.93	0.365	49.00	+1.00	0.183	Aquifer
HFU -2	14	19.23	+5.23	0.626	12.87	-1.13	0.403	
HFU -3	38	36.70	-1.30	0.651	38.13	+0.13	0.434	Aquitard

Dev. = Deviation;SD. =Standard deviation

3.2) ระยะที่ชั้นหินมีความสัมพันธ์กันตามแนวราบอยู่ระหว่าง 1,200 -2,200 เมตร ส่วนระยะที่ชั้นหินมีความสัมพันธ์กันตามแนวดิ่ง บ่งบอกถึงความหนาเฉลี่ยของชั้นน้ำแอ่งหาดใหญ่ นั่นคือ หนาประมาณ 20-30 เมตร สอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิดที่กำหนดในขั้นต้น และไม่พบความสัมพันธ์เชิงพื้นที่แบบ Geometric anisotropy ที่ชัดเจน ตรงกันข้ามพบความสัมพันธ์แบบ Zonal anisotropy ลักษณะเช่นนี้ Deutsch (2002) กล่าวว่า กรณี Geometric anisotropy ต้องพิจารณาจากสภาพทางธรณีวิทยาของพื้นที่ หรือจากแบบจำลองเชิงแนวคิดทางธรณีวิทยา (Conceptual geologic model) ส่วนกรณี Zonal anisotropy ควรพิจารณา 2 อย่าง คือ 1) ค่าความแตกต่างของความแปรปรวน (Zonal) ตามแนวราบและแนวดิ่ง (ΔC_s) ไม่ควรเกินร้อยละ 30 ของค่าความแปรปรวนทั้งหมด และ 2) สัดส่วน statistical anisotropy ratio (λ_h/λ_v)

ในประเด็น Geometric anisotropy ในทางทฤษฎี ทิศทางการตกตะกอนของชั้นหินมักจะสัมพันธ์กับทิศทางการไหลของน้ำ กรณีของแอ่งหาดใหญ่เมื่อพิจารณาจากกระบวนการทับถมในพื้นที่ศึกษา พบว่า ควรแบ่งเป็น 2 โซน คือ บริเวณขอบแอ่งและ กลางแอ่ง กล่าวคือ บริเวณขอบแอ่งทิศทางการไหลของน้ำจะไหลจากตะวันตกเฉียงใต้ไปทิศเหนือ ในขณะที่กลางแอ่งนั้นน้ำจะไหลจากทิศใต้ไปเหนือ ดังนั้น รูปแบบและทิศทางการตกตะกอนบริเวณขอบแอ่งและ กลางแอ่งจึงต่างกัน ในขณะที่การวิเคราะห์วาริโอแกรมรวมถึงการสร้างแบบจำลองชั้นหินนั้นไม่ได้แยกวิเคราะห์พื้นที่ดังกล่าวออกจากกัน ด้วยเหตุผลข้างต้นจึงทำให้ Anisotropy ไม่ชัดเจน ดังนั้น การศึกษานี้จึงเลือกที่จะอธิบาย

ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินในแบบไม่เปลี่ยนไปตามทิศทาง (Isotropy or omni-directional) ส่วนในประเด็น Zonal anisotropy พบว่าค่า ΔC_s มีค่าเท่ากับ 36%, 17%, และ 25% สำหรับ HFU-1, HFU-2,และ HFU-3 ตามลำดับ ส่วนอัตราส่วน λ_h/λ_vเท่ากับ 90, 60, และ 52 สำหรับ HFU-1, HFU-2, และ HFU-3 ตามลำดับ พบว่า สัดส่วนที่ได้นี้อยู่ในช่วงของชั้นหินที่เกิดจากการทับถมของแม่น้ำที่ไหลแบบสลับเกลียว (Braided fluvial) ซึ่งมีค่าอัตราส่วน λ_h/λ_v ระหว่าง 30-100

3.4 สรุปผล

จุดประสงค์ของการศึกษาในบทนี้เพื่ออธิบายลักษณะของแอ่งหาดใหญ่ (Characterization) ในเชิงสถิติ การศึกษาประกอบด้วย 2 ส่วนหลัก ได้แก่ การวิเคราะห์ความหนาชั้นหิน และการสร้างแบบจำลองชั้นหินด้วยวิธีสโทแคสติค (Stochastic hydrofacies model) ข้อมูลหลักที่ถูกนำมาใช้วิเคราะห์ได้แก่ ข้อมูลหลุมเจาะบาดาล (Borehole log) จากฐานข้อมูลกรมทรัพยากรน้ำบาดาล วิธีการศึกษาเริ่มจากการกำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิดทางธรณีวิทยา (Geological conceptual model) ของแอ่งหาดใหญ่ นั่นคือ แอ่งหาดใหญ่ประกอบด้วยชั้นให้น้ำ (Aquifer unit) 3 ชั้น ได้แก่ ชั้นน้ำหาดใหญ่ ชั้นน้ำคูเต่า และชั้นน้ำคอหงส์ ตามลำดับ โดยมีชั้นกั้นน้ำ (Aquitard unit) คั่นกลางระหว่างชั้นให้น้ำแต่ละชั้น จากแบบจำลองเชิงแนวคิดทางธรณีวิทยานี้ จึงมีแนวคิดในการศึกษาลักษณะการกระจายชั้นหิน และความหนาชั้นหิน การวิเคราะห์ข้อมูลชั้นหินประกอบด้วย การนำข้อมูลชั้นหินที่มีอยู่ซึ่งถูกแปรความหมายโดยนักธรณีวิทยาแล้ว มาวิเคราะห์และจำแนกใหม่โดยใช้วิธีของ Wentworth grain size classification (Wentworth, 1922) และ Folk classification (Folk, 1954) พบว่า แอ่งหาดใหญ่ประกอบด้วยชั้นหิน 14 ชนิด จากนั้นได้แบ่งใหม่เป็น 3 กลุ่ม ตามความสามารถในการซึมผ่านของชั้นหิน (Permeability class) เพื่อความสะดวกในการวิเคราะห์ชั้นน้ำ ผลการศึกษาสรุปได้ดังนี้

3.4.1 การวิเคราะห์ความหนาชั้นน้ำ

การวิเคราะห์ความหนาของชั้นหินแต่ละชนิดในเชิงสถิติ (Statistical) โดยแยกวิเคราะห์การกระจายความหนาชั้นหินแบ่งตามพื้นที่ที่สัมพันธ์กับระดับความลึก แบ่งเป็นพื้นที่ขอบแอ่งด้านตะวันตก กลางแอ่ง และขอบแอ่งด้านตะวันออก โดยช่วงความลึกออกเป็น 3 ระดับ คือ 1) ช่วงความลึกน้อยกว่า 60 เมตร (≈ชั้นน้ำหาดใหญ่) 2) ช่วงความลึกระหว่าง 60- 100เมตร (≈ชั้นน้ำคูเต่า) และ 3) ช่วงความลึกมากกว่า 100 เมตร (≈ชั้นน้ำคอหงส์) สรุปได้ว่า การกระจายความหนาค่อนข้างสอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิด นั่นคือ พื้นที่กลางแอ่งมีความหนาชั้นหินเฉลี่ยมากกว่าพื้นที่ขอบแอ่งทั้งสองข้าง ประกอบด้วย ช่วงความลึกน้อยกว่า 60 เมตร บริเวณกลางแอ่งมีค่าผิดปกติ (Outlier) มากที่สุด ส่วนความหนาเฉลี่ยในช่วงมีการกระจายตัวปกติเท่ากับ 20 เมตร (ตะวันตก), 16.5 เมตร (กลางแอ่ง) และ 24 เมตร (ตะวันออก) ตามลำดับ ช่วงความลึกระหว่าง 60- 100 เมตรพบว่า พื้นที่ขอบแอ่งด้านตะวันออกมีค่าผิดปกติมากที่สุดเท่ากับ มีความหนาเฉลี่ยในช่วงมีการกระจายตัวปกติเท่ากับ 18 เมตร (ตะวันตก), 39 เมตร (กลางแอ่ง), และ 24 เมตร (ตะวันออก) ตามลำดับ ช่วงความ

ลึกมากกว่า 100 เมตร ในช่วงนี้ พื้นที่กลางแอ่งมีค่าผิดปกติมากที่สุด ความหนาเฉลี่ยในช่วงมีการกระจายตัวปกติเท่ากับ 31 เมตร (ตะวันตก), 42 เมตร (กลางแอ่ง) และ 21 เมตร (ตะวันออก) ตามลำดับ อธิบายได้ว่า ชั้นน้ำหาดใหญ่ประกอบด้วยชั้นหินที่มีความหนาเฉลี่ย 16.5 - 24 เมตร ชั้นน้ำคูเต่าประกอบด้วยชั้นหินที่มีความหนาเฉลี่ย 18 - 39 เมตร และชั้นน้ำคอหงส์ประกอบด้วยชั้นหินที่มีความหนาเฉลี่ย 21 - 42 เมตร

3.4.2 แบบจำลองชั้นหิน

ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินสำหรับแอ่งหาดใหญ่สามารถวิเคราะห์และอธิบายได้โดยใช้แบบจำลองวาริโอแกรม พบว่าฟังค์ชั่น Exponential variogram มีความเหมาะสมที่จะเลือกใช้อธิบายความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินแอ่งหาดใหญ่มากที่สุด โดยช่วงที่ชั้นหินอุ้มน้ำมีความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ตามแนวราบประมาณ 1,770-2,235 เมตร ส่วนชั้นกั้นน้ำมีค่าประมาณ 1,188 เมตร ขณะที่ระยะในแนวดิ่งสามารถบ่งบอกถึงความหนาของชั้นน้ำได้ โดยมีค่าประมาณ 25-30 เมตร ส่วนชั้นกั้นน้ำมีความหนาประมาณ 23 เมตร ระดับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ (Spatial class) ของชั้นหินอยู่ในระดับดี (Strong spatial dependency) และปานกลาง (Moderate spatial dependency) สำหรับแนวดิ่งและแนวราบ ตามลำดับ ผลจากการสร้างแบบจำลองชั้นหินด้วยวิธี SISIM และ TRANSCAT พบว่า ลักษณะชั้นน้ำที่ได้มีความสอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิด นั่นคือ ยังคงประกอบด้วยชั้นน้ำ 3 ชั้น (หาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์) ที่ถูกชั้นกั้นน้ำแทรกสลับอยู่ระหว่างชั้นน้ำ จากผลการวิเคราะห์ช่วงความหนาของชั้นน้ำโดยวิธีเชิงสถิติ (Statistical) และการวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ตามแนวดิ่งโดยวิธีสถิติธรณีพบว่า ค่าที่ได้มีความใกล้เคียงกัน ดังนั้น สามารถสรุปได้ว่า แบบจำลองเชิงแนวคิดของแอ่งหาดใหญ่ที่เสนอโดย วจี และคณะ (2527) มีความเหมาะสมในการนำไปใช้สร้างแบบจำลองน้ำบาดาลได้

บทที่ 4

การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน

4.1 บทนำ

ปัญหาหนึ่งที่พบบ่อยในกระบวนการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลคือ การเลือกใช้พารามิเตอร์เกี่ยวกับคุณสมบัติทางชลศาสตร์ เช่น ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (Hydraulic conductivity, K) ค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ (Coefficient of storage, S) สัมประสิทธิ์การจ่ายน้ำ (Transmissivity, T) เป็นต้น โดยในทางปฏิบัตินั้นควรจะใช้ผลจากการทดสอบในสนาม เช่น การสูบทดสอบ (Pumping test) หรือ Slug test เป็นต้น ทั้งนี้เนื่องจากเป็นค่าสมบัติชลศาสตร์ของชั้นน้ำบาดาลที่ได้จากผลทดสอบโดยตรง จึงเป็นค่าที่มีความน่าเชื่อถือมากกว่าวิธีอื่น อย่างไรก็ตาม กรณีที่ผลทดสอบในสนามมีน้อย การใช้ค่าคุณสมบัติทางชลศาสตร์จากข้อมูลสูบทดสอบเพียงไม่กี่ตำแหน่งมาใช้ในแบบจำลองน้ำบาดาล อาจำให้ผลการจำลองที่ได้มีความคลาดเคลื่อนจากความเป็นจริงได้ ทั้งนี้ เนื่องมาจากชั้นหินหินอุ้มน้ำมีความซับซ้อนและความไม่เป็นเนื้อเดียวกัน อีกทั้งคุณสมบัติทางชลศาสตร์ของชั้นหินอุ้มน้ำหนึ่งๆ อาจมีได้หลายค่า ดังนั้น การประมาณค่าทางอ้อมก็อาจมีความจำเป็นวิธีทางอ้อมที่พูดถึง เช่น วิธีการคำนวณจากขนาดเม็ดดิน (Grain size analysis) วิธีแบบจำลองอินเวอร์ส (Inverse modeling method) วิธีการถ่วงค่าความหนาชั้นหิน (Thickness weight average method) จากข้อมูลหลุมเจาะบ่อน้ำบาดาล เป็นต้น

การเข้าใจลักษณะทางธรณีวิทยาโครงสร้างของชั้นหินอุ้มน้ำนั้นเป็นสิ่งจำเป็นอย่างยิ่งในการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาล เช่นเดียวกับสมบัติชลศาสตร์ที่มีความสำคัญไม่น้อยกว่ากัน โดยทั่วไปค่า สปส. การยอมให้น้ำซึมผ่านเป็นพารามิเตอร์หนึ่งที่มักจะมีความอ่อนไหวสูงในการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาล ผลการวิเคราะห์ความอ่อนไหวแบบจำลองน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ พบว่า พารามิเตอร์ที่มีความอ่อนไหว ได้แก่ ค่าสปส. การยอมให้น้ำซึมผ่าน อัตราการเติมน้ำบาดาล (Groundwater recharge) และสปส. การกักเก็บจำเพาะ (Specific storage) ตามลำดับ (อรุณ, 2552) ดังนั้น การพิจารณาเลือกค่า K มาใช้จึงเป็นขั้นตอนที่สำคัญอย่างมาก

โดยปกติในธรรมชาติของชั้นหินอุ้มน้ำ ค่า K เป็นค่าที่มีการเปลี่ยนแปลงตลอดเนื้อหินและทิศทางการไหล การประเมินค่า K ในหินอุ้มน้ำที่มีความซับซ้อนทางด้านธรณีวิทยาจึงใช้วิธีหาค่าเฉลี่ย (Averaging technique) ซึ่งวิธีการหาค่าเฉลี่ยนี้จะขึ้นอยู่กับลักษณะการวางตัวของชั้นหินอุ้มน้ำ การกระจายตัวของค่า K ควรจะนำมาหาค่าการกระจายแบบปกติ (Normal distribution) ถ้าความถี่ของค่า K ไม่อยู่ในค่าเฉลี่ยปกติหรือมีค่าต่างกันมาก ควรใช้วิธีการทางสถิติ (Statistical) เข้าช่วย เช่น การประมาณค่าข้อมูลเชิงพื้นที่ด้วยวิธี Kriging และ variogram การประมาณค่าในช่วง (Interpolate) ด้วยวิธี Inverse distance weight, Nearest-neighbor เป็นต้น เนื้อหาบทนี้เป็นการประมาณพร้อมทั้งวิเคราะห์ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (K) ของชั้นหินอุ้มน้ำในแอ่งหาดใหญ่ด้วยวิธีการถ่วงค่าความหนาเฉลี่ย (Thickness weight average method) จากข้อมูลหลุมเจาะบ่อบาดาล โดยใช้

ผลการจำแนกชนิดชั้นหิน (Lithoclass) ในบทที่ 3 ผลการวิเคราะห์การกระจายตัวของค่า K ที่ได้ จะถูกนำไปใช้ในขั้นตอนการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลในบทที่ 5 ต่อไป

4.2 ทบทวนเอกสาร

Quellon et al. (2008) ศึกษาลักษณะความไม่เป็นเนื้อเดียวกันของชั้นหินอุ้มน้ำในประเทศแคนาดา โดยใช้วิธี Kriging ช่วยในการแสดงการกระจายตัวของค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่าน (K) ในชั้นหินอุ้มน้ำ เริ่มจากการจำแนกชั้นหิน (Hydrofacies) ซึ่งรวมข้อมูลค่า K จากผลการทดสอบ Slug test, Grain size analysis, และ Cone penetration test (CPT) จากนั้น วิเคราะห์หาความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ (Spatial analysis) ของชั้นหินแต่ละชนิดด้วยแบบจำลองวาริโอแกรม (Variogram model) ทำการกำหนดค่า K เริ่มต้น (K_h และ K_z) ให้กับชั้นหินแต่ละชนิด แล้วคำนวณค่า K ด้วยวิธี Kriged proportions นั่นคือ ทำการถ่วงน้ำหนักด้วยสัดส่วนชั้นหิน (Hydrofacies proportion) ผลที่ได้จากการศึกษาแสดงให้เห็นลักษณะการกระจายตัวของค่า K แบบปกติ (Normal distribution) ความไม่เป็นเนื้อเดียวกันของชั้นหินอุ้มน้ำในพื้นที่ศึกษาถูกอธิบายเพิ่มเติมด้วย Anisotropy ratio (K_h/K_z) พบว่า มีค่าอยู่ระหว่าง 1 – 10,000

Ahmed (2009) ศึกษาคุณลักษณะของแอ่งบาดาลในพื้นที่ Sohag ประเทศอียิปต์ โดยการใช้ข้อมูลหลุมเจาะบาดาลแล้วสร้างแบบจำลองชั้นหิน (Lithologic modeling) โดยใช้โปรแกรม Rockwork เพื่อแสดงการวางตัวและลักษณะการกระจายตัวของชั้นหินในพื้นที่ศึกษา จากนั้นนำผลที่ได้จากแบบจำลองไปใช้ในการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลด้วยโปแกรม MODFLOW 2000

Michael and Voss (2009) ประมาณค่า K ในพื้นที่แอ่งเบ็งกอล (Bengal Basin) ครอบคลุมพื้นที่ประเทศอินเดียและบังคลาเทศโดยวิธีแบบจำลองแบบอินเวอร์ส (Inverse modeling method) และ วิธีการถ่วงค่าความหนาชั้นหิน ผลการศึกษาพบว่า ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านตามแนวราบและแนวดิ่งที่คำนวณได้ทั้ง 2 วิธีใกล้เคียงกันและอัตราส่วนระหว่างสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านตามแนวราบต่อแนวดิ่ง (Anisotropy ratio, Kh/Kv) มีค่าประมาณ 10,000 จากอัตราส่วนที่มีค่าค่อนข้างสูงนี้ จึงได้ทำการวิเคราะห์ต่อโดยใช้แบบจำลองเชิงสถิติธรณีด้วยโปรแกรม SGeMS โดยใช้วิธี Sequential indicator simulation (SISIM) เพื่อหาความหนาของชั้นหิน จากนั้นนำผลการจำลองที่ได้ไปสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลด้วยโปรแกรม MODFLOW ผลที่ได้พบว่า ค่า Anisotropy ratio ยังคงสูงอยู่ โดยรวมสรุปว่า แอ่งเบ็งกอลน่าจะประกอบด้วยชั้นน้ำหลายชั้น โดยแต่ละชั้นจะมีชั้นกั้นน้ำแทรกสลับอยู่ โดยที่ชั้นกั้นน้ำนี้น่าจะมีช่วงความยาวตามแนวราบประมาณ 20-30 กิโลเมตร และความหนาอยู่ระหว่าง 60-110 เมตร

Simo et al. (2013) ศึกษาและประเมินค่า K ในพื้นที่แอ่ง Aquitaine ทางตะวันตกเฉียงใต้ของประเทศฝรั่งเศส เพื่อนำผลที่ได้ไปพัฒนาแบบจำลองน้ำบาดาลเริ่มจากจำแนกชั้นหิน (Hydrofacies) ออกเป็น 4 กลุ่ม ตามความสามารถในการซึมผ่านของชั้นหิน (Permeable class) ได้แก่ ซึมผ่านได้สูง (Highly permeable) ซึมผ่านได้ (Permeable) ซึมผ่านได้ต่ำ (Low

permeable) และซึมผ่านได้ยาก (Impermeable) ทำการกำหนดค่า K เริ่มต้น (K_h และ K_z) ให้กับชั้นหินแต่ละชนิด แล้วคำนวณค่า K ด้วยวิธีการถ่วงค่าความหนาชั้นหินจากนั้น วิเคราะห์หาความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของค่า K_h และ K_z ด้วยแบบจำลองวาริโอแกรมแล้วทำการประมาณค่า K เชิงพื้นที่ด้วยวิธี Ordinary kriging เปรียบเทียบผลที่ได้ด้วยวิธี 2 มิติ (2D) กับ 3 มิติ (3D) แล้วนำผลการศึกษา ค่า K ที่ได้ทั้ง 2 วิธีไปสร้างแบบจำลองน้ำบาดาล MODFLOW ผลที่ได้สรุป และเสนอแนะว่า การประมาณค่า K เชิงพื้นที่ด้วยวิธี 2 มิติ นั้นให้ผลดีกว่าวิธี 3 มิติ และแนะนำว่า วิธีการที่นำเสนอนี้สามารถนำไปใช้ในกระบวนการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลได้อย่างดี

4.3 การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน

การประมาณค่า สปส.การยอมให้น้ำซึมผ่าน (K) ในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ประกอบด้วยขั้นตอนต่างๆ ดังนี้

4.3.1 การรวบรวมข้อมูล

ข้อมูลที่นำมาใช้ในการประมาณค่า K ประกอบด้วย 2 ชุดข้อมูล ได้แก่ ข้อมูลชั้นหิน (Litho-logs) และข้อมูลคุณสมบัติทางชลศาสตร์ ข้อมูลชั้นหินจากหลุมเจาะบาดาล 210 บ่อ ซึ่งเป็นข้อมูลชุดเดียวกันที่ได้จากการจำแนกชั้นหินในบทที่ 3 (หัวข้อ 3.3.2) ส่วนข้อมูลค่า K นั้นได้จากผลการสูบทดสอบ (Pumping test) ซึ่งเป็นข้อมูลที่รวบรวมจากการศึกษาโดยกรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2546) รายละเอียดค่า K จากการสูบทดสอบภาคสนามในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่จำนวน 68 บ่อ ประกอบด้วยชั้นน้ำหาดใหญ่จำนวน 45 บ่อ (ตารางที่ 4.1) ชั้นน้ำคูเต่าจำนวน 14 บ่อ (ตารางที่ 4.2) และชั้นน้ำคอหงส์จำนวน 9 บ่อ (ตารางที่ 4.3) โดยค่า K ในตารางที่ 4.1-4.3 ได้จากการคำนวณโดยวิธี Time-Drawdown, วิธี Theis analysis, และวิธี Recovery test (Theis, 1935; Cooper and Jacob, 1946) การวิเคราะห์ชั้นหินของบ่อบาดาลที่ใช้สูบทดสอบซึ่งพิจารณาจากชั้นหินบริเวณท่อกรอง (Screen) สามารถแยกได้เป็น 4 ชนิด ได้แก่ กรวด (Gravel), ทราย (Sand), กรวดและทราย (Sand and gravel), ทรายปนตะกอนทรายหรือทรายปนดินเหนียว (Silty sand or clayey sand) ตำแหน่งบ่อบาดาลที่ทำการสูบทดสอบแสดงไว้ใน รูปที่4.1

ค่า K จากการสูบทดสอบของชั้นน้ำหาดใหญ่ในตารางที่ 4.1 สรุปได้ดังนี้ ชั้นหินที่มีจำนวนบ่อสูบทดสอบมากที่สุดได้แก่ กรวด จำนวน 17 บ่อ มีค่า K อยู่ระหว่าง 7.35×10^{-5} ถึง 9.31×10^{-3} เมตร/วินาทีและ มีค่ามัธยฐาน (Median) เท่ากับ 3.39×10^{-4} เมตร/วินาที กรวดและทรายมีจำนวนบ่อสูบทดสอบ 13 บ่อ มีค่า K อยู่ระหว่าง 1.08×10^{-6} ถึง 4.37×10^{-4} เมตร/วินาที และมีค่ามีค่ามัธยฐานเท่ากับ 9.58×10^{-5} เมตร/วินาที ทรายปนตะกอนทราย หรือทรายปนดินเหนียวมีจำนวนบ่อสูบทดสอบ 8 บ่อ มีค่า K อยู่ระหว่าง 8.10×10^{-7} ถึง 1.78×10^{-5} เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ 6.13×10^{-6} เมตร/วินาที ส่วนทรายมีจำนวนบ่อสูบทดสอบมากที่สุด 7 บ่อ โดยมีค่า K อยู่ระหว่าง 2.08×10^{-5} ถึง 9.61×10^{-4} เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ 6.68×10^{-4} เมตร/วินาที

ตารางที่ 4.1 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านจากการสูบทดสอบของชั้นน้ำหาดใหญ่

ชั้นหิน (Lithoclass)	จำนวนบ่อ	สัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (เมตร/วินาที)				
		Min.	Median	Max.	Average	SD.
กรวด (Gravel)	17	7.35×10^{-5}	3.39×10^{-4}	9.31×10^{-3}	1.00×10^{-3}	2.18×10^{-3}
ทราย (Sand)	7	2.08×10^{-5}	6.68×10^{-4}	9.61×10^{-4}	5.75×10^{-4}	3.10×10^{-4}
กรวดและทราย (Sand and gravel)	13	1.08×10^{-6}	9.58×10^{-5}	4.37×10^{-4}	1.52×10^{-4}	1.60×10^{-4}
ทรายปนตะกอนทราย หรือ ทรายปนดินเหนียว (Silty sand or clayey sand)	8	8.10×10^{-7}	6.13×10^{-6}	1.78×10^{-5}	6.56×10^{-6}	5.96×10^{-6}
รวม	45					

Note: Max.= Maximum; Min.= Minimum; SD.= Standard deviation

ตารางที่ 4.2 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านจากการสูบทดสอบของชั้นน้ำคูเต่า

ชั้นหิน (Lithoclass)	จำนวนบ่อ	สัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (เมตร/วินาที)				
		Min.	Median	Max.	Average	SD.
กรวด (Gravel)	3	4.31×10^{-4}	1.44×10^{-3}	2.22×10^{-3}	1.36×10^{-3}	8.98×10^{-4}
ทราย (Sand)	2	4.02×10^{-4}	6.28×10^{-4}	8.54×10^{-4}	6.28×10^{-4}	3.20×10^{-4}
กรวดและทราย (Sand and gravel)	4	2.16×10^{-6}	5.08×10^{-5}	2.21×10^{-4}	8.11×10^{-5}	9.70×10^{-5}
ทรายปนตะกอนทราย หรือ ทรายปนดินเหนียว (Silty sand or clayey sand)	5	2.66×10^{-6}	3.59×10^{-6}	1.89×10^{-5}	6.62×10^{-6}	6.89×10^{-6}
รวม	14					

ตารางที่ 4.3 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านจากการสูบทดสอบของชั้นน้ำคอหงส์

ชั้นหิน (Lithoclass)	จำนวนบ่อ	สัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (เมตร/วินาที)				
		Min.	Median	Max.	Average	SD.
กรวด (Gravel)	1	1.28×10^{-3}				-
ทราย (Sand)	1	2.75×10^{-4}				-
กรวดและทราย (Sand and gravel)	2	3.41×10^{-5}	5.70×10^{-5}	7.99×10^{-5}	5.70×10^{-5}	3.24×10^{-5}
ทรายปนตะกอนทราย หรือ ทรายปนดินเหนียว (Silty sand or clayey sand)	5	1.85×10^{-6}	3.20×10^{-6}	9.53×10^{-6}	4.14×10^{-6}	3.11×10^{-6}
รวม	9					

ค่า K จากการสูบทดสอบของชั้นน้ำคูเต่าในตารางที่ 4.2 สรุปได้ดังนี้ ชั้นหินที่มีจำนวนบ่อสูบทดสอบมากที่สุดได้แก่ ทรายปนตะกอนทราย หรือทรายปนดินเหนียว มีจำนวนบ่อสูบทดสอบ 5 บ่อ มีค่า K อยู่ระหว่าง $2.66x10^{-6}$ ถึง $1.89x10^{-5}$ เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ $3.59x10^{-6}$ เมตร/วินาที กรวดและทรายมีจำนวนบ่อสูบทดสอบ 4 บ่อ มีค่า K อยู่ระหว่าง $2.16x10^{-6}$ ถึง $2.21x10^{-4}$ เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ $5.70x10^{-5}$ เมตร/วินาที กรวดมีจำนวนบ่อสูบทดสอบ 3 บ่อ โดยมีค่า K อยู่ระหว่าง $4.31x10^{-4}$ ถึง $8.54x10^{-4}$ เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ $1.44x10^{-3}$ เมตร/วินาที ส่วนทรายมีจำนวนบ่อสูบทดสอบน้อยที่สุด 2 บ่อ โดยมีค่า K อยู่ระหว่าง $4.02x10^{-4}$ ถึง $2.22x10^{-3}$ เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ $6.28x10^{-4}$ เมตร/วินาที

ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน จากการสูบทดสอบของชั้นน้ำคอหงส์ในตารางที่ 4.3 สรุปได้ดังนี้ ชั้นหินที่มีจำนวนบ่อสูบทดสอบมากที่สุดได้แก่ ทรายปนตะกอนทรายหรือทรายปนดินเหนียว มีจำนวนบ่อสูบทดสอบ 5 บ่อ มีค่า K อยู่ระหว่าง $1.85x10^{-6}$ ถึง $9.53x10^{-6}$ เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ $3.20x10^{-6}$ เมตร/วินาที กรวดและทรายมีจำนวนบ่อสูบทดสอบ 2 บ่อ มีค่า K อยู่ระหว่าง $3.41x10^{-5}$ ถึง $7.99x10^{-5}$ เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ $5.70x10^{-5}$ เมตร/วินาที กรวดมีจำนวนบ่อสูบทดสอบ 1 บ่อ โดยมีค่า K เท่ากับ $1.28x10^{-3}$ เมตร/วินาที ส่วนทรายมีจำนวนบ่อสูบทดสอบ 1 บ่อ โดยมีค่า K เท่ากับ $2.75x10^{-4}$ เมตร/วินาที

การรวบรวมข้อมูลค่า K จากผลการสูบทดสอบจากชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ (ตารางที่ 4.1 - 4.3) ในภาพรวมพบว่า ข้อมูลส่วนใหญ่นั้นมาจากชั้นน้ำหาดใหญ่ หรือคิดเป็นสัดส่วนประมาณ 66% ในขณะที่ข้อมูลจากชั้นน้ำคูเต่า และคอหงส์คิดเป็นสัดส่วน 23% และ 11% ตามลำดับ นอกจากนี้ ชั้นหินที่มีข้อมูลมากที่สุด ได้แก่ กรวด จำนวน 21 บ่อ คิดเป็น 31% ของข้อมูลทั้งหมด ส่วนทราย กรวดและทราย และทรายปนตะกอนทรายหรือทรายปนดินเหนียว มีจำนวนบ่อเท่ากับ 10 บ่อ (15%), 19 บ่อ (28%), และ 18 บ่อ (16%) ตามลำดับ ชั้นน้ำหาดใหญ่มีค่า K จากสนามเท่ากับ $8.10x10^{-7}$ ถึง $9.31x10^{-3}$ เมตร/วินาที ชั้นน้ำคูเต่ามีค่า K จากสนามเท่ากับ $2.66x10^{-6}$ ถึง $2.22x10^{-3}$ เมตร/วินาที และชั้นน้ำคอหงส์มีค่า K จากสนามเท่ากับ $1.85x10^{-6}$ ถึง $1.28x10^{-3}$ เมตร/วินาที

4.3.2 การกำหนดค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน

ค่า K ของชั้นหินทั้ง 14 ชนิด สามารถหาได้โดยการกำหนดค่า K ที่เหมาะสม ซึ่งโดยทั่วไปควรใช้จากผลการสูบทดสอบ เมื่อพิจารณาแล้วพบว่า ชั้นหินจากการสูบทดสอบมีเพียง 4 ชนิด ในขณะที่ชั้นหินมีทั้งหมด 14 ชนิด ดังนั้น การศึกษานี้จึงเลือกใช้ค่า K ทั่วไปของชั้นหินจากการรวบรวมของ Spitz and Moreno (1996) ทั้งนี้ ช่วงของค่าที่เลือกใช้ควรอยู่ในช่วงของค่าที่ได้จากการสูบทดสอบ (ตารางที่ 4.1-4.3) ส่วนตารางที่ 4.4 แสดงค่า K ที่เหมาะสมของชั้นหินทั้ง 14 ชนิดที่กำหนดขึ้น

ตารางที่ 4.4 การกำหนดค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านในแนวราบและแนวดิ่ง

No	ชนิดชั้นหิน (Lithoclass)	K_{hi} (m/sec)	K_{vi} (m/sec)
1	กรวด (Gravel)	6.37 E-03	6.37 E-04
2	ทรายหยาบ (Coarse sand)	1.60 E-03	1.60 E-04
3	ทรายปานกลาง (Medium sand)	1.30 E-03	1.30 E-04
4	ทรายและกรวด (Sand and gravel)	1.20 E-03	1.20 E-04
5	กรวดปนทราย (Sandy gravel)	5.50 E-04	5.50 E-05
6	ทรายปนกรวด (Gravelly sand)	3.48 E-04	3.48 E-05
7	ทรายละเอียด (Fine sand)	2.60 E-04	2.60 E-05
8	ทรายปนดินเหนียว (Clayey sand)	1.60 E-05	1.60 E-06
9	ทรายปนตะกอนทราย (Silty sand)	1.40 E-05	1.40 E-06
10	ตะกอนทรายปนดินทราย (Sandy silt)	1.00 E-05	1.00 E-06
11	ตะกอนทราย (Silt)	4.60 E-06	4.60 E-07
12	ดินเหนียวปนทราย (Sandy clay)	1.28 E-06	1.28 E-07
13	ดินเหนียวปนตะกอนทราย (Silty clay)	1.00 E-06	1.00 E-07
14	ดินเหนียว (Clay)	1.15 E-08	1.15 E-09

4.3.3 การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน

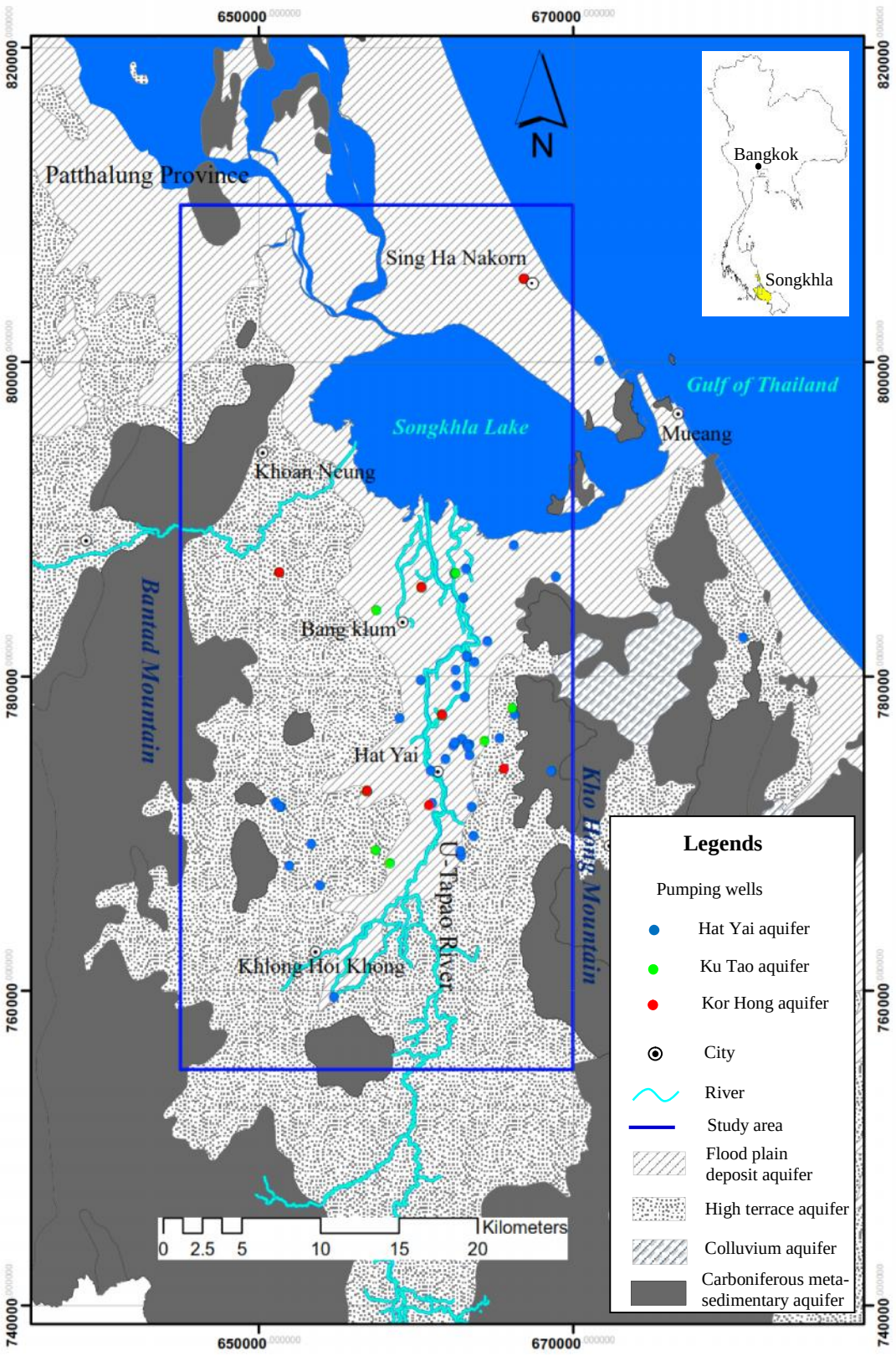
การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านในการศึกษานี้ คำนวณโดยประยุกต์ใช้วิธีการถ่วงค่าความหนาเฉลี่ย (Thickness weight average method) จากข้อมูลบ่อบาดาล 210 บ่อ ค่าที่คำนวณได้เรียกว่า สัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิต (Composite hydraulic conductivity) ประกอบด้วย

1) ค่า สปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านตามแนวราบ (Composite horizontal hydraulic conductivity) ค่าที่คำนวณได้จะเป็นค่าเฉลี่ยพีชคณิต (Arithmetic mean) สามารถคำนวณได้จากสมการ (4.1)

$$K_{hc} = \frac{\sum K_{hi} \cdot h_i}{\sum h_i} \tag{4.1}$$

2) ค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านตามแนวดิ่ง (Composite vertical hydraulic conductivity) โดยที่ค่าที่คำนวณได้จะเป็นค่าเฉลี่ยฮาโมนิค (Harmonic mean) สามารถคำนวณได้จากสมการ (4.2)

$$K_{vc} = \frac{\sum h_i}{\sum h_i / K_{vi}} \tag{4.2}$$



รูปที่ 4.1 ตำแหน่งบ่อบาดาลที่สูบทดสอบ (Pumping test)

3) ค่า สปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านประสิทธิผล (Effective hydraulic conductivity) ค่าที่คำนวณได้จะเป็นค่าเฉลี่ยเรขาคณิต (Geometric mean) สามารถคำนวณได้จากสมการ (4.3)

$$K_g = \sqrt{K_{hc} K_{vc}} \qquad (4.3)$$

เมื่อ K_{hc} = ค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตตามแนวราบ (Composite horizontal hydraulic conductivity, LT^{-1})

K_{vc} = ค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตตามแนวดิ่ง (Composite vertical hydraulic conductivity,LT^{-1})

K_{hi} = ค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านตามแนวราบสำหรับชั้นหินในชั้นที่ *i* (Horizontal hydraulic conductivity, LT^{-1})

K_{vi} = ค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านตามแนวดิ่งสำหรับชั้นหินในชั้นที่ *i* (Vertical hydraulic conductivity, LT^{-1})

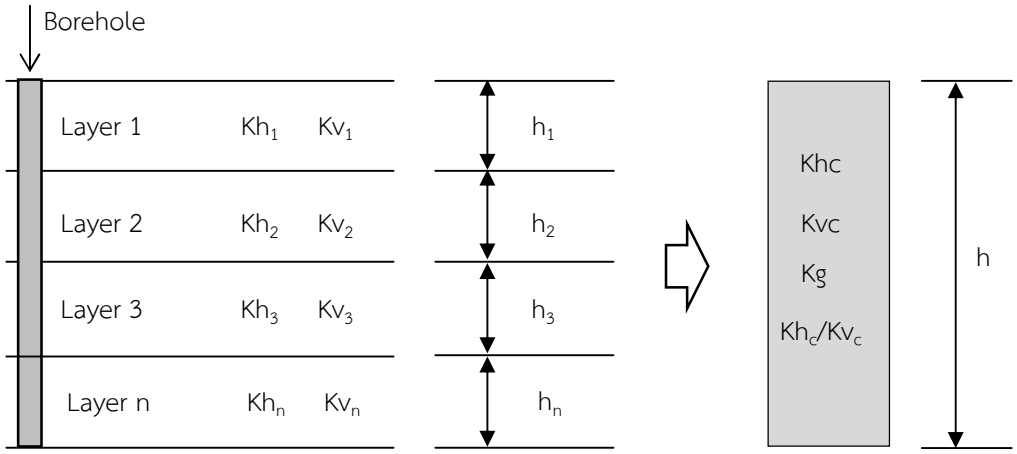
h_i = ความหนาสำหรับชั้นหินในชั้นที่ *i* (Thickness, L)

ทั้งนี้ ค่า K_{hi} ในสมการที่ (4.1) ได้จากตารางที่ 4.4 ส่วนการกำหนดค่า K_{vi} ในสมการที่ (4.3) นั้น จะพิจารณาจากอัตราส่วน Anisotropy ratio (K_h/K_v) โดยสำหรับชั้นหินอุ้มน้ำตะกอนในที่ราบลุ่ม (Alluvial sediment) นั้น Todd (1980) แนะนำว่าควรมีค่าระหว่าง 2 ถึง 10 หรืออาจสูงถึง 100 ถ้ามีชั้นดินเหนียวแทรกอยู่ ดังนั้น การศึกษานี้จึงกำหนดอัตราส่วน K_h/K_v =10

รูปที่ 4.2 แสดงลักษณะการคำนวณเพื่อหาค่า K_{hc} และ K_{vc} จากการวิเคราะห์ความหนาชั้นหินในบทที่ 3 (หัวข้อ 3.3.2) เมื่อพิจารณาที่ช่วงความลึกต่างๆ จากข้อมูลความหนาในช่วงพิสัยควอไทล์ (Interquartile range, IQR) (รูปที่ 3.9) พิจารณาเฉพาะบริเวณกลางแอ่ง (ข้อมูลบ่อมากที่สุด) พบว่า ที่ระดับความลึก 0-60 เมตร มีค่าระหว่าง 3 เมตร ถึง 9 เมตร (IQR =6 เมตร) ระดับความลึก 60-100 เมตร มีค่าระหว่าง 3 เมตร ถึง 18 เมตร (IQR =15 เมตร) และที่ระดับความลึกมากกว่า 100 เมตร มีค่าระหว่าง 6 เมตร ถึง 21 เมตร (IQR =15 เมตร) อธิบายได้ว่า มีการเปลี่ยนแปลงชั้นหินประมาณทุกๆ 6 ถึง 15 เมตร ดังนั้น การศึกษานี้จึงเลือกใช้ค่า h เท่ากับ 15 เมตร (รูปที่ 4.2) นั่นคือ ทำการคำนวณค่า K ใหม่ทุกบ่อ (210 บ่อ) ตามวิธีการถ่วงค่าความหนาในสมการ (4.1)-(4.3) ตัวอย่างการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตจากบ่อ H-1224 ตัวแทนพื้นที่ขอบแอ่งด้านทิศตะวันตกดังแสดงในรูปที่ 4.3 จากบ่อ TH-445 ตัวแทนพื้นที่กลางแอ่ง ดังแสดงในรูปที่ 4.4 และบ่อ H-36 ตัวแทนพื้นที่ขอบแอ่งด้านทิศตะวันออกดังแสดงในรูปที่ 4.5

รูปที่ 4.3 แสดงผลการคำนวณค่า K จากบ่อบริเวณทิศตะวันตกของแอ่ง (H-1224) ตั้งอยู่บริเวณตำบลทุ่งตำเสา อำเภอหาดใหญ่ มีความลึกเจาะเท่ากับ 45 เมตร ผลที่ได้แสดงให้เห็นลักษณะชั้นน้ำพื้นที่บริเวณขอบแอ่งด้านทิศตะวันตก นั่นคือ ชั้นบนสุดเป็นชั้นน้ำหาดใหญ่ซึ่งเป็นชั้นน้ำแบบไร้แรงดัน (Unconfined aquifer) มีความหนาประมาณ 15 เมตร มีค่า K_{hc} = 6.25×10^{-4} เมตร/วินาที K_{vc} = 2.55×10^{-7} เมตร/วินาที K_g = 1.26×10^{-5} เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio (K_{hc}/K_{vc}) =

2,447 ค่า K ที่ได้ พบว่า อยู่ในช่วงค่าที่ได้จากการสูบทดสอบ นั่นคือ ชั้นน้ำหาดใหญ่มีค่า K จากสนามเท่ากับ $8.10x10^{-7}$ ถึง $9.31x10^{-3}$ เมตร/วินาที



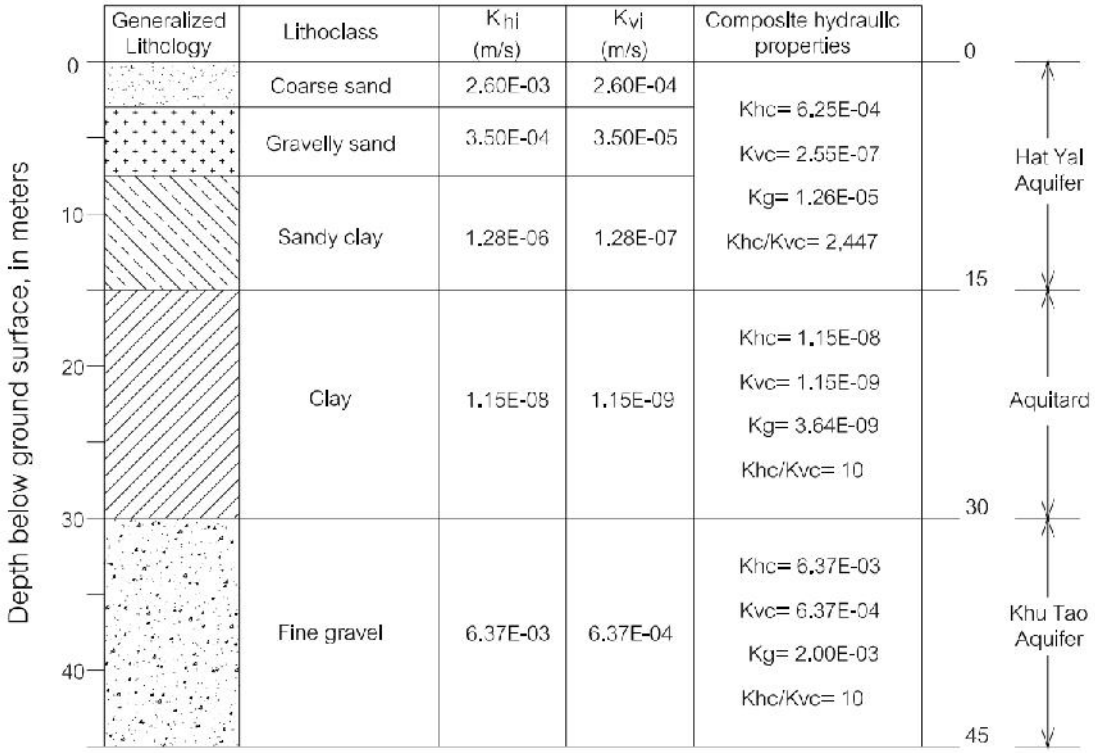
รูปที่ 4.2 ลักษณะชั้นหินและการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตจากบ่อบาดาล

ชั้นที่ 2 เป็นชั้นดินเหนียวซึ่งจัดเป็นชั้นกั้นน้ำ (Aquitard) หนาประมาณ 15 เมตร มีค่า K_{hc} = $1.15x10^{-8}$ เมตร/วินาที K_{vc} = $1.15x10^{-9}$ เมตร/วินาที K_g = $3.64x10^{-9}$ เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 10 ส่วนชั้นที่ 3 ชั้นน้ำคูเต่าซึ่งเป็นชั้นน้ำแบบมีแรงดัน (Confined aquifer) หนาประมาณ 15 เมตร มีค่า K_{hc} = $6.37x10^{-3}$ เมตร/วินาทีK_{vc} = $6.37x10^{-4}$ เมตร/วินาที K_g = $2.00x10^{-3}$ เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 10 ค่า K ที่ได้ พบว่า อยู่ในช่วงค่าที่ได้จากการสูบทดสอบ นั่นคือ ชั้นน้ำคูเต่ามีค่า K จากสนามเท่ากับ $2.66x10^{-6}$ ถึง $2.22x10^{-3}$ เมตร/วินาที ลักษณะการวางตัวของชั้นน้ำที่แสดงในรูปที่ 4.3 พบว่า สอดคล้องกับภาพตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยาในรูปที่ 3.7 และแบบจำลองเชิงแนวคิด นั่นคือ บริเวณขอบแอ่งเป็นชั้นน้ำแบบไร้แรงดันและ เป็นพื้นที่เติมน้ำ (Recharge zone)

รูปที่ 4.4 แสดงผลการคำนวณค่า K จากบ่อจากบ่อบริเวณกลางของแอ่ง (RTC-222) ตั้งอยู่บริเวณวัดชัยชนะสงคราม ตำบลควนลัง อำเภอหาดใหญ่ มีความลึกเจาะเท่ากับ 165 เมตร ผลที่ได้แสดงให้เห็นลักษณะชั้นน้ำพื้นที่บริเวณกลางแอ่ง นั่นคือ ชั้นบนสุดเป็นชั้นดินเหนียวซึ่งจัดเป็นชั้นกั้นน้ำที่หนาประมาณ 15 เมตร มีค่า K_{hc} =$1.15x10^{-8}$ เมตร/วินาที K_{vc} = $1.15x10^{-9}$ เมตร/วินาที K_g = $3.64x10^{-9}$ เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 10 ชั้นที่ 2 เป็นชั้นกั้นน้ำหนาประมาณ 15 เมตร มีค่า K_{hc} =$6.46x10^{-7}$ เมตร/วินาที K_{vc} = $2.28x10^{-9}$ เมตร/วินาที K_g = $3.84x10^{-8}$ เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 283

ชั้นที่ 3 และ ชั้นที่ 4 เป็นชั้นน้ำหาดใหญ่ จัดเป็นชั้นน้ำแบบมีแรงดันหนาประมาณชั้นละ 15 เมตร โดยชั้นที่ 3 มีค่า K_{hc} =$2.41x10^{-4}$ เมตร/วินาที K_{vc} =$1.60x10^{-7}$ เมตร/วินาที K_g = $6.21x10^{-6}$ เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 1,507 ชั้นที่ 4 มีค่า K_{hc} =$2.75x10^{-6}$ เมตร/วินาที K_{vc} =$1.41x10^{-7}$ เมตร/วินาที K_g =$6.23x10^{-7}$ เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 20 ค่า K ที่ได้

สำหรับชั้นที่ 3 และ 4 พบว่า อยู่ในช่วงค่าที่ได้จากการสูบทดสอบ นั่นคือ ชั้นน้ำหาดใหญ่มีค่า K จากสนามเท่ากับ 8.10×10^{-7} ถึง 9.31×10^{-3} เมตร/วินาที



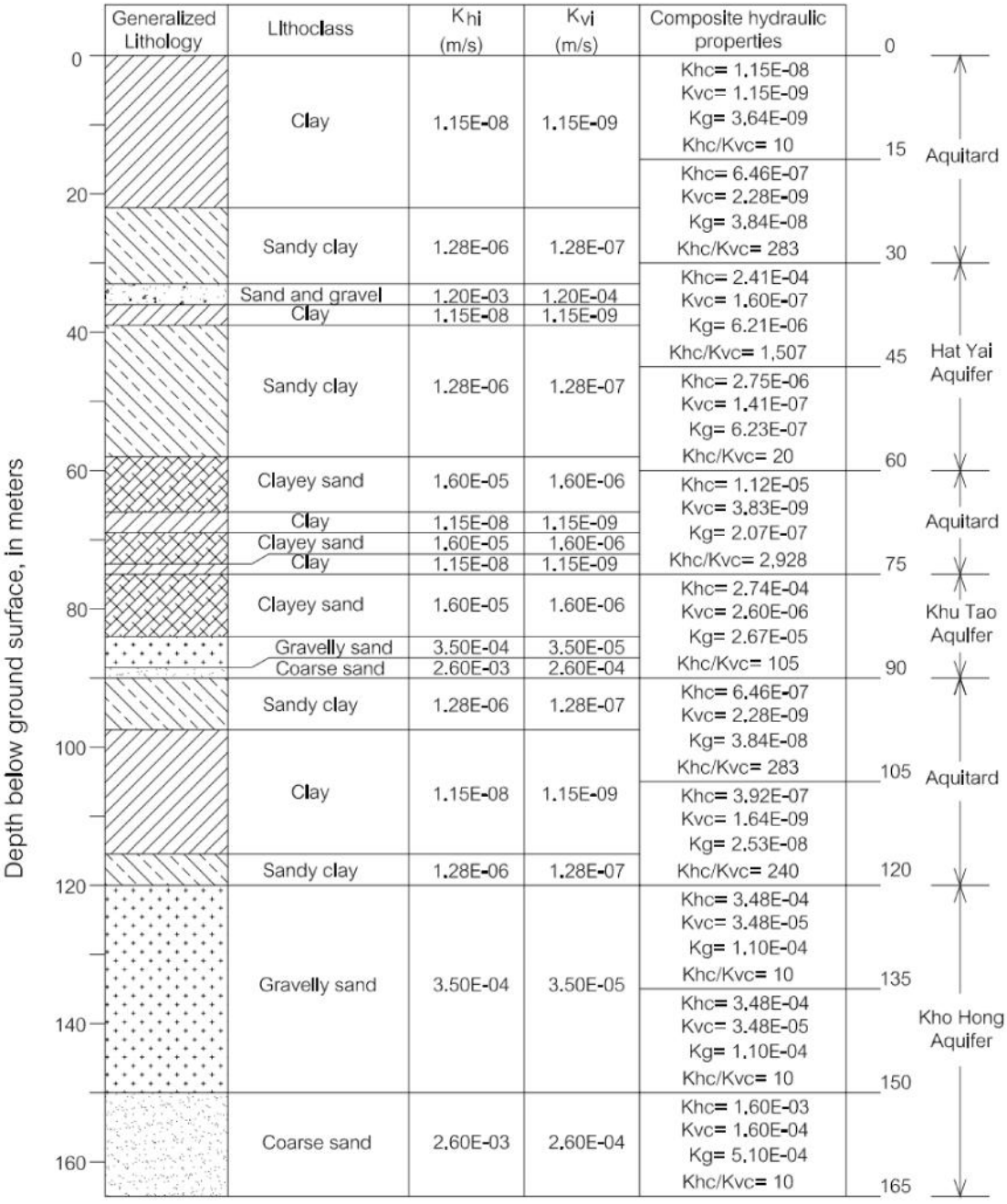
รูปที่ 4.3 ตัวอย่างการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตจากบ่อ H-1224

ชั้นที่ 5 จัดเป็นชั้นกั้นน้ำ หนาประมาณ 15 เมตร มีค่า $K_{hc}=1.15 \times 10^{-5}$ เมตร/วินาที $K_{vc}=3.83 \times 10^{-9}$ เมตร/วินาที $K_g = 2.07 \times 10^{-7}$ เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 2,928 ทั้งนี้ในชั้นที่ 5 อาจจัดเป็นชั้นให้น้ำได้ (ชั้นน้ำคูเต่า) เนื่องจาก ค่า K ยังค่อนข้างสูง แต่เมื่อดูจาก Anisotropy ratio พบว่ามีค่าค่อนข้างสูง ดังนั้น จึงพิจารณาให้เป็นชั้นกั้นน้ำ

ชั้นที่ 6 เป็นชั้นน้ำคูเต่า จัดเป็นชั้นน้ำแบบมีแรงดันที่หนาประมาณ 15 เมตร มีค่า $K_{hc} = 2.74 \times 10^{-4}$ เมตร/วินาที $K_{vc} = 2.60 \times 10^{-6}$ เมตร/วินาที $K_g = 2.67 \times 10^{-5}$ เมตร/วินาทีและค่า Anisotropy ratio = 105 ค่า K ที่ได้ พบว่า อยู่ในช่วงค่าที่ได้จากการสูบทดสอบ นั่นคือ ชั้นน้ำคูเต่ามีค่า K จากสนามเท่ากับ 2.66×10^{-6} ถึง 2.22×10^{-3} เมตร/วินาที

ชั้นที่ 7 และ ชั้นที่ 8 จัดเป็นชั้นกั้นน้ำหนาประมาณชั้นละ 15 เมตร โดยชั้นที่ 7 มีค่า $K_{hc}=6.46 \times 10^{-7}$ เมตร/วินาที $K_{vc} = 2.28 \times 10^{-9}$ เมตร/วินาที $K_g = 3.84 \times 10^{-8}$ เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 283 และชั้นที่ 8 มีค่า $K_{hc} = 3.92 \times 10^{-7}$ เมตร/วินาที $K_{vc} = 1.64 \times 10^{-9}$ เมตร/วินาที $K_g = 2.53 \times 10^{-8}$ เมตร/วินาที และค่า Isotropy ratio = 240

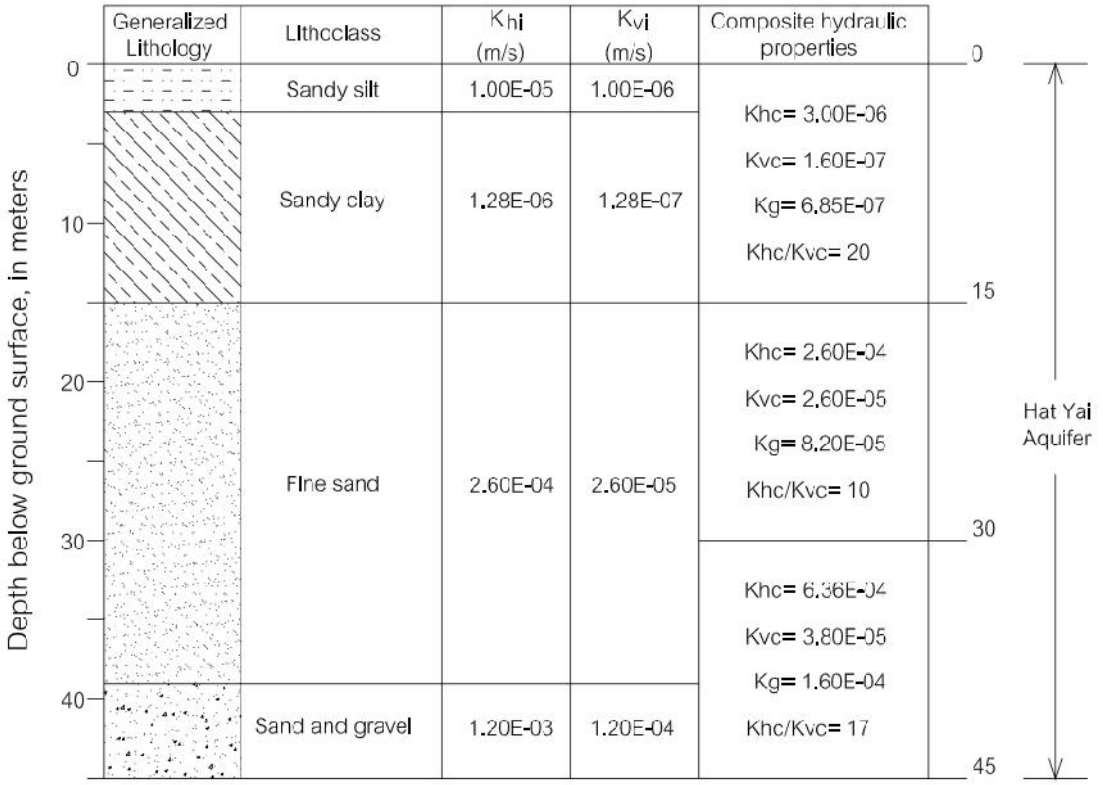
ชั้นที่ 9 ชั้นที่ 10 และชั้นที่ 11 เป็นชั้นน้ำคอหงส์ จัดเป็นชั้นน้ำแบบมีแรงดัน หนาชั้นละประมาณ 15 เมตร โดยชั้นที่ 9 และชั้นที่ 10 มีค่า K_{hc} = 3.84x10^{-4} เมตร/วินาที K_{vc} = 3.84x10^{-5} เมตร/วินาที K_g = 1.10x10^{-4} เมตร/วินาที และค่า Isotropy ratio= 10 ส่วนชั้นที่ 11 มีค่า K_{hc} = 1.60x10^{-3} เมตร/วินาที K_{vc} = 1.60x10^{-4} เมตร/วินาที K_g = 5.10x10^{-4} เมตร/วินาทีและค่า Anisotropy ratio = 10 ค่า K ที่ได้ พบว่า อยู่ในช่วงค่าที่ได้จากการสูบทดสอบ นั่นคือ ชั้นน้ำคอหงส์มีค่า K จากสนามเท่ากับ 1.85x10^{-6} ถึง 1.28x10^{-3} เมตร/วินาที



รูปที่ 4.4 ตัวอย่างการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตจากบ่อ RTC-222

ลักษณะการวางตัวของชั้นน้ำที่แสดงในรูปที่ 4.4 พบว่า สอดคล้องกับภาพตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยาในรูปที่ 3.7 และแบบจำลองเชิงแนวคิด นั่นคือ ชั้นบนสุดบริเวณกลางแอ่งเป็นชั้นกั้นน้ำ (ชั้นดินเหนียว) แล้ววางตัวในลักษณะชั้นให้น้ำแบบมีแรงดันสลับกับชั้นกั้นน้ำ โดยชั้นให้น้ำประกอบด้วยชั้นน้ำหาดใหญ่ ชั้นน้ำคูเต่าและ ชั้นน้ำคอหงส์ ตามลำดับ

รูปที่ 4.5 แสดงผลการคำนวณค่า K จากบ่อบริเวณทิศตะวันออกของแอ่ง (H-36) ตั้งอยู่บริเวณค่ายเสนาณรงค์ ตำบลคอหงส์ อำเภอหาดใหญ่ มีความลึกเจาะเท่ากับ 45 เมตร ผลที่ได้แสดงให้เห็นลักษณะชั้นน้ำพื้นที่บริเวณขอบแอ่งด้านทิศตะวันออก นั่นคือ เป็นชั้นน้ำหาดใหญ่จำนวน 3 ชั้น และจัดเป็นชั้นน้ำแบบไร้แรงดัน มีความหนาชั้นละประมาณ 15 เมตร ชั้นที่ 1 (บนสุด) มีค่า K_{hc} = $3.00x10^{-6}$ เมตร/วินาที K_{vc} = $1.60x10^{-7}$ เมตร/วินาที K_g = $6.85x10^{-7}$เมตร/วินาที ชั้นที่ 2 มีค่า K_{hc} =$2.60x10^{-4}$เมตร/วินาที K_{vc} = $2.60x10^{-5}$ เมตร/วินาที K_g = $8.20x10^{-5}$ เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 10 และชั้นที่ 3 มีค่า K_{hc} = $6.36x10^{-4}$ เมตร/วินาที K_{vc} = $3.80x10^{-5}$ เมตร/วินาที K_g = $1.60x10^{-4}$เมตร/วินาที และค่า Anisotropy ratio = 17 ค่า K ที่ได้ พบว่า อยู่ในช่วงค่าที่ได้จากการสูบทดสอบ นั่นคือ ชั้นน้ำหาดใหญ่มีค่า K จากสนามเท่ากับ $8.10x10^{-7}$ ถึง $9.31x10^{-3}$ เมตร/วินาที



รูปที่ 4.5 ตัวอย่างการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิตจากบ่อ H-36

ลักษณะการวางตัวของชั้นน้ำที่แสดงในรูปที่ 4.5 พบว่า สอดคล้องกับภาพตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยาในรูปที่ 3.7 และแบบจำลองเชิงแนวคิด นั่นคือ บริเวณขอบแอ่งเป็นชั้นน้ำแบบไร้แรงดัน และ เป็นพื้นที่เติมน้ำ

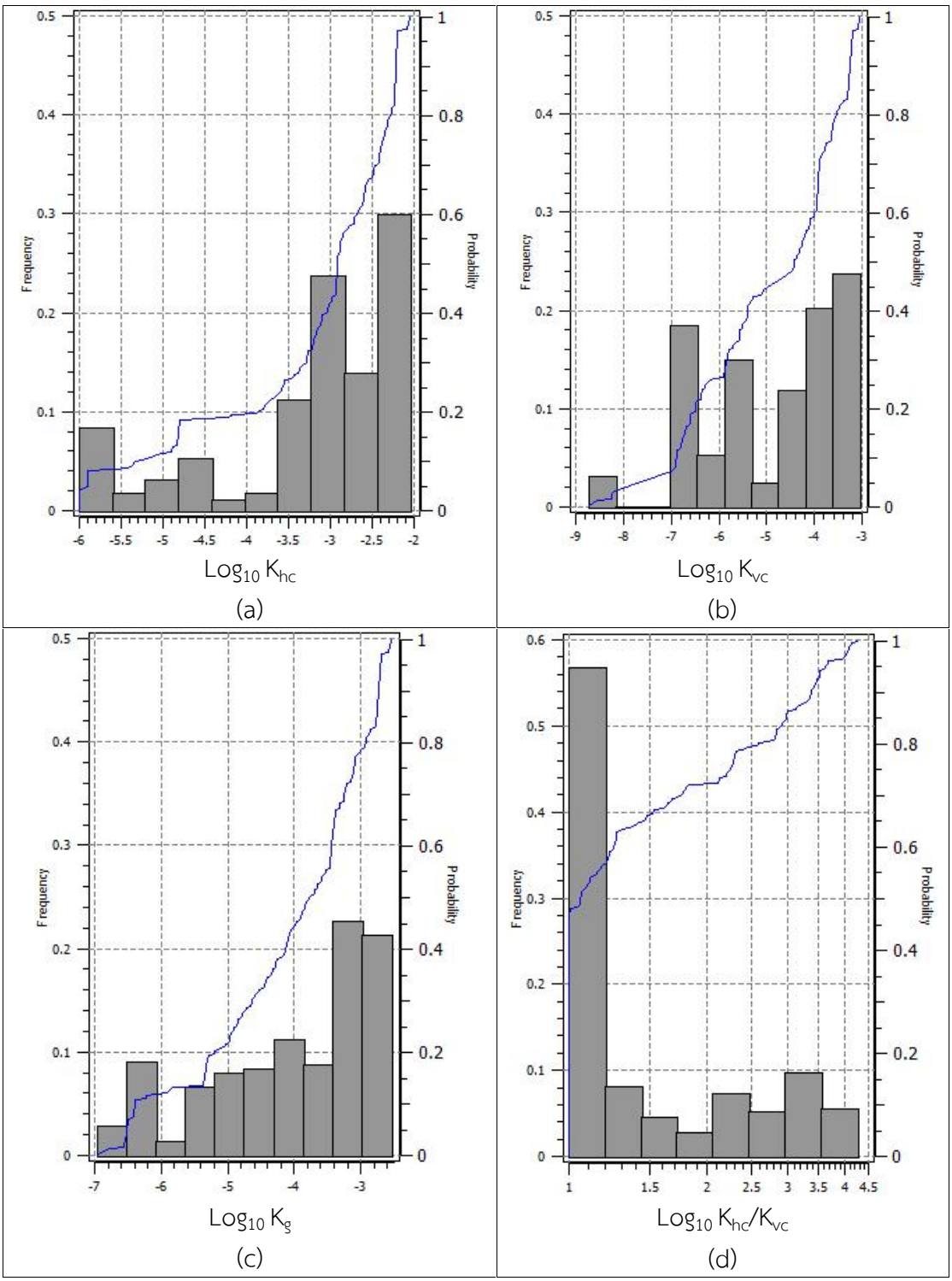
4.4 การวิเคราะห์ผลเชิงสถิติ (Statistical analysis)

จากผลการคำนวณค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านแบบคอมโพสิต ในหัวข้อ 4.2 ค่าที่ได้สามารถนำมาวิเคราะห์ในเชิงสถิติเพื่ออธิบายการกระจายตัวของค่า K ในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ได้ดังนี้

ตารางที่ 4.5 และรูปที่ 4.6 แสดงข้อมูลเชิงสถิติและการแจกแจงความถี่แบบ Histogram ของค่า K สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ ตามลำดับ สรุปได้ดังนี้ จากจำนวนข้อมูลทั้งหมด 287 ข้อมูล ชั้นน้ำหาดใหญ่มีค่า K_{hc} ระหว่าง $1.00x10^{-6}$ - $9.00x10^{-3}$ เมตร/วินาที มีค่ามัธยฐาน (Median) เท่ากับ $1.20x10^{-3}$ เมตร/วินาที ส่วนค่าที่ระดับความเชื่อมั่น 95% เท่ากับ $2.90x10^{-4}$ เมตร/วินาที ค่าความเบ้ (Skewness) เป็นบวกแสดงถึงการแจกแจงความถี่แบบเบ้ขวา ค่าความโด่ง (Kurtosis) น้อยกว่า 0.263 แสดงว่าข้อมูลมีการแจกแจงโค้งความถี่โด่งน้อย ค่า K_{vc} อยู่ระหว่าง $1.91x10^{-9}$ ถึง $9.00x10^{-4}$ เมตร/วินาที มีค่ามัธยฐานเท่ากับ $3.80x10^{-5}$ เมตร/วินาที ส่วนค่าที่ระดับความเชื่อมั่น 95% เท่ากับ $2.88x10^{-5}$ เมตร/วินาที ค่าความเบ้เป็นบวกแสดงถึงการแจกแจงความถี่แบบเบ้ขวา ขณะที่ค่าความโด่งมากกว่า 0.263 แสดงว่าข้อมูลมีการแจกแจงโค้งความถี่โด่งมาก อัตราส่วน Anisotropy ratio มีค่าอยู่ระหว่าง 10 ถึง 17,583 มีค่ามัธยฐานเท่ากับ 11 และค่าที่ระดับความเชื่อมั่น 95% เท่ากับ 280

ตารางที่ 4.5 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านของชั้นน้ำหาดใหญ่

พารามิเตอร์ทางสถิติ	K_{hc} (m/sec)	K_{vc} (m/sec)	K_g (m/sec)	Anisotropy ratio
Mean	0.0023	0.00016	0.00057	803
Standard error	0.00014	1.46E-05	4.63E-05	142
Median	0.0012	3.80E-05	0.00017	11
Mode	0.00637	0.00063	0.0020	10
Standard Deviation	0.0025	0.00024	0.00078	2,404
Sample Variance	6.30E-06	6.18E-08	6.16E-07	5,778,353
Kurtosis	-0.4165	0.960	0.638	19
Skewness	0.9077	1.515	1.386	4
Range	0.0089	0.00089	0.0028	17,573
Minimum	0.000001	1.91E-09	1.10E-07	10
Maximum	0.009	0.0009	0.0028	17,583
Confidence Level (95%)	0.00029	2.88E-05	9.12E-05	280
Number of sample	287			



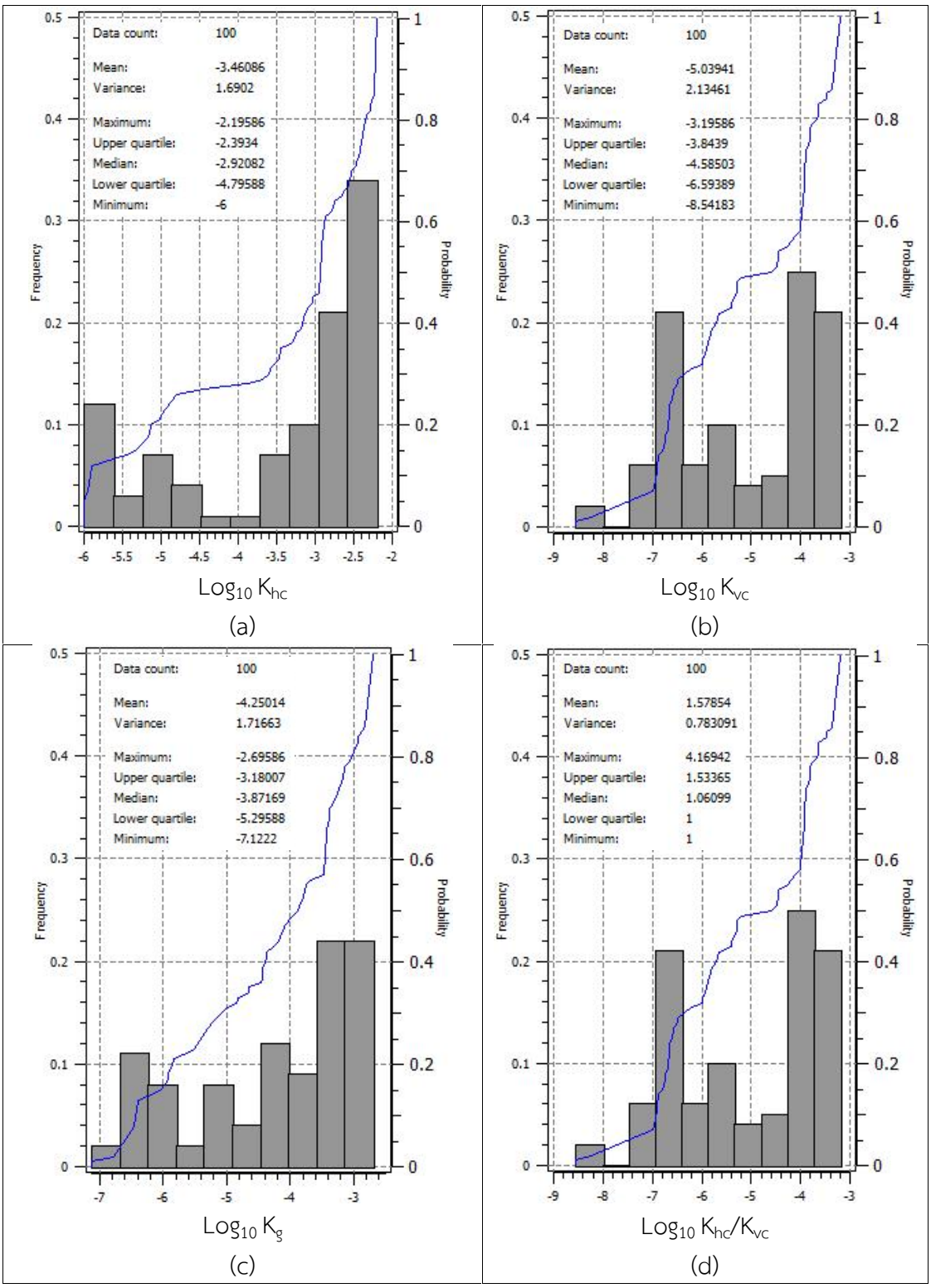
รูปที่ 4.6 การแจกแจงความถี่แบบ Histogram สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ (a) K_{hc} (b) K_{vc} (c) K_g และ (d) K_{hc}/ K_{vc}

ตารางที่ 4.6 และรูปที่ 4.7 แสดงข้อมูลเชิงสถิติและการแจกแจงความถี่แบบ Histogram ของค่า K สำหรับชั้นน้ำคูเต่า ตามลำดับ สรุปได้ดังนี้ จากจำนวนข้อมูลทั้งหมด 100 ข้อมูล ชั้นน้ำคูเต่ามีค่า K_{hc} ระหว่าง $1.00x10^{-6}$ ถึง $6.40x10^{-3}$ เมตร/วินาที มีค่ามัธยฐานเท่ากับ $1.20x10^{-3}$ เมตร/วินาที ส่วนค่าที่ระดับความเชื่อมั่น 95% เท่ากับ $5.00x10^{-4}$ เมตร/วินาที ค่าความเบ้เป็นบวกแสดงถึงการแจกแจงความถี่แบบเบ้ขวา ค่าความโด่งน้อยกว่า 0.263 แสดงว่าข้อมูลมีการแจกแจงโค้งความถี่โด่งน้อย ค่า K_{vc} อยู่ระหว่าง $2.87x10^{-9}$ ถึง $6.40x10^{-4}$ เมตร/วินาที มีค่ามัธยฐานเท่ากับ $3.00x10^{-5}$ เมตร/วินาที ส่วนค่าที่ระดับความเชื่อมั่น 95% เท่ากับ $4.00x10^{-5}$ เมตร/วินาที ค่าความเบ้เป็นบวกแสดงถึงการแจกแจงความถี่แบบเบ้ขวา ขณะที่ค่าความโด่งมากกว่า 0.263 แสดงว่าข้อมูลมีการแจกแจงโค้งความถี่โด่งมาก อัตราส่วน Anisotropy ratio มีค่าอยู่ระหว่าง 10 ถึง 14,771 มีค่ามัธยฐานเท่ากับ 12 และค่าที่ระดับความเชื่อมั่น 95% เท่ากับ 420

ตารางที่ 4.7 และรูปที่ 4.8 แสดงข้อมูลเชิงสถิติและการแจกแจงความถี่แบบ Histogram ของค่า K สำหรับชั้นน้ำคอหงส์ ตามลำดับ สรุปได้ดังนี้ จากจำนวนข้อมูลทั้งหมด 38 ข้อมูล ชั้นน้ำคอหงส์มีค่า K_{hc} ระหว่าง$1.00x10^{-6}$ ถึง $6.37x10^{-3}$ เมตร/วินาที มีค่ามัธยฐานเท่ากับ $2.80x10^{-4}$ เมตร/วินาที ส่วนค่าที่ระดับความเชื่อมั่น 95% เท่ากับ $5.30x10^{-4}$เมตร/วินาที ค่าความเบ้เป็นบวกแสดงถึงการแจกแจงความถี่แบบเบ้ขวา ค่าความโด่งมากกว่า 0.263 แสดงว่าข้อมูลมีการแจกแจงโค้งความถี่โด่งมาก ค่า K_{vc} อยู่ระหว่าง $1.00x10^{-7}$ ถึง $6.37x10^{-4}$ เมตร/วินาที มีค่ามัธยฐานเท่ากับ $1.60x10^{-6}$ เมตร/วินาที ส่วนค่าที่ระดับความเชื่อมั่น 95% เท่ากับ $4.96x10^{-5}$ เมตร/วินาที ค่าความเบ้เป็นบวกแสดงถึงการแจกแจงความถี่แบบเบ้ขวา ขณะที่ค่าความโด่งมากกว่า 0.263 แสดงว่าข้อมูลมีการแจกแจงโค้งความถี่โด่งมาก อัตราส่วน Anisotropy ratio มีค่าอยู่ระหว่าง 10 ถึง 15,930 มีค่ามัธยฐานเท่ากับ 10 และค่าที่ระดับความเชื่อมั่น 95% เท่ากับ 892

ตารางที่ 4.6 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านของชั้นน้ำคูเต่า

พารามิเตอร์ทางสถิติ	K_{hc} (m/sec)	K_{vc} (m/sec)	K_g (m/sec)	Anisotropy ratio
Mean	0.0021	0.00014	0.00050	627
Standard error	0.0002	0.00002	0.00007	212
Median	0.0012	0.00003	0.00014	12
Mode	0.0064	0.00064	0.00201	10
Standard Deviation	0.0023	0.00022	0.00070	2,118
Sample Variance	5.38E-06	4.74E-08	4.86E-07	4.48E+06
Kurtosis	-0.829	1.079	0.492	28
Skewness	0.844	1.599	1.396	5
Range	0.0064	0.00064	0.00201	14,761
Minimum	1.00E-06	2.87E-09	7.55E-08	10
Maximum	0.0064	0.00064	0.00201	14,771
Confidence Level (95%)	0.0005	0.00004	0.00014	420
Number of sample	100			



รูปที่ 4.7 การแจกแจงความถี่แบบ Histogram สำหรับชั้นน้ำคูเต่า (a) K_{hc} (b) K_{vc} (c) K_g และ (d) K_{hc}/K_{vc}

ตารางที่ 4.7 ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่านของชั้นน้ำคอหงส์

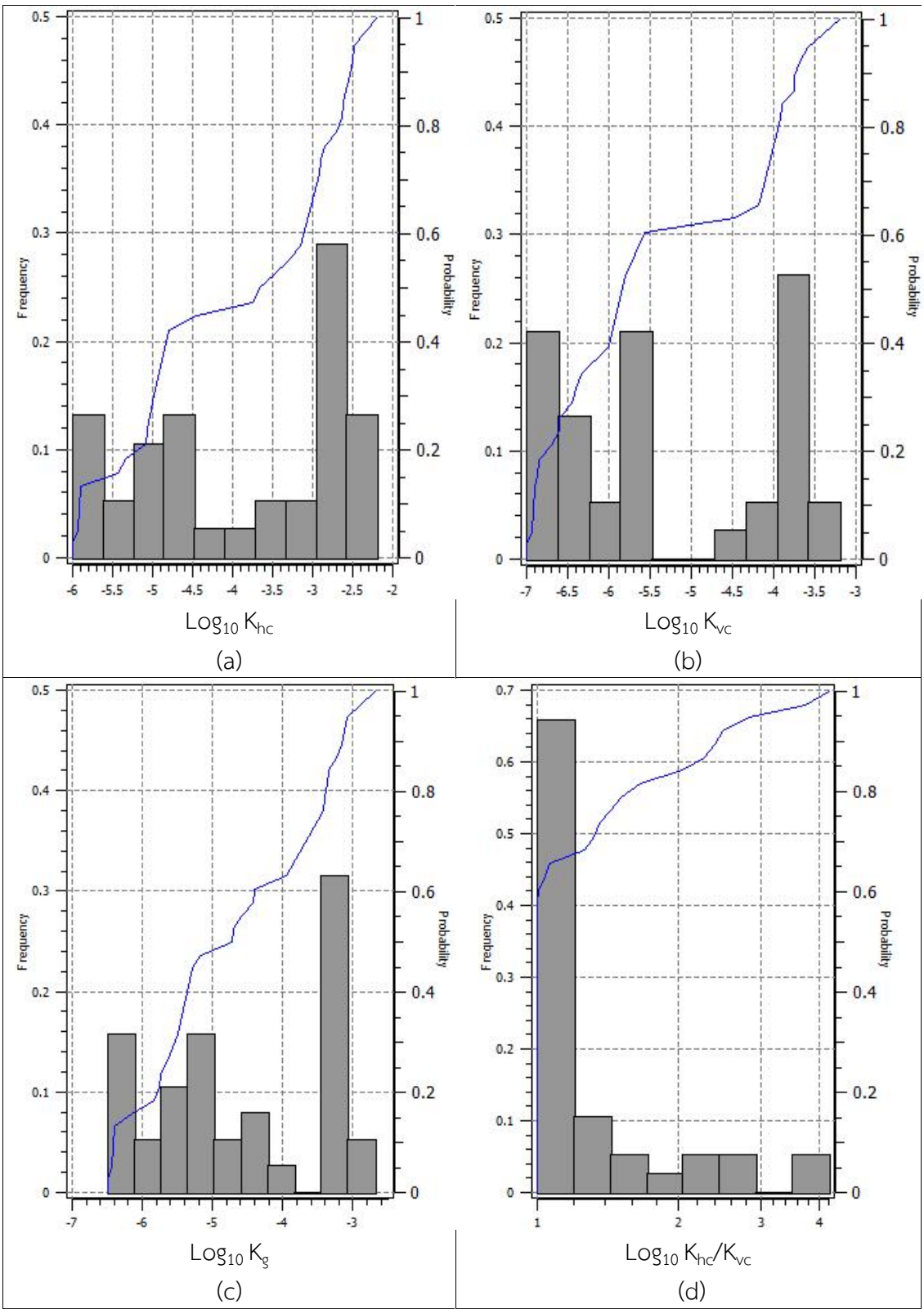
พารามิเตอร์ทางสถิติ	K_{hc} (m/sec)	K_{vc} (m/sec)	K_g (m/sec)	Anisotropy ratio
Mean	0.0011	7.93E-05	0.00027	622
Standard error	0.00026	2.45E-05	7.84E-05	440
Median	0.00028	1.60E-06	1.95E-05	10
Mode	1.60E-05	1.60E-06	5.05E-06	10
Standard Deviation	0.0016	0.00015	0.00048	2,715
Sample Variance	2.63E-06	2.28E-08	2.33E-07	7.37E+06
Kurtosis	4.117	8.681	7.611	29
Skewness	1.987	2.861	2.658	5
Range	0.00636	0.00063	0.0020	15,920
Minimum	1.00E-06	1.00E-07	3.16E-07	10
Maximum	0.00637	0.000637	0.0020	15,930
Confidence Level (95%)	0.00053	4.96E-05	0.00015	892
Number of sample	38			

4.5 สรุปผล

เนื้อหาบทนี้มุ่งเน้นศึกษาเพื่อประมาณค่า สปส.การยอมให้น้ำซึมผ่าน (K) จากข้อมูลบ่อบาดาลโดยใช้วิธีถ่วงค่าความหนาชั้นหิน เพื่ออธิบายการกระจายของค่า K ในเชิงสถิติ และนำไปใช้ในการปรับเทียบพารามิเตอร์ในขั้นตอนการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลในบทต่อไป ผลที่ได้จากการศึกษาสรุปได้ดังนี้

1. การวิเคราะห์ลักษณะการวางตัวของชั้นน้ำที่ได้จากตัวแทนบ่อบาดาลบริเวณขอบแอ่งด้านทิศตะวันตกและตะวันออก และบริเวณกลางแอ่ง พบว่า สอดคล้องกับภาพตัดขวางทางอุทกธรณีวิทยาและแบบจำลองเชิง นั่นคือ บริเวณขอบแอ่งเป็นชั้นน้ำแบบไร้แรงดันรวมถึงเป็นพื้นที่เติมน้ำ (Recharge zone) ส่วนบริเวณกลางแอ่งชั้นบนสุดเป็นชั้นกั้นน้ำ (ชั้นดินเหนียว) แล้ววางตัวในลักษณะชั้นให้น้ำแบบมีแรงดันสลับกับชั้นกั้นน้ำ โดยชั้นให้น้ำประกอบด้วยชั้นน้ำหาดใหญ่ ชั้นน้ำคูเต่าและ ชั้นน้ำคอหงส์ ตามลำดับ

2. การวิเคราะห์ค่า K ที่ได้ในเชิงสถิติ โดยรวมพบว่า ช่วงของค่า K ของชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่าและคอหงส์มีความสอดคล้องกับผลจากการสูบทดสอบในสนาม รวมถึงส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard deviation) และค่าความแปรปรวน (Variance) มีค่าใกล้เคียงกันทั้ง 3 ชั้นน้ำ ส่วนรูปแบบการกระจายตัวพบว่า ค่าความเบ้ของค่า K ของทุกชั้นน้ำเป็นบวกซึ่งแสดงถึงการแจกแจงความถี่แบบเบ้ขวา ขณะที่ค่าความของค่า K_{hc} สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่และคูเต่าน้อยกว่า 0.263 แสดงว่าข้อมูลมีการแจกแจงโค้งความถี่โด่งน้อย ในขณะที่ค่า K_{hc} สำหรับชั้นน้ำคอหงส์มากกว่า 0.263 แสดงว่าข้อมูลมีการแจกแจงโค้งความถี่โด่งมาก



รูปที่ 4.8 การแจกแจงความถี่แบบ Histogram สำหรับชั้นน้ำคอหงส์ (a) K_{hc} (b) K_{vc} (c) K_g และ (d) K_{hc}/K_{vc}

3. พิจารณาเฉพาะค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านประสิทธิผล (Effective hydraulic conductivity, K_s) พบว่า ชั้นน้ำหาดใหญ่มีค่า K_s อยู่ระหว่าง $1.10x10^{-7}$ ถึง $2.80x10^{-3}$ เมตร/วินาที โดยมีค่ามัธยฐานเท่ากับ $1.70x10^{-4}$ เมตร/วินาที ชั้นน้ำคูเต่ามีค่า K_s อยู่ระหว่าง $7.55x10^{-8}$ ถึง $2.01x10^{-3}$ เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ $1.40x10^{-4}$ เมตร/วินาที ชั้นน้ำคอหงส์มีค่า K_s อยู่ระหว่าง $3.16x10^{-7}$ ถึง $2.00x10^{-3}$ เมตร/วินาที และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ $1.95x10^{-5}$ เมตร/วินาที

4. ความไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneity) ของชั้นหินอุ้มน้ำในแอ่งหาดใหญ่สามารถอธิบายได้ด้วย Anisotropy ratio (K_{hc}/K_{vc}) พบว่า ชั้นน้ำหาดใหญ่มีค่าอยู่ระหว่าง 10 ถึง 17,583 และมีค่ามัธยฐานเท่ากับ 11 ชั้นน้ำคูเต่ามีค่าอยู่ระหว่าง 10 ถึง 14,771 มีค่ามัธยฐานเท่ากับ 12 และชั้นน้ำคอหงส์มีค่าอยู่ระหว่าง 10 ถึง 15,930 มีค่ามัธยฐานเท่ากับ 10 ตามลำดับ อัตราส่วน Anisotropy ratio ในชั้นน้ำหาดใหญ่มีค่าสูงกว่าชั้นน้ำคูเต่าและคอหงส์ อธิบายได้ว่า ชั้นน้ำหาดใหญ่มีความซับซ้อนและไม่เป็นเนื้อเดียวกันสูงกว่าชั้นน้ำคูเต่าและคอหงส์ สอดคล้องกับผลการวิเคราะห์การกระจายความหนา (บทที่ 3) ที่พบว่า ชั้นหินในชั้นน้ำหาดใหญ่มีความหนาเฉลี่ยน้อยกว่าชั้นอื่น นอกจากนี้ยังพบว่า ในชั้นน้ำหาดใหญ่การกระจายตัวของค่า K มีความสัมพันธ์กับอัตราส่วน Anisotropy ratio ด้วยเช่นกัน นั่นคือ บริเวณกลางแอ่งซึ่งเป็นพื้นที่ที่มีค่า K ค่อนข้างต่ำกว่าบริเวณอื่น พบว่า มีอัตราส่วน Anisotropy ratio สูงด้วยเช่นกัน ในทำนองเดียวกัน บริเวณขอบแอ่งอัตราส่วน Anisotropy ratio จะมีค่าต่ำกว่าบริเวณอื่น

บทที่ 5

การประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลอง

5.1 บทนำ

โดยทั่วไปในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลจะใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ในการคำนวณ เนื่องจากสภาพซับซ้อนของน้ำบาดาลที่มีการเปลี่ยนแปลงตามสภาพของปริมาณฝน ปริมาณการใช้น้ำ และปัจจัยอื่นๆ ดังนั้น การนำเอาปัจจัยที่เกี่ยวข้องเหล่านี้มาพิจารณา โดยอาศัยแบบจำลองน้ำบาดาล ทำให้การประเมินมีความสอดคล้องกับความเป็นจริง และสามารถประเมินศักยภาพในแต่ละชั้นน้ำภายใต้ภาวะเงื่อนไขต่างๆ ได้อย่างหลากหลาย อย่างไรก็ตาม การสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลความไม่แน่นอนรวมอยู่ด้วยอาจเนื่องจากความไม่เข้าใจในการกระบวนการเกิดของแอ่งบาดาล หรือการขาดข้อมูลในสนามที่เพียงพอ การกำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิดเพียงแค่ชุดเดียวผลการจำลองที่ได้อาจมีความเอนเอียงในเชิงสถิติ (Statistical bias) การกำหนดเงื่อนไขเริ่มต้นและเงื่อนไขขอบเขตที่ผิดพลาดไม่สอดคล้องกับสภาพจริง รวมถึงการกำหนดพารามิเตอร์ที่ไม่ถูกต้อง สิ่งเหล่านี้ล้วนทำให้เกิดความไม่แน่นอนของแบบจำลองน้ำบาดาล (Groundwater model uncertainty) ขึ้นได้ และอาจส่งผลต่อความน่าเชื่อถือในการนำไปใช้คาดการผลในอนาคตด้วยเช่นกัน (Rojas et al., 2008; Singh et al., 2010)

ในช่วงสิบกว่าปีที่ผ่านมาการประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองน้ำบาดาลได้รับความสนใจมากขึ้น โดยงานวิจัยส่วนใหญ่มุ่งเน้นและให้ความสำคัญเกี่ยวกับผลกระทบของความไม่แน่นอนจากแบบจำลองเชิงแนวคิด (Conceptual model uncertainty) มากกว่าความไม่แน่นอนจากพารามิเตอร์ (Parameter uncertainty) (Engeland et al., 2005; Troldborg et al., 2007; Rojas et al., 2008, 2010a, 2010b; Nettasana, 2010; Pham and Tsai, 2015) วิธี Multi-model เป็นวิธีหนึ่งที่นิยมนำมาใช้แก้ปัญหาความไม่แน่นอนของแบบจำลองน้ำบาดาล (Pham and Tsai, 2015) วิธีนี้เป็นการเสนอแบบจำลองเชิงแนวคิดที่มีความเป็นไปได้หลายแบบจำลอง แล้วทำการถ่วงค่าน้ำหนักหรือหาค่าความน่าจะเป็นในแต่ละแบบจำลองด้วยวิธี Model selection หรือด้วยวิธี Model averaging เพื่อจัดอันดับ และ/หรือเลือกแบบจำลองที่ดีที่สุด (Tsai and Li, 2008)

การสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่ที่ผ่านมามีจุดประสงค์เพื่อนำไปใช้ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลภายใต้แบบจำลองเชิงแนวคิดแบบเดียว (เช่น อรุณ, 2552; อมรรัตน์, 2548; กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2546, 2549 เป็นต้น) อย่างไรก็ตาม แม้ว่าผลการศึกษาที่ได้จะเป็นที่ยอมรับในระดับหนึ่ง แต่เมื่อพิจารณาในประเด็นการกำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิด พบว่ายังคงมีความแตกต่างกันอยู่บ้าง ได้แก่ การกำหนดรูปแบบการกระจายตัวของค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน (K) และเงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition) เช่น การกำหนดการค่า K มีทั้งแบบ Homogeneous และแบบเป็นโซน (Zonation) ส่วนสภาพขอบเขตบริเวณขอบแอ่งยังคงมีความไม่แน่นอนอยู่ เช่น มีทั้งกำหนดแบบมีน้ำไหลผ่าน (General head boundary) และไม่ไหลผ่าน (No flow) ดังนั้น

จุดประสงค์ของการศึกษาในบทนี้เพื่อศึกษาและประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ด้วยวิธี Model selection และ Model averaging โดยมุ่งเน้นศึกษาความไม่แน่นอนที่เกิดจากแบบจำลองเชิงแนวคิดเท่านั้น รวมถึงเลือกแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุด (The best model) สำหรับแอ่งหาดใหญ่เพื่อนำไปใช้ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ต่อไป

5.2 ทบทวนเอกสาร

5.2.1 แหล่งที่มาของความไม่แน่นอน

แหล่งที่มาของความไม่แน่นอน (Source of uncertainty) ในการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลถูกจำแนกไว้โดยนักวิจัยหลายท่าน ดังนี้

Yen et al. (1986) จำแนกแหล่งที่มาของความไม่แน่นอนในแบบจำลองน้ำบาดาลออกเป็น 5 แหล่ง ประกอบด้วย 1) จากกระบวนการทางธรรมชาติ (Natural process uncertainty) 2) จากการสร้างแบบจำลองที่ไม่สอดคล้องกับสภาพจริงของพื้นที่ (Model uncertainty) 3) จากพารามิเตอร์ที่ใช้ในการจำลอง (Parameter uncertainty) 4) จากข้อมูลภาคสนาม (Field observation error) และ 5) จากตัวผู้จำลองเอง (Human factors)

Singh et al. (2010) จำแนกแหล่งที่มาของความไม่แน่นอนออกเป็น 3 แหล่ง ประกอบด้วย 1) แบบจำลองเชิงแนวคิด (Conceptual uncertainty) 2) พารามิเตอร์ที่ใช้ในการจำลอง (Parametric uncertainty) และ 3) Stochastic uncertainty

Refsgaard et al. (2006; 2012) จำแนกความไม่แน่นอนในการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลเกิดจาก 2 แหล่ง ประกอบด้วย ความไม่แน่นอนจากแบบจำลองเชิงธรณีวิทยาหรือแบบจำลองเชิงแนวคิด (Geological model or conceptual model uncertainty) และจากพารามิเตอร์ที่ใช้ในการจำลอง (Parameter uncertainty)

Wu and Zeng (2013) ได้ Review และสรุปแหล่งที่มาของความไม่แน่นอนในแบบจำลองน้ำบาดาลออกเป็น 3 แหล่ง ประกอบด้วย 1) จากพารามิเตอร์ที่ใช้ในการจำลอง 2) แบบจำลองเชิงแนวคิดและ 3) ข้อมูลภาคสนาม (Field data) เป็นต้น

ดังที่กล่าวไว้ข้างต้น การศึกษานี้สนใจศึกษาเฉพาะการประเมินที่เกี่ยวกับความไม่แน่นอนแบบจำลองเชิงแนวคิดเท่านั้น ดังนั้น การทบทวนเอกสารจึงรวบรวมเฉพาะเนื้อหาที่เกี่ยวข้องกับประเด็นนี้เท่านั้น

5.2.2 ความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิด

การศึกษาความไม่แน่นอนของแบบจำลองน้ำบาดาลอย่างละเอียด หรือให้ครอบคลุมทุกประเด็นนั้นเป็นสิ่งที่ทำได้ยาก (Tsai, 2010) ดังนั้น ในการวิเคราะห์และแก้ไขปัญหาความไม่แน่นอน

เนื่องจากแบบจำลองเชิงแนวคิดมักจะนิยมใช้วิธี Multi-model (Refsgaard et al., 2012; Wu and Zeng, 2013) นั่นคือ กำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิดหลายๆ แบบจำลอง (Alternative conceptual model) ซึ่งแต่ละแบบจำลองอาจมีความแตกต่างกันออกไปขึ้นอยู่กับแนวคิดและลักษณะเฉพาะของพื้นที่ศึกษานั้นๆ เช่น แตกต่างกันเนื่องจากการแปลความหมายทางธรณวิทยา (Geological interpretation) โดยนักธรณีวิทยา (Højberg and Refsgaard, 2005; Troldborg et al., 2007) เนื่องจากชนิดชั้นน้ำบาดาล (เช่น Porous media or fracture rock) (Selroos, 2002) เนื่องจากการกระจายตัวคุณสมบัติชลศาสตร์ (Poeter and Anderson, 2005) หรือรวมกันระหว่างโครงสร้างทางธรณีวิทยาและการกำหนดเงื่อนไขขอบเขตที่ต่างกัน (Rojas et al., 2008, 2010a, b; Tsai, 2010; Pham and Tsai, 2015) เป็นต้น ในขั้นตอนการประเมินความไม่แน่นอนนั้น ส่วนใหญ่งานวิจัยทางด้านอุทกธรณีวิทยาจะนิยมใช้วิธี “Model averaging method” ซึ่งสามารถแบ่งได้อีกหลายวิธี ดังจะกล่าวในหัวข้อถัดไป

5.2.3 วิธีประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิด

การเสนอแบบจำลองวิธี Multi-model เพื่อประเมินความไม่แน่นอน สามารถแบ่งได้เป็น 2 กลุ่ม (Singh et al., 2010) ได้แก่ Model selection or information criteria และ Model averaging โดยทั้ง 2 วิธีนี้ต้องการคำนวณค่าถ่วงน้ำหนัก (Model weight) หรือความน่าจะเป็น (Probability) ของแบบจำลองเชิงแนวคิดที่เสนอ ซึ่งค่าถ่วงน้ำหนักที่ได้จะถูกนำไปใช้ในการหาค่าเฉลี่ยของค่าที่เราสนใจจากผลการจำลอง เช่น ระดับน้ำ (Head) อัตราการไหล (Flux) หรืออัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) เป็นต้น

5.2.3.1 วิธี Model selection

วิธี Model selection เป็นกระบวนการของการใช้ข้อมูลเพื่อประเมินหาแบบจำลองที่ดีที่สุดจากเซตของแบบจำลองตัวเลือก (Candidate models) ภายใต้วิธีทางสถิติที่เลือกใช้ เช่น วิธี Hypothesis tests, likelihood ratio tests, decision theory, Occam’s window, Bayes factors, cross validation, และ information theoretic criteria เป็นต้น (Tsai and Li, 2008) ซึ่งพบว่าวิธี Bayes factors เป็นวิธีที่นิยมใช้มากที่สุด นอกจากนี้ วิธีนี้ยังสามารถใช้ร่วมกับวิธี Model selection อื่นๆ ด้วย เช่น Likelihood ratio tests, Occam’s window, และ information criteria (Burnham and Anderson, 2002) อย่างไรก็ตาม Poeter and Anderson (2005) อธิบายไว้ว่า แบบจำลองที่จะนำมาประเมินโดยวิธี Model selection นั้น ควรผ่านการปรับเทียบ (Calibrated) มาเป็นอย่างดี

Information criteria based (IC-based) เป็นวิธี Model selection หนึ่งที่ถูกนำมาประเมินแบบจำลองเชิงแนวคิดภายใต้เกณฑ์ที่กำหนด (Specific criteria) มีหลายวิธี เช่น วิธี AIC (Akaike Information Criterion), AICc (second-order-bias-corrected AIC), BIC (Bayesian Information Criterion), และ KIC (Kashyap Information Criterion) (Burnham and Anderson, 2002; Poeter and Anderson, 2005; Neuman and Wirenga, 2003) เป็นต้น

5.2.3.2 วิธี Model averaging

วิธี Model averaging เป็นการประเมินโดยการถ่วงค่าน้ำหนัก หรือหาความน่าจะเป็นในทุกๆ แบบจำลองเชิงแนวคิด แล้วเลือกแบบจำลองที่ดีที่สุดจากค่าถ่วงค่าน้ำหนักที่สูงสุดเช่นเดียวกับวิธี Model selection มีหลายวิธี เช่น วิธี Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) (Beven and Binley 1992), the model likelihood weighting of Burnham and Anderson (2002, 2004), the model probability weighting ของ Draper (1995) เป็นต้น

5.2.4 วิธี Multi-model

งานวิจัยที่เกี่ยวกับการประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองน้ำบาดาลนั้นมักจะเป็นการเสนอแบบจำลองเชิงแนวคิดหลายๆ รูปแบบ เรียกว่าวิธี *Multi-model method* โดยการคำนวณหาความน่าจะเป็นของแต่ละแบบจำลอง ซึ่งอาจใช้ทั้งวิธี Model selection และ Model averaging ในการประเมิน และพบว่าทั้ง 2 วิธีนี้มักนิยมใช้ทฤษฎีของเบย์ (Bayes' s theorem) ในการวิเคราะห์หาความน่าจะเป็นของแบบจำลอง เช่น วิธี Bayesian Model-averaging (BMA), GLUE-BMA, Information criteria based Model-averaging, Maximum Likelihood Bayesian Model-averaging (MLBMA), Variance Window-Based MLBMA เป็นต้น ดังนั้น ในหัวข้อนี้จะเป็นการสรุปทฤษฎีโดยย่อของบางวิธีที่นิยมใช้ในงานวิจัยแบบจำลองน้ำบาดาล ดังนี้

5.2.4.1 วิธี Bayesian model averaging (BMA)

วิธี Bayesian Model-averaging (BMA) ถูกแนะนำโดย Draper (1995), Kassand Raftery (1995), และ Hoeting et al. (1999) เพื่อใช้ในการคำนวณความน่าจะเป็นระหว่างแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ต่างกันตามรูปแบบของ Bayes' theorem ถ้ากำหนดให้ Δ คือ ปริมาณ (Quantity) หรือค่าที่เราต้องการคำนวณ (เช่น Head or flux) ดังนั้น เงื่อนไขการกระจายตัวของข้อมูล (Dataset, D) สำหรับเซตของแบบจำลอง $M = (M_1, M_2, \ldots, M_k)$ สามารถคำนวณตามกฎของ Bayes' rule ได้ดังสมการ (5.1) (Hoeting et al., 1999)

$$p(\Delta|D) = \sum_{k=1}^{K} p(\Delta|D, M_k) p(M_k|D) \tag{5.1}$$

เมื่อ $p(\Delta|D,M_k)$ คือ ความน่าจะเป็นของปริมาณ Δ สำหรับแบบจำลอง M_k และ $p(M_k|D)$ คือ ความน่าจะเป็นของแบบจำลอง M_k(Posterior model probability) ซึ่งสามารถคำนวณได้ดังสมการ (5.2)

$$p(M_k|D) = \frac{p(D|M_k)\, p(M_k)}{\sum_{l=1}^{K} p(D|M_l)\, p(M_l)} \tag{5.2}$$

เมื่อ $p(M_k)$ คือ ความน่าจะเป็นเริ่มต้นของแบบจำลอง M_k (Prior model probability) ส่วน $p(D|M_k)$ คือ ความเป็นไปได้ (Likelihood) ของแบบจำลอง M_k (วัดจากความสอดคล้องกันระหว่างค่าที่คำนวณกับค่าสังเกตการณ์ในสนาม D) สามารถคำนวณได้จากสมการ (5.3)

$$p(D|M_k) = \int p(D|\theta_k, M_k)p(\theta_k|M_k)d\theta_k \tag{5.3}$$

เมื่อ θ_k คือ เซตของพารามิเตอร์ในแบบจำลอง k, $p(\theta|M_k)$ คือ ความน่าจะเป็นเริ่มต้นของพารามิเตอร์ (Prior probability of the parameters) ส่วน $p(D|\theta_k, M_k)$ คือความน่าจะเป็นร่วม (Joint probability) ของแบบจำลอง k และเป็นฟังค์ชั่นของค่า Error ในส่วนของข้อมูลในสนาม (D)

โดยทั่วไปความน่าจะเป็นเริ่มต้นของแบบจำลอง $p(M_k)$ อาจหาได้จากการสอบถามผู้เชี่ยวชาญ (Ye et al., 2005, 2008) หรือกำหนดให้ทุกแบบจำลองมีความน่าจะเป็นเท่ากัน (นั่นคือ $p(M_k)=1/K$) ขณะที่ความน่าจะเป็นเริ่มต้นของพารามิเตอร์ $p(\theta|M_k)$ นั้นสามารถหาได้จากการคำนวณหรือจากการสอบถามผู้เชี่ยวชาญเช่นกัน (Singh et al., 2010)

ค่าคาดหวัง (Expected value) ของตัวแปรที่สนใจ $E(\Delta|D)$ สามารถคำนวณได้จากสมการ (5.4) ส่วนการคำนวณความไม่แน่นอนของแบบจำลองหรือพารามิเตอร์ตามรูปแบบวิธี BMA สามารถคำนวณได้ในรูปแบบของความแปรปรวน (Variance) ดังแสดงในสมการ (5.5) (Draper, 1995)

$$E(\Delta|D) = \sum_{k=1}^{K} E(\Delta|D, M_k)p(M_k|D) \tag{5.4}$$

$$Var(\Delta|D) = \sum_{k=1}^{K} Var(\Delta|D, M_k)p(M_k|D) + \sum_{k=1}^{K} [E(\Delta|D, M_k) - E(\Delta|D)]^2 p(M_k|D) \tag{5.5}$$

ค่าความแปรปรวนในสมการ (5.5) แบ่งเป็น 2 เทอม ประกอบด้วย เทอมซ้ายมือคือ ความแปรปรวนภายในแบบจำลอง (Within model variance) และเทอมขวามือคือ ความแปรปรวนระหว่างแบบจำลอง (Between model variance) หรือหมายถึง ความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิดนั่นเอง (Conceptual model uncertainty) (Refsgaard et al., 2012)

5.2.4.2 วิธี Maximum likelihood Bayesian model averaging (MLBMA)

การประเมินความเป็นไปได้ของแบบจำลอง M_k โดยวิธี BMA ในสมการที่ (5.3) ต้องใช้การคำนวณโดยวิธี Monte Carlo simulation ซึ่งอาจมีความยุ่งยาก ดังนั้น Neuman (2003) จึงเสนอวิธีการคำนวณความน่าจะเป็นของแบบจำลอง M_k โดยการปรับปรุงจากวิธี BMA เรียกว่า Maximum likelihood Bayesian model averaging (MLBMA) ซึ่งต่อมากลายเป็นวิธีที่นิยมใช้กันอย่างแพร่หลายในงานทางด้านอุทกวิทยารวมถึงทางด้านแบบจำลองน้ำบาดาล วิธี MLBMA เป็นการวัดความเป็นไปได้ (Likelihood) ของแบบจำลองที่ปรับเทียบแล้วโดยใช้ Information Criteria ได้แก่

Kashyap Information Criterion (KIC) (Kashyap, 1982) หรือ the Bayesian Information Criterion (BIC) (Schwarz, 1978) เป็นต้น ดังนั้น ความเป็นไปได้ของแบบจำลอง M_k (The integrated likelihood) สามารถคำนวณได้ดังสมการ (5.6)

$$p(D|M_k) = \exp\left(-\frac{\Delta_k}{2}\right) \tag{5.6}$$

$$\Delta_k = (BIC_k - BIC_{\min}) \tag{5.7}$$

$$\Delta_k = (KIC_k - KIC_{\min}) \tag{5.8}$$

เมื่อ Δ_k คือ ค่าความแตกต่างระหว่าง BIC หรือ KIC สำหรับแบบจำลอง k กับค่าต่ำสุดของ BIC หรือ KIC ของแบบจำลองทั้งหมด โดย Burnham and Anderson (2002) อธิบายความสัมพันธ์ของค่า Δ_k กับระดับความสำคัญของแบบจำลองดังตารางที่ 5.1

ตารางที่ 5.1 ระดับความสำคัญของแบบจำลองกับค่า Δ_k (Burnham and Anderson, 2002)

a_k	Level of empirical support of model *k*
0-2	Substantial (Very good model)
4-7	Considerably less
>10	Essentially none (Dismissed from further consideration)

กำหนดให้การแจกแจงค่า Error เป็นแบบ Multi-Gaussian ที่ไม่ทราบค่าเฉลี่ยและความแปรปรวนสำหรับความเป็นไปได้ของแบบจำลองในสมการ (5.3) ดังนั้น เทอมของ BIC และ KIC สามารถคำนวณได้ดังนี้ (Ye et al., 2008)

$$BIC_k = (n)\ln(\pm^2_{e,k}) + p_k \ln(n) \tag{5.9}$$

$$KIC_k = (n - p_k)\ln(\pm^2_{e,k}) - 2\ln p(\hat{\ }_k) - p_k \ln(2®) + \ln\left|X_k^T \mu X_k\right| \tag{5.10}$$

เมื่อ n คือ จำนวนตัวอย่างที่สังเกตการณ์ (Observation sample), p_k คือ จำนวนพารามิเตอร์ที่ใช้คำนวณสำหรับแบบจำลอง k, $p(\bar{\ }_k)$ คือ ความน่าจะเป็นเริ่มต้นสำหรับพารามิเตอร์ที่ประมาณ (Prior probability for the parameters estimate), $\pm^2_{e,k}$ คือ ความแปรปรวนของค่า Error residual (e) ที่ประมาณจากค่า Sum of squares weighted residuals (SSWR) ของแบบจำลอง k โดย

$$\pm^{2}_{e,k} = \frac{e_k^T \mu e_k}{n} = \frac{SSWR_k}{n} \tag{5.11}$$

เมื่อ μ คือ Weight factor และเทอมสุดท้ายของสมการ (5.10) คือ ปัจจัยจาก Fisher information matrix (Kashyap, 1982)

ดังนั้น ความน่าจะเป็นของแบบจำลอง M_k (Posterior model probability) โดยวิธี MLBMA สามารถคำนวณได้จากสมการ (5.12) (Neuman, 2003; Ye et al., 2008)

$$p(M_k|D)_{MLBMA} = \frac{\exp(-0.5\Delta_k)\, p(M_k)}{\sum_{l=1}^{k} \exp(-0.5\Delta_l)\, p(M_l)} \tag{5.12}$$

5.2.4.3 วิธี Variance window based MLBMA

Tsai and Li (2008) เสนอวิธีภายใต้หลักการ “Variance window” เพื่อปรับปรุงวิธี MLBMA (mMLBMA) โดยการเพิ่ม Scale factor, α ในการคำนวณ BIC หรือ KIC ดังนั้น ความน่าจะเป็นของแบบจำลอง M_k โดยวิธีของ mMLBMA จะได้

$$p(M_k|D)_{mMLBMA} = \frac{\exp(-0.5\sim\Delta_k)}{\sum_{l=1}^{k} \exp(-0.5\sim\Delta_l)} \tag{5.13}$$

$$\sim = \frac{s_1}{s_2 \pm_D} \tag{5.14}$$

เมื่อ $\pm_D$ คือ ส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐานของการแจกแจงแบบ Chi-square, s_1 คือ ขนาดของ Occam’s window (Madigan and Raftery, 1994) และ s_2 คือ ขนาดของ Variance window ในเทอมของ $\pm_D$ Tsai and Li (2008) แนะนำค่า α ที่ขึ้นอยู่กับระดับนัยสำคัญ (Significance level) และ $\pm_D$ ดังแสดงในตารางที่ 5.2

ตาราง 5.2 ค่า α ที่ขึ้นอยู่กับระดับนัยสำคัญ (Tsai and Li 2008)

Variance window sizes	σ_D	$2\sigma_D$	$4\sigma_D$
Significance level 5%	$4.24/\sqrt{n}$	$2.12/\sqrt{n}$	$1.06/\sqrt{n}$
Significance level 1%	$6.51/\sqrt{n}$	$3.26/\sqrt{n}$	$1.63/\sqrt{n}$

5.2.4.4 Information criteria based model averaging

วิธีนี้เป็นการวัดความเป็นไปได้ (Likelihood) ของแบบจำลองที่ปรับเทียบแล้ว (Calibrated model) โดยใช้ Information Criteria ได้แก่ Akaike Information Criterion (AIC) (Akaike, 1974) หรือ modified Akaike Information Criterion (AICc) (Hurvich and Tsai, 1989) เมื่อนำใช้ร่วมกับวิธี Model averaging จะเรียกว่า Akaike Information Criterion-based model averaging (AICMA) โดย AICMA นั้นมีรูปแบบการคำนวณคล้ายกับวิธี BMA ดังนั้น ความน่าจะเป็นของแบบจำลอง M_k สามารถคำนวณได้ดังสมการ (5.15)

$$p(D|M_k) = \exp\left(-\frac{\Delta IC_k}{2}\right) \tag{5.15}$$

ในทำนองเดียวกันกับสมการที่ (5.7) และ (5.8) Δ_k สามารถเขียนรูปใหม่ดังสมการที่ (5.16) และ (5.17)

$$\Delta IC_k = (AIC_k - AIC_{\min}) \tag{5.16}$$

$$\Delta IC_k = (AICc_k - AICc_{\min}) \tag{5.17}$$

เมื่อ ΔIC_k คือ ค่าความแตกต่างระหว่าง AIC หรือ AICc สำหรับแบบจำลอง k กับค่าต่ำสุดของAIC หรือ AICc ของแบบจำลองทั้งหมดโดยที่ AIC สามารถคำนวณได้จาก

$$AIC_k = (n)\ln(\pm^2_{e,k}) + 2p_k \tag{5.18}$$

Hurvich and Tsai (1989); Poeter and Anderson (2005) เสนอสมการที่ใช้ปรับปรุงค่า AIC ดังนี้

$$AICc_k = (n)\ln(\pm^2_{e,k}) + 2p_k + \left(\frac{2p_k(p_k+1)}{n-p_k-1}\right) \tag{5.19}$$

ดังนั้น ความน่าจะเป็นของแบบจำลอง M_k โดยวิธี AICMA สามารถคำนวณได้ดังนี้

$$p(M_k|D)_{AICMA} = \frac{\exp(-0.5\Delta IC_k)\,p(M_k)}{\sum_{l=1}^{k}\exp(-0.5\Delta IC_l)\,p(M_l)} \tag{5.20}$$

$$p(M_k|D)_{AICcMA} = \frac{\exp(-0.5\Delta ICc_k)\,p(M_k)}{\sum_{l=1}^{k}\exp(-0.5\Delta ICc_l)\,p(M_l)} \quad (5.21)$$

5.2.5 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

หัวข้อนี้เป็นการรวบรวมบทความ และงานวิจัยที่ศึกษาเกี่ยวกับความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาล โดยเฉพาะในประเด็นการประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิด (Conceptual model uncertainty) ซึ่งมีงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง ดังนี้

Harrar et al. (2003) ศึกษาความไม่แน่นอนของแบบจำลองน้ำบาดาลของแอ่ง Glacial till ประเทศเดนมาก โดยการเสนอแบบจำลองเชิงแนวคิดจำนวน 6 แบบจำลองที่มีแตกต่างกันตามลักษณะการแปรความหมายทางธรณีวิทยา สร้างแบบจำลองภายใต้สภาวะคงที่พร้อมทำการปรับเทียบพารามิเตอร์กับระดับน้ำในสนามจากนั้นจำลองเส้นทางการไหล Particle tracking และการเคลื่อนที่มวลสาร (Solute transport) พบว่า แบบจำลองเชิงแนวคิดที่ต่างกันมีผลต่อเวลาการเคลื่อนที่ของมวลสาร (Travel time and solute breakthrough)

Poeter and Anderson (2005) เสนอวิธีการจัดอันดับ (Ranking) แบบจำลองและวิจารณ์การใช้วิธี AIC, AICc, BIC, and KIC ในแบบจำลองนำบาดาล ผู้เขียนกล่าวว่า แบบจำลองที่มีผลการปรับเทียบดีที่สุดนั้น ไม่สามารถยืนยันได้ว่าเป็นแบบจำลองที่ดีที่สุด และได้แนะนำให้ใช้วิธี AICc ในการประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาล โดยเฉพาะกรณีที่สัดส่วน $n/p < 40$ เมื่อ n คือ จำนวนตัวอย่างที่สังเกตการณ์ (Observation) และ p คือ จำนวนพารามิเตอร์ที่ใช้ในการจำลอง

Ye et al (2010) เสนอแบบจำลองเชิงแนวคิดจำนวน 25 แบบ สำหรับแอ่งบาดาลพื้นที่ Yucca Flat ประเทศสหรัฐอเมริกา แบบจำลองต่างกันตามลักษณะการแปลความหมายทางธรณีวิทยา (Geological interpretation) และอัตราการเติมน้ำ (Recharge estimation method) ประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองเชิงแนวคิดโดยใช้วิธี GLUE, AIC, AICc, BIC, และ KIC ส่วนความไม่แน่นอนของพารามิเตอร์ถูกประเมินด้วยวิธี Monte Carlo simulation ผลการศึกษาพบว่า ความไม่แน่นอนจากแบบจำลองเชิงแนวคิดมีผลต่อแบบจำลองมากกว่าความไม่แน่นอนจากพารามิเตอร์อย่างมีนัยสำคัญ อีกทั้งยังพบว่า การแปลความหมายทางธรณีวิทยามีผลต่อแบบจำลองมากกว่าอัตราการเติมน้ำอย่างมีนัยสำคัญเช่นกัน นอกจากนี้ผู้เขียนยังสรุปเพิ่มเติมว่า ผลการปรับเทียบแบบจำลอง (Calibration result) ไม่มีความสำคัญต่อการจัดอันดับ (Ranking) ระหว่างแบบจำลองที่เสนอ (Competition model)

Singh et al (2010) เปรียบเทียบวิธีการประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองเชิงแนวคิดจำนวน 9 แบบ ความแตกต่างของแบบจำลองขึ้นอยู่กับการแปรความหมายทางธรณีวิทยา พารามิเตอร์ที่ใช้และอัตราการเติมน้ำการประเมินประกอบด้วยวิธี GLUE, MLBMA-BIC, MLBMA-KIC, AICMA, และ modified MLBMA (mMLBMA) โดยประยุกต์ใช้กับพื้นที่ศึกษาจำนวน 2 แห่ง

ได้แก่ Death Valley และ Nevada Test Site ประเทศสหรัฐอเมริกา โดยมุ่งเน้นศึกษาให้เห็นความแตกต่างของทั้ง 5 วิธีนี้ ผู้เขียนสรุปว่า ความไม่แน่นอนของแบบจำลองควรมีการประเมินมากกว่า 1 วิธี อย่างไรก็ตาม กรณีประเมินด้วยวิธี Model averaging ที่ต่างกันย่อมมีผลต่อความน่าจะเป็น หรือการจัดอันดับเช่นกัน ผลการศึกษาครั้งนี้พบว่า ค่าอันดับที่ได้จากการประเมินทั้ง 4 วิธี ให้ผลที่สอดคล้องกัน กล่าวโดยสรุปคือ

-วิธี GLUE ความน่าจะเป็นจะไม่ขึ้นอยู่กับจำนวนพารามิเตอร์ และบ่อสังเกตการณ์ แต่ขึ้นอยู่กับค่า N Factor โดยพบว่า ค่าถ่วงน้ำหนัก (Weight) จะค่อนข้างสม่ำเสมอเมื่อกำหนดค่า N Factor เท่ากับ 1 และถ้าค่า N สูงๆ จะทำให้แบบจำลองที่มีผลการปรับเทียบดีที่สุดมีค่าความน่าจะเป็นมากสุดเช่นกัน ดังนั้น จึงควรมีการวิเคราะห์หรือแปรความหมายค่า N Factor ด้วย

-วิธีMLBMA-BIC, AICMA จะให้ผลที่ค่อนข้างตรงกันหรือใกล้เคียงกัน และมีค่าแปรปรวนน้อยกว่าวิธี GLUE ในขณะที่วิธี MLBMA-KIC ให้ผลที่ทีความแตกต่างเล็กน้อย

-วิธี mMLBMA ผลที่ได้จะขึ้นอยู่กับค่า α-value และระดับนัยสำคัญ (Significance level) พบว่า ถ้าค่า ~-value เท่ากับ 1 ผลการประเมินโดยวิธี mMLBMA จะเท่ากับหรือใกล้เคียงกับวิธี MLBMA-KIC

นอกจากนี้ ผู้เขียนได้เสนอว่าในกรณีที่ข้อมูลที่ใช้ปรับเทียบแบบจำลองไม่ค่อยน่าเชื่อถือ ผู้วิจัย (Modeler) ควรจะเสนอแบบจำนวนเชิงแนวคิดเพิ่มเติม และถ้าใช้เทคนิควิธีของ Bayesian framework แนะนำให้ใช้วิธี mMLBMA

Hansen et al (2014) ประเมินความไม่แน่นอนของการกระจายตัวเชิงพื้นที่ของสารไนเตรท (Nitrate) สู่ชั้นน้ำบาดาลในประเทศเดนมาร์ก โดยการสร้างแบบจำลองชั้นหินแบบสโทแคสติค (Stochastic hydrofacies model) โดยใช้ข้อมูลบ่อบาดาลและข้อมูลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ จำนวน 20 realizations ด้วยโปรแกรม T-PROGS จากนั้นนำผลการกระจายชั้นหินจากแบบจำลองชั้นหินสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลด้วยโปรแกรม MIKE SHE ทำการปรับเทียบแบบจำลองทั้ง 20 แบบ ด้วยวิธี PEST วิเคราะห์การแพร่กระจายของสารไนเตรท โดยปรับเทียบผลการจำลองกับข้อมูลที่วัดในสนาม จากนั้นวิเคราะห์ความไม่แน่นอนของแต่ละแบบจำลองโดยพิจารณาจากค่าเบี่ยงเบนมาตรฐาน (Standard deviation) พบว่า แบบจำลองชั้นหินที่ใช้ข้อมูลบ่อบาดาลร่วมกับข้อมูลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ สามารถช่วยลดความไม่แน่นอนในการวิเคราะห์การปนเปื้อนของสารไนเตรทได้

Rojas et al (2010a) ใช้วิธี Model averaging (GLUE, MLBMA-BIC, MLBMA-KIC, AICMA) ประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลในประเทศเบลเยียม จำนวน 3 แบบจำลอง ที่แตกต่างกันตามการแปรความหมายทางธรณีวิทยา สร้างแบบจำลองด้วย MODFLOW-2005 ภายใต้สภาวะคงที่ ปรับเทียบแบบจำลองและประเมินความไม่แน่นอนของพารามิเตอร์ด้วยวิธี Weight least square ในโปรแกรม UCODE-2005 จากนั้นประเมินความไม่แน่นอนในรูปของงบดุลน้ำ (Groundwater budget) จากแบบจำลองคาดการณ์ (Model prediction) โดยกำหนดกรณีศึกษา (Scenario) ออกเป็น 3 กรณี ตามรูปแบบการเปลี่ยนแปลงค่าอัตราเติมน้ำ (Recharge rate) ผลการศึกษาชี้ให้เห็นความสำคัญของการประเมินความไม่แน่นอนด้วยวิธี Multi-Model และ Scenario uncertainty

Rojas et al (2010b) ใช้วิธี Model averaging (GLUE-BMA) ประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลในประเทศชิลี จำนวน 8 แบบจำลอง ที่แตกต่างกันตามการแปลความหมายทางธรณีวิทยาและกลไกการเติมน้ำ (Recharge mechanism) สร้างแบบจำลองด้วย MODFLOW-2000 ภายใต้สภาวะคงที่ จากนั้นประเมินความไม่แน่นอนในรูปของระดับน้ำและงบดุลน้ำ (Groundwater budget) ผลการศึกษาชี้ให้เห็นความสำคัญของการประเมินความไม่แน่นอนด้วยวิธี Multi-Model โดยพบว่า การกำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ต่างกันนั้น ส่งผลต่อความไม่แน่นอนของระดับน้ำบาดาล โดยมีความแปรปรวนอยู่ระหว่าง 6-64%

Tsai (2010) ใช้วิธี Bayesian model averaging (BMA) ประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาล และแบบจำลองการรุกล้ำของน้ำเค็ม (Seawater intrusion model) ประเทศสหรัฐอเมริกา จำนวน 15 แบบจำลอง โดยแต่ละแบบจำลองแตกต่างกันที่รูปแบบโครงสร้างของค่า K และเงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition) นั่นคือ การกระจายตัวของค่า K ขึ้นอยู่กับชนิดของวาริโอแกรม (Variogram type) ที่ประกอบด้วยฟังค์ชั่นวาริโอแกรม Spherical, Exponential, และ Gaussian ส่วนเงื่อนไขขอบเขตกำหนดให้มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ (เพิ่ม-ลด) ออกเป็น 5 รูปแบบ เพื่อประเมินผลต่อการรุกล้ำน้ำเค็ม ทำการปรับเทียบแบบจำลอง แล้วคำนวณความน่าจะเป็นทั้ง 15 แบบจำลอง จากนั้นเลือกแบบจำลองที่ดีที่สุด โดยพิจารณาจากความน่าจะเป็นสูงสุด ผู้เขียนสรุปว่าการวิเคราะห์ความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลโดยวิธี Multi-model นั้นมีความจำเป็นอย่างยิ่งในการบริหารจัดการน้ำบาดาล

Nettasana (2012) ใช้วิธี Model averaging (GLUE, MLBMA-BIC, MLBMA-KIC, AICMA) ประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาล เพื่อการบริหารจัดการน้ำบาดาลสำหรับลุ่มแม่น้ำชี ประเทศไทย โดยเสนอแบบจำลองเชิงแนวคิดจำนวน 12 แบบ ที่แตกต่างกันตามการแปรความหมายทางธรณีวิทยา อัตราการเติมน้ำและ เงื่อนไขขอบเขต สร้างแบบจำลองด้วย MODFLOW ในโปรแกรม Groundwater Vista และปรับเทียบแบบจำลองด้วยวิธี PEST โดยจำลองภายใต้สภาวะคงที่ ผลที่ได้ชี้ให้เห็นถึงความสำคัญของการใช้วิธี Model averaging ในการประเมินอัตราการสูบน้ำที่ยั่งยืน (Sustainable yield) มากกว่าการใช้การประเมินจากแบบจำลองเดียว

He et al (2013) วิเคราะห์ความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลในประเทศเดนมาร์ก จำนวน 300 แบบจำลอง ที่เป็นผลจากการแปรความหมายทางธรณีวิทยาและพารามิเตอร์ที่ต่างกัน โดยการสร้างแบบจำลองชั้นหินแบบสโทแคสติค ด้วยวิธี Multiple point geostatistical (MPS) จำนวน 100 realizations ด้วยโปรแกรม SGeMS จากนั้นนำผลการกระจายชั้นหินจากแบบจำลองชั้นหินสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลด้วย MODFLOW ในโปรแกรม Groundwater Modeling System (GMS) ทำการปรับเทียบแบบจำลอง ด้วยวิธี PEST จากนั้นวิเคราะห์ความไม่แน่นอนที่มีผลต่อระดับน้ำบาดาลและ Travel time ผลการศึกษาพบว่า ความไม่แน่นอนจากพารามิเตอร์มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาล ส่วนความไม่แน่นอนจากการแปรความหมายทางธรณีวิทยาจะมีผลต่อ Travel time

Sonnenberg et al (2015) ประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลประเทศสหรัฐอเมริกา จำนวน 66 แบบจำลอง ที่เป็นผลจากการแปรความหมายทางธรณีวิทยา และแบบจำลองสภาวะอากาศ (Climate model) ที่ต่างกัน โดยการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลด้วยโปรแกรม MIKE SHE พร้อมทำการปรับเทียบแบบจำลอง แล้วพิจารณาผลต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ การสูญเสียน้ำท่า (Stream discharge) ความเร็วการไหล (Travel time) และ Capture zone ผลการศึกษาพบว่าความไม่แน่นอนจากแบบจำลองสภาวะอากาศมีผลต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำและการสูญเสียน้ำท่า ขณะที่ผลต่อความเร็วการไหลและ Capture zone นั้น เกิดจากความไม่แน่นอนจากการแปรความหมายทางธรณีวิทยามากกว่า

5.3 การประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองเชิงแนวคิดสำหรับแอ่งหาดใหญ่

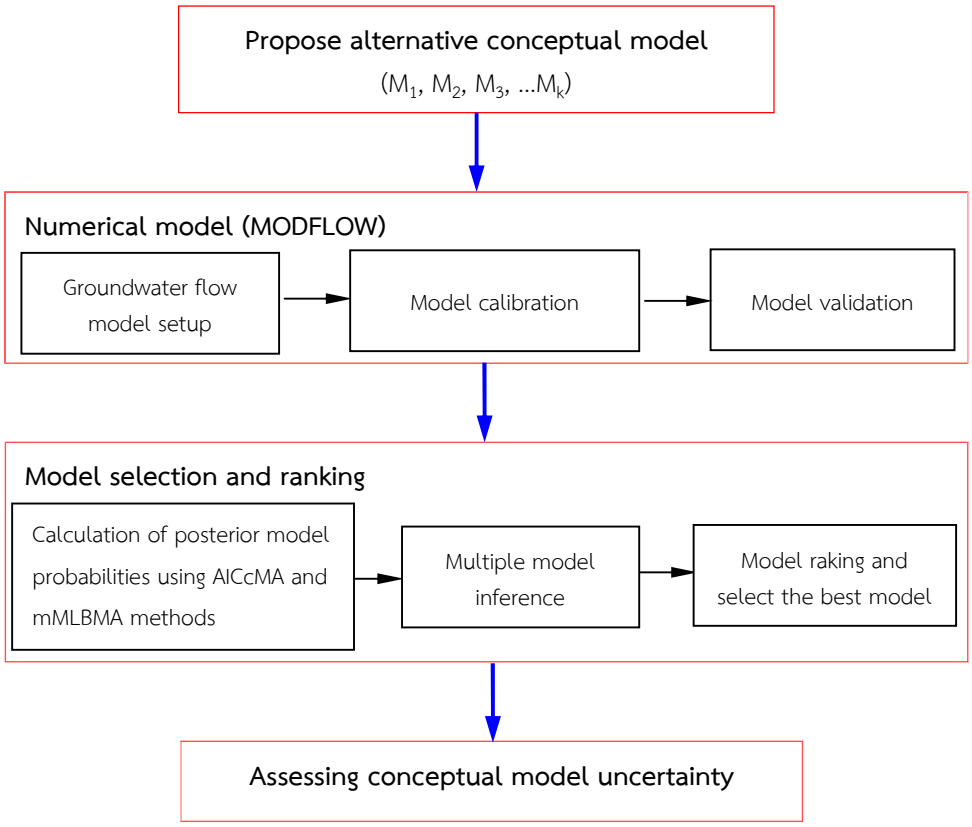
ประกอบด้วยขั้นตอนการศึกษาดังแผนภาพในรูปที่ 5.1 โดยเริ่มจากการกำหนดจำนวนแบบจำลองเชิงแนวคิด (Alternative conceptual model, M_k) ที่มีความเป็นไปได้มากที่สุด จากนั้นทำการ Setup แบบจำลองด้วยโปรแกรม MODFLOW และปรับเทียบพารามิเตอร์ด้วยวิธี Trial and error ของทุกแบบจำลองในสภาวะคงที่ (Steady state) ทำการคำนวณความน่าจะเป็นและจัดอันดับ (Ranking) แบบจำลองโดยใช้วิธี Model averaging พร้อมทั้งเสนอแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุด และในขั้นตอนสุดท้ายทำการประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองจากผลที่ได้

5.3.1 การเสนอแบบจำลองเชิงแนวคิด

การเสนอแบบจำลองเชิงแนวคิดเพื่อใช้ในการประเมินความไม่แน่นอนของแอ่งหาดใหญ่ขึ้นอยู่กับ 2 ปัจจัยหลัก ได้แก่ รูปแบบการกระจายตัวของค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่าน (Distribution of hydraulic conductivity, K) และเงื่อนไขขอบเขตแบบจำลอง (Boundary condition) ส่วนลักษณะชั้นน้ำ/ชั้นกั้นน้ำยังคงเป็นไปตามแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ถูกยืนยันด้วยผลการสร้างแบบจำลองชั้นหิน (Hydrofacies model) ในบทที่ 3 นั่นคือ ประกอบด้วย ชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ (รูปที่ 3.24) ตามลำดับ

5.3.1.1 การกระจายตัวของค่า K

การประเมินความไม่แน่นอนที่เกิดจากแบบจำลองเชิงแนวคิดในส่วนของโครงสร้างทางธรณีวิทยานั้น ส่วนใหญ่เป็นการนำเสนอในลักษณะของรูปแบบการกระจายตัวของชั้นหิน (Lithology or hydrofacies) ที่เป็นฟังค์ชั่นกับค่า K เช่น กระจายตัวแบบสม่ำเสมอ (Uniform value) แบบเป็นโซน (Zonation) แบบเชิงพื้นที่ (Spatial distribution by random space function) (Rojas et al., 2008, 2010a, b) หรือการกระจายตัวที่แตกต่างตามฟังค์ชั่นวาริโอแกรม (Tsai and Li (2008); Tsai (2010) เป็นต้น



รูปที่ 5.1 แผนภาพแสดงขั้นตอนการประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิดแอ่งหาดใหญ่

การศึกษานี้ กำหนดการกระจายตัวของค่า K แบ่งเป็น 2 รูปแบบ (ตารางที่ 5.3) คือ แบบคงที่ (Constant) และแบบเป็นโซน (Zonation) กรณีคงที่ การกำหนดค่า K จะพิจารณาใช้ค่าให้อยู่ในช่วงจากผลการสูบทดสอบในสนาม (Pumping test) (ดูตารางที่ 4.1 – 4.3) ส่วนการกระจายแบบเป็นโซนนั้น ค่า K ในแต่ละชั้นน้ำได้จากการประมาณค่าในช่วงด้วยวิธี Inverse distance weight (IDW) โดยใช้ค่า K ที่คำนวณได้จากวิธีการถ่วงค่าความหนาเฉลี่ย (Thickness weight average method) ในบทที่ 4 (หัวข้อ 4.3.3)

ตารางที่ 5.3 รูปแบบการกระจายตัวของค่า K

การกระจายตัวของค่า K	แบบจำลอง
ค่า K คงที่ (Constant) ในทุกชั้นน้ำ	M1
ค่า K เป็นโซน (Zonation) ในทุกชั้นน้ำ	M2

5.3.1.2 เงื่อนไขขอบเขต

การกำหนดเงื่อนไขขอบเขตในแบบจำลองที่มีความถูกต้องตรงกับสภาพจริงตามธรรมชาตินั้นเป็นสิ่งที่ทำได้ยาก (Tsai, 2010) การประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองน้ำบาดาลอาจทำได้โดยการกำหนดเงื่อนไขขอบเขตให้หลายแบบ ทั้งนี้ จะต้องพิจารณาให้มีความสอดคล้องกับเงื่อนไขตามสภาพจริงให้มากที่สุด สำหรับแอ่งหาดใหญ่พบว่า สภาพขอบเขตบริเวณขอบแอ่งนั้นมีความไม่แน่นอนมากที่สุด ดังนั้น การศึกษานี้ได้กำหนดเงื่อนไขขอบเขตออกเป็น 5 แบบ (ตารางที่ 5.4) โดยพิจารณาให้เงื่อนไขขอบเขตมีการเปลี่ยนแปลงเฉพาะขอบเขตการไหลด้านข้าง (Lateral flow) เท่านั้น ส่วนขอบเขตด้านอื่นๆ ไม่มีการเปลี่ยนแปลง ทั้งนี้เนื่องจากบริเวณขอบแอ่งด้านทิศใต้ ทิศตะวันตก และทิศตะวันออก เป็นพื้นที่ที่ยังมีความไม่แน่นอนว่ามีน้ำไหลผ่านหรือเติมน้ำจากด้านข้างบริเวณขอบแอ่งหรือไม่ ในทางกลับกัน ขอบเขตด้านบน ด้านล่าง และทิศเหนือ มีรูปแบบทางกายภาพที่ค่อนข้างแน่นอนอยู่แล้ว เช่น ทะเลสาบสงขลาด้านทิศเหนือกำหนดให้เป็นขอบเขตที่มีระดับน้ำคงที่ (Constant head boundary) เนื่องจากมีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำน้อยมาก เป็นต้น จึงไม่มีความจำเป็นต้องปรับเปลี่ยน ดังนั้น เมื่อรวมเงื่อนไขจากการกระจายตัวของค่า K กับเงื่อนไขขอบเขตเข้าด้วยกัน (Combination) จะได้แบบจำลองเชิงแนวคิดทั้งหมด 10 แบบจำลอง ประกอบด้วย M1a, M1b, M1c, M1d, M1e, M2a, M2b, M2c, M2d, และ M2e ตามลำดับ

ตารางที่ 5.4 การกำหนดเงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition)

Boundary condition setup						Model code
Top	Bottom	North	South	East	West	
-River leakage -Recharge	No flow	Constant head	No flow	No flow	No flow	a
			GHB	GHB	GHB	b
			No flow	GHB	GHB	c
			No flow	GHB	No flow	d
			No flow	No flow	GHB	e

Note: GHB= General Head Boundary

5.3.2 แบบจำลองการไหล

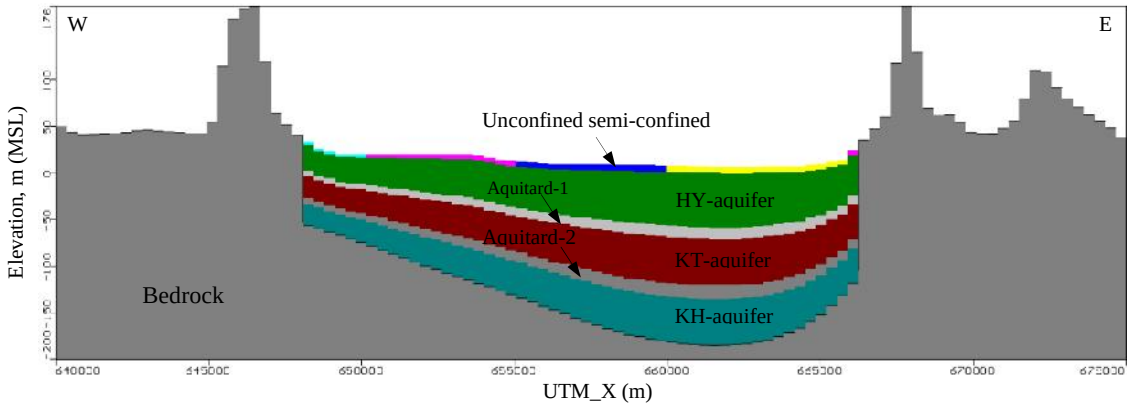
ในขั้นตอนนี้ ทำการสร้างแบบจำลองการไหลทั้ง 10 แบบจำลอง ด้วยโปรแกรม Visual MODFLOW *V*.4.1 ภายใต้เงื่อนไขการจำลองในสภาวะคงที่ (Steady state condition) โดยประยุกต์ใช้แบบจำลองน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่จากการศึกษาของ อรุณ (2552) มีรายละเอียดที่สำคัญดังนี้

5.3.2.1 Model discretization

พื้นที่ในการจำลองทางคณิตศาสตร์สำหรับแอ่งหาดใหญ่มีขนาด 1,260 ตารางกิโลเมตร มีความกว้าง 35 กิโลเมตร ตามแนวตะวันออก-ตะวันตก จากพิกัด UTM 640,000-675,000E มีความยาว 60 กิโลเมตร ตามแนวเหนือ-ใต้ จากพิกัด UTM 750,000-810,000N และมีความสูงของระดับภูมิประเทศตั้งแต่ -180 เมตร จนถึง 390 เมตร (รทก.) ในการจำลองได้แบ่งพื้นที่แบบจำลองเป็นกริดบล็อกขนาดเล็ก โดยแบ่งแนวตะวันออก-ตะวันตกเป็น 100 สดมภ์ แนวเหนือ-ใต้เป็น 200 แถว และแบ่งความสูงของพื้นที่เป็น 12 ชั้น รวมทั้งหมด 240,000 กริดบล็อค (อรุณ, 2552)

5.3.2.2 โครงสร้างทางธรณีวิทยา

การกำหนดเงื่อนไขทางธรณีวิทยาแบ่งเป็น 2 รูปแบบตามแบบจำลองเชิงแนวคิดข้างต้น ประกอบด้วย ค่า K สำหรับทุกชั้นน้ำมีค่าคงที่ (M1) และแบบเป็นโซน (M2) รูปที่ 5.2 แสดงตัวอย่างการกำหนดค่า K สำหรับแบบจำลอง M1 อย่างไรก็ตาม การกระจายตัวของ K สำหรับชั้นบนสุดนั้น (Unconfined semi-confined) กำหนดให้สอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิด นั่นคือ บริเวณขอบแอ่งทั้งสองข้างเป็นพื้นที่เติมน้ำ (Recharge zonation) (รูปที่ 5.4) ส่วนรูปที่ 5.3 แสดงการกระจายตัวของค่า K สำหรับแบบจำลอง M2 ของชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ

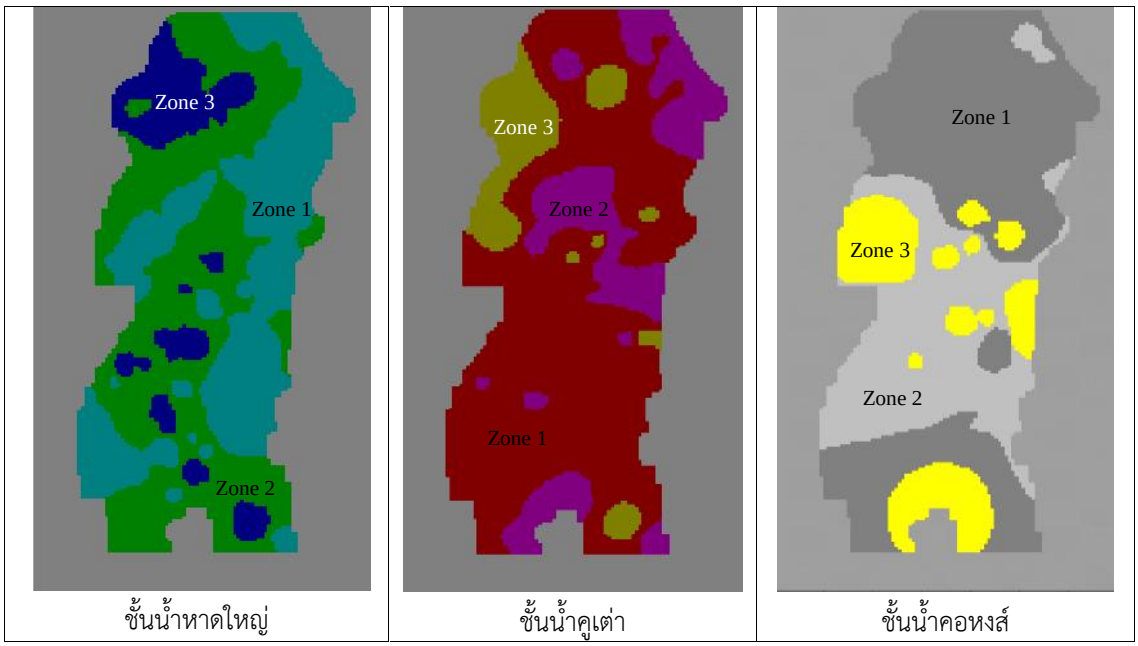


รูปที่ 5.2 ภาพตัดขวางแสดงการการกำหนดค่า K สำหรับแบบจำลอง M1

5.3.2.3 เงื่อนไขขอบเขต

เงื่อนไขขอบเขตประกอบด้วย ขอบเขตระดับน้ำคงที่ (Constant head boundary) ขอบเขตน้ำไหลผ่าน (General head boundary, GHB) และขอบเขตแม่น้ำ (River package) โดยมีรายละเอียดดังนี้

1) ขอบเขตระดับน้ำคงที่ (Constant head boundary, CHB) กำหนดให้บริเวณทะเลสาบสงขลาและอ่าวไทยมีระดับน้ำคงที่ (0 ม.รทก.)



รูปที่ 5.3 การกระจายตัวของค่า K แบบเป็นโซน (Zonation) สำหรับแบบจำลอง M2

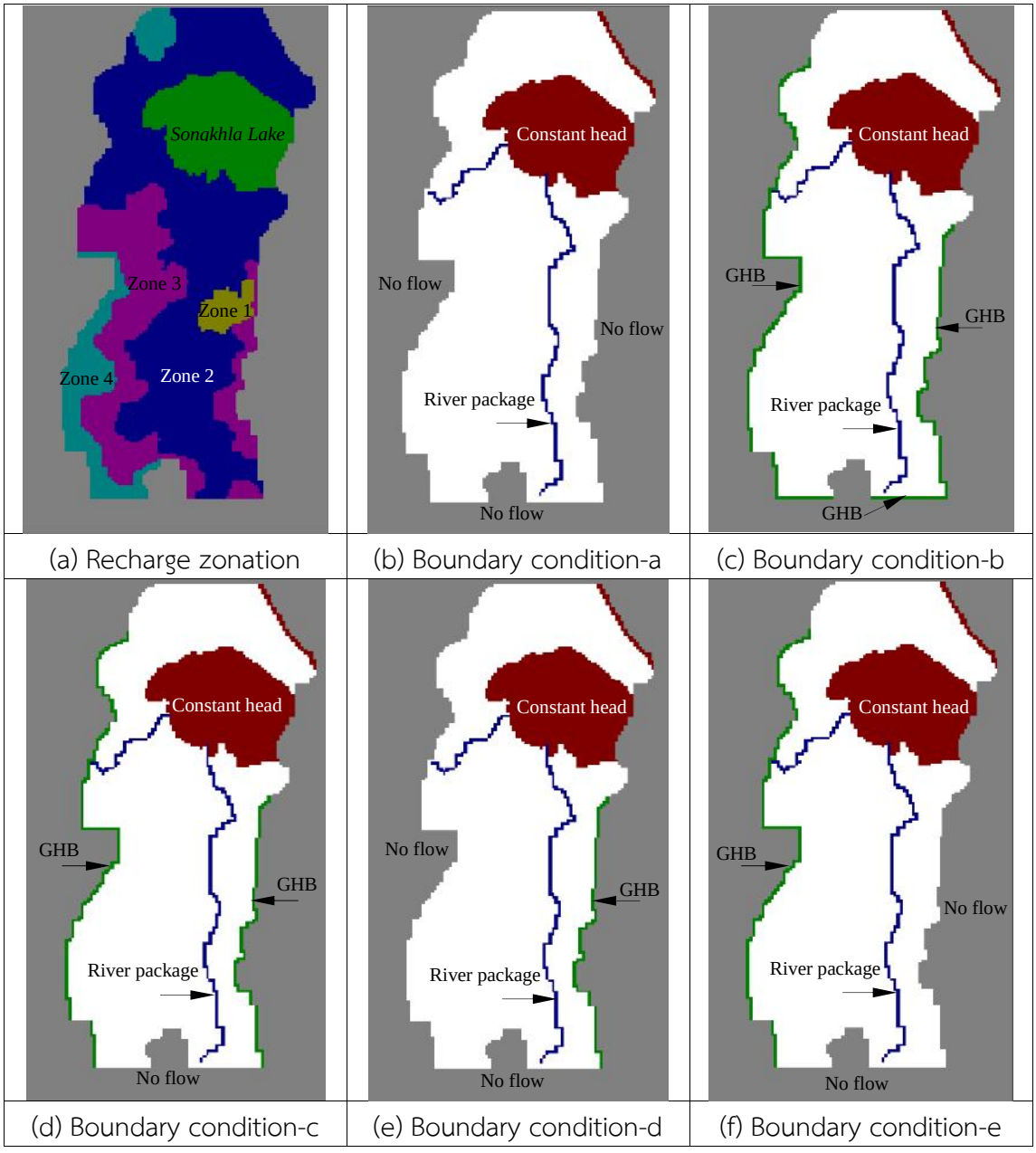
2) ขอบเขตน้ำไหลผ่าน (GHB) ประกอบด้วย ค่าระดับน้ำ (Boundary head) พิจารณาจากข้อมูลแผนที่ระดับน้ำกรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2546) โดยกำหนดอยู่ในช่วง 5 ถึง 25 เมตร (รทก.) เนื่องจากบริเวณขอบแอ่งเป็นชั้นหินให้น้ำตะกอนกึ่งหินแปรยุคคาร์บอนิเฟอรัส (Carboniferous Meta-sedimentary aquifer) ประกอบด้วย หินดินดาน หินทรายแป้ง หินทราย หินชนวน น้ำบาดาลถูกกักเก็บอยู่ภายในรอยแตก แนวแตก รอยเลื่อน และบริเวณที่หินผุ จึงกำหนดให้มีค่า K เท่ากับ 3.59e-05 เมตร/วินาที สำหรับค่าความนำของน้ำผ่านตะกอนท้องน้ำ (Conductance, C) จะคำนวณอัตโนมัติด้วยโปรแกรม Visual MODFLOW

3) ขอบเขตแม่น้ำ (River package) ใช้ข้อมูลระดับน้ำและระดับท้องน้ำเฉลี่ยจากสถานีวัดน้ำท่าลุ่มน้ำคลองอู่ตะเภาและลุ่มน้ำคลองรัตภูมิ กรมชลประทาน จำนวน 6 สถานี (ช่วง พ.ศ. 2547-2550) ส่วนค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านของตะกอนท้องน้ำ, Kz กำหนดให้มีค่าเท่ากับ 1e-06 เมตร/วินาที (อรุณ, 2552)

5.3.2.4 Source and sinks

1) พื้นที่เติมน้ำ (Recharge zone) แบ่งเป็น 4 โซน (รูปที่ 5.4 a) ตามลักษณะการใช้ประโยชน์ที่ดิน และความลาดชันของพื้นที่ ประกอบด้วย พื้นที่ที่ไม่มีการซึมผ่าน ซึมผ่านได้ต่ำซึมผ่านได้ปานกลางและ ซึมผ่านได้สูง ตามลำดับ (อรุณ, 2552) โดยกำหนดอัตราเติมน้ำ (Recharge rate) คิดเป็น 4-12% ของปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปี

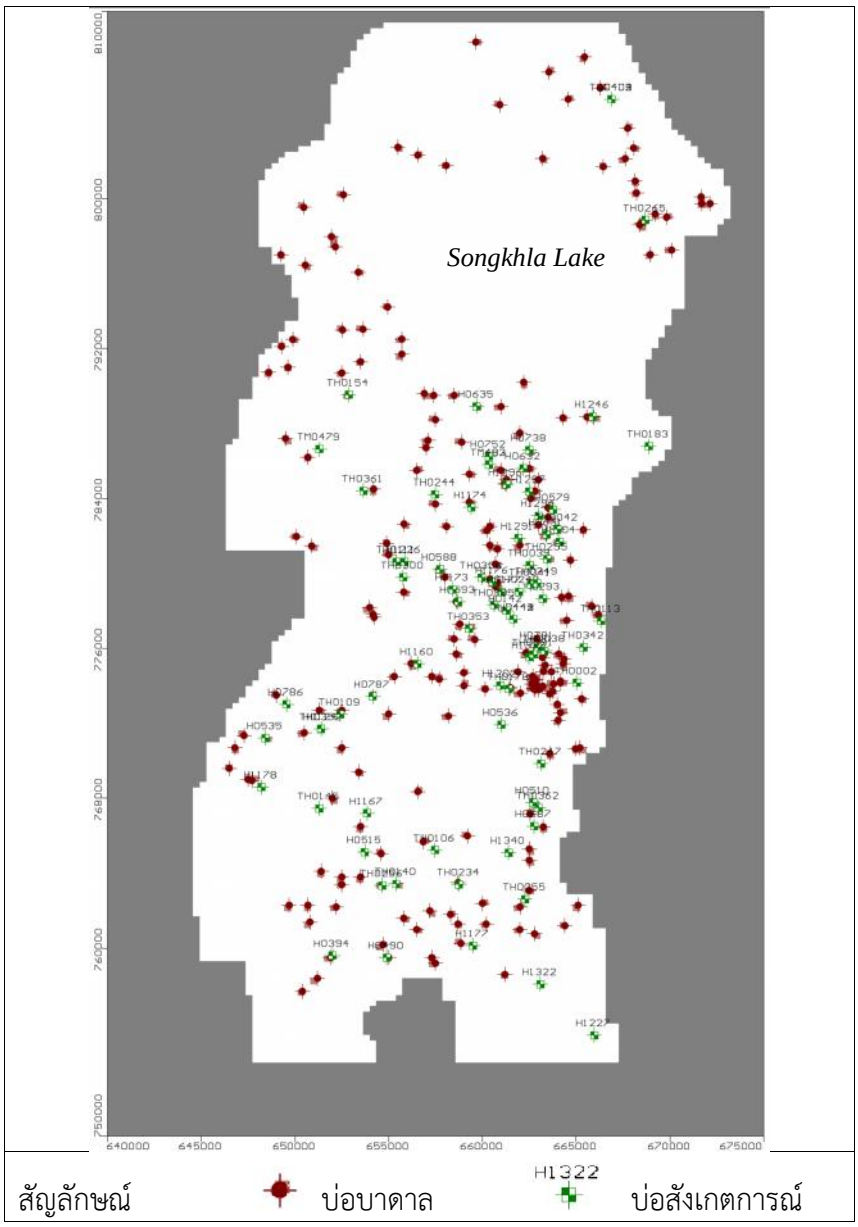
2) การใช้น้ำบาดาล (Groundwater usage) การประเมินการใช้น้ำบาดาล (บทที่ 2) พบว่าพื้นที่ศึกษามีอัตราการใช้น้ำเฉลี่ยประมาณ 21.53 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี



รูปที่ 5.4 (a) พื้นที่เติมน้ำ และ (b) - (f) เงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition) ทั้ง 5 แบบ

5.3.2.5 ข้อมูลนำเข้า (Input data)

ประกอบด้วย ข้อมูลระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ (Observation head) และแรงดันน้ำเริ่มต้น (Initial head) ที่ได้จากการตรวจวัดในสนามจำนวน 80 บ่อ ในช่วงปี พ.ศ. 2545 – 2550 โดยกรมทรัพยากรน้ำบาดาล และอมรรัตน์ (2548) รูปที่ 5.5 แสดงการกระจายตัวของบ่อสังเกตการณ์และบ่อบาดาล



รูปที่ 5.5 บ่อบาดาล (Pumping wells) และบ่อสังเกตการณ์ (Observation wells)

5.3.3 การปรับเทียบแบบจำลอง

5.3.3.1 การปรับเทียบพารามิเตอร์ และการประเมินผล

พารามิเตอร์ที่ปรับเทียบประกอบด้วย ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (K) และอัตราการเติมน้ำ (Recharge rate) ผลการปรับเทียบค่า K แยกตามชั้นน้ำสำหรับแบบจำลองทั้ง 10 แบบ ดังแสดงในตารางที่ 5.5 และ 5.6 ส่วนอัตราการเติมน้ำที่ได้จากการปรับเทียบแบบจำลองแยกตามพื้นที่เติมน้ำ ดังแสดงในตารางที่ 5.7 และ 5.8 เมื่อเปรียบเทียบค่า K ที่ได้จากการปรับเทียบกับค่าจากการสูบทดสอบในสนาม (ตารางที่ 4.1 – 4.3) พบว่า มีความสอดคล้องกัน สำหรับอัตราการเติมน้ำมี

การกระจายค่าอยู่ในช่วงประมาณ 4% ถึง 12% ของปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปี (1,583 มิลลิเมตรต่อปี) (อรุณ, 2552)

ตารางที่ 5.5 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านที่ได้จากการปรับเทียบแบบจำลอง M1

Model layer	ชั้นน้ำ	ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน, K (m/s)				
		M1a	M1b	M1c	M1d	M1e
1	Unconfined semi-confined	5.0×10^{-7} - 2.0×10^{-3}	1.0×10^{-8} - 2.0×10^{-3}	5.0×10^{-8} - 2.0×10^{-3}	1.5×10^{-8} - 2.0×10^{-3}	2.0×10^{-8} - 2.0×10^{-3}
2-4	หาดใหญ่	8.44×10^{-4}	6.59×10^{-4}	7.25×10^{-4}	6.17×10^{-4}	7.14×10^{-4}
5	ดินเหนียว	3.10×10^{-8}	2.1×10^{-8}	2.6×10^{-8}	8.3×10^{-8}	8.5×10^{-8}
6-8	คูเต่า	5.15×10^{-5}	1.75×10^{-5}	9.15×10^{-6}	8.70×10^{-6}	1.41×10^{-5}
9	ดินเหนียว	4.00×10^{-8}	1.0×10^{-8}	2.0×10^{-8}	3.2×10^{-8}	8.0×10^{-9}
10-12	คอหงส์	9.31×10^{-6}	1.32×10^{-5}	1.02×10^{-5}	1.83×10^{-5}	3.2×10^{-5}

ตารางที่ 5.6 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านที่ได้จากการปรับเทียบแบบจำลอง M2

Model layer	ชั้นน้ำ		ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน, K (m/s)				
			M2a	M2b	M2c	M2d	M2e
1	Unconfined semi-confined		1.6×10^{-5} –1.0×10^{-3}	1.73×10^{-5} –1.0×10^{-3}	1.42×10^{-5} –1.0×10^{-3}	1.66×10^{-5} –1.0×10^{-3}	2.3×10^{-5} –1.0×10^{-3}
2-4	หาดใหญ่	Zone 1	9.0×10^{-4}	2.2×10^{-3}	1.0×10^{-3}	1.5×10^{-3}	6.5×10^{-4}
		Zone 2	7.32×10^{-4}	5.35×10^{-4}	9.2×10^{-4}	9.0×10^{-4}	8.2×10^{-4}
		Zone 3	2.0×10^{-5}	7.05×10^{-5}	8.0×10^{-5}	5.11×10^{-5}	8.0×10^{-5}
5	ดินเหนียว		8.00×10^{-8}	4.00×10^{-8}	5.00×10^{-8}	5.00×10^{-8}	5.00×10^{-8}
6-8	คูเต่า	Zone 1	7.65×10^{-5}	6.18×10^{-5}	6.75×10^{-5}	4.44×10^{-5}	5.45×10^{-5}
		Zone 2	5×10^{-5}	1.5×10^{-5}	2.5×10^{-5}	2.1×10^{-5}	8.14×10^{-6}
		Zone 3	2.5×10^{-5}	1×10^{-5}	1×10^{-5}	9.5×10^{-6}	6.5×10^{-6}
9	ดินเหนียว		3.00×10^{-8}	2.00×10^{-8}	3.00×10^{-8}	2.00×10^{-8}	1.00×10^{-8}
10-12	คอหงส์	Zone 1	1.79×10^{-5}	6.9×10^{-5}	9×10^{-5}	3.9×10^{-5}	5.02×10^{-5}
		Zone 2	6.8×10^{-6}	9×10^{-6}	3×10^{-5}	8.22×10^{-6}	6.18×10^{-6}
		Zone 3	2.28×10^{-6}	1.8×10^{-6}	9×10^{-6}	1.32×10^{-6}	5.88×10^{-6}

ตารางที่ 5.7 อัตราการเติมน้ำที่ได้จากการปรับเทียบสำหรับแบบจำลอง M1

Zone	พื้นที่เติมน้ำ (Recharge zonation)	อัตราการเติมน้ำ(มิลลิเมตรต่อปี)				
		M1a	M1b	M1c	M1d	M1e
1	ไม่ซึมผ่าน (Impermeable)	0	0	0	0	0
2	ซึมผ่านได้ช้า (Low permeable)	75	84	88	95	80
3	ซึมผ่านได้ปานกลาง (Moderate permeable)	160	130	140	132	160
4	ซึมผ่านได้เร็ว (High permeable)	210	160	176	185	205

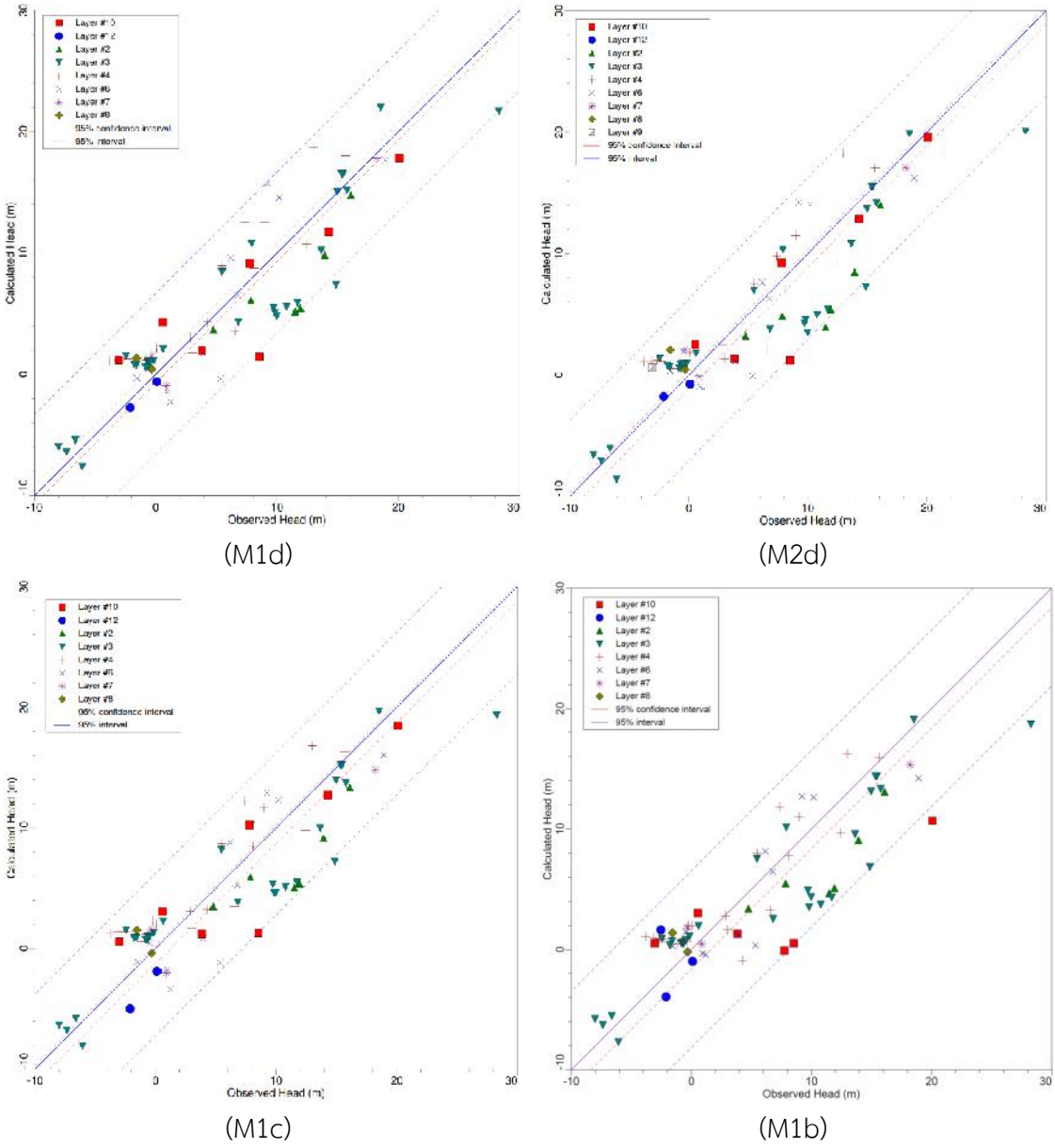
ตารางที่ 5.8 อัตราการเติมน้ำที่ได้จากการปรับเทียบสำหรับแบบจำลอง M2

Zone	พื้นที่เติมน้ำ (Recharge zonation)	อัตราการเติมน้ำ(มิลลิเมตรต่อปี)				
		M2a	M2b	M2c	M2d	M2e
1	ไม่ซึมผ่าน (Impermeable)	0	0	0	0	0
2	ซึมผ่านได้ช้า (Low permeable)	105	75	100	108	104
3	ซึมผ่านได้ปานกลาง (Moderate permeable)	165	150	164	144	154
4	ซึมผ่านได้เร็ว (High permeable)	200	175	182	182	197

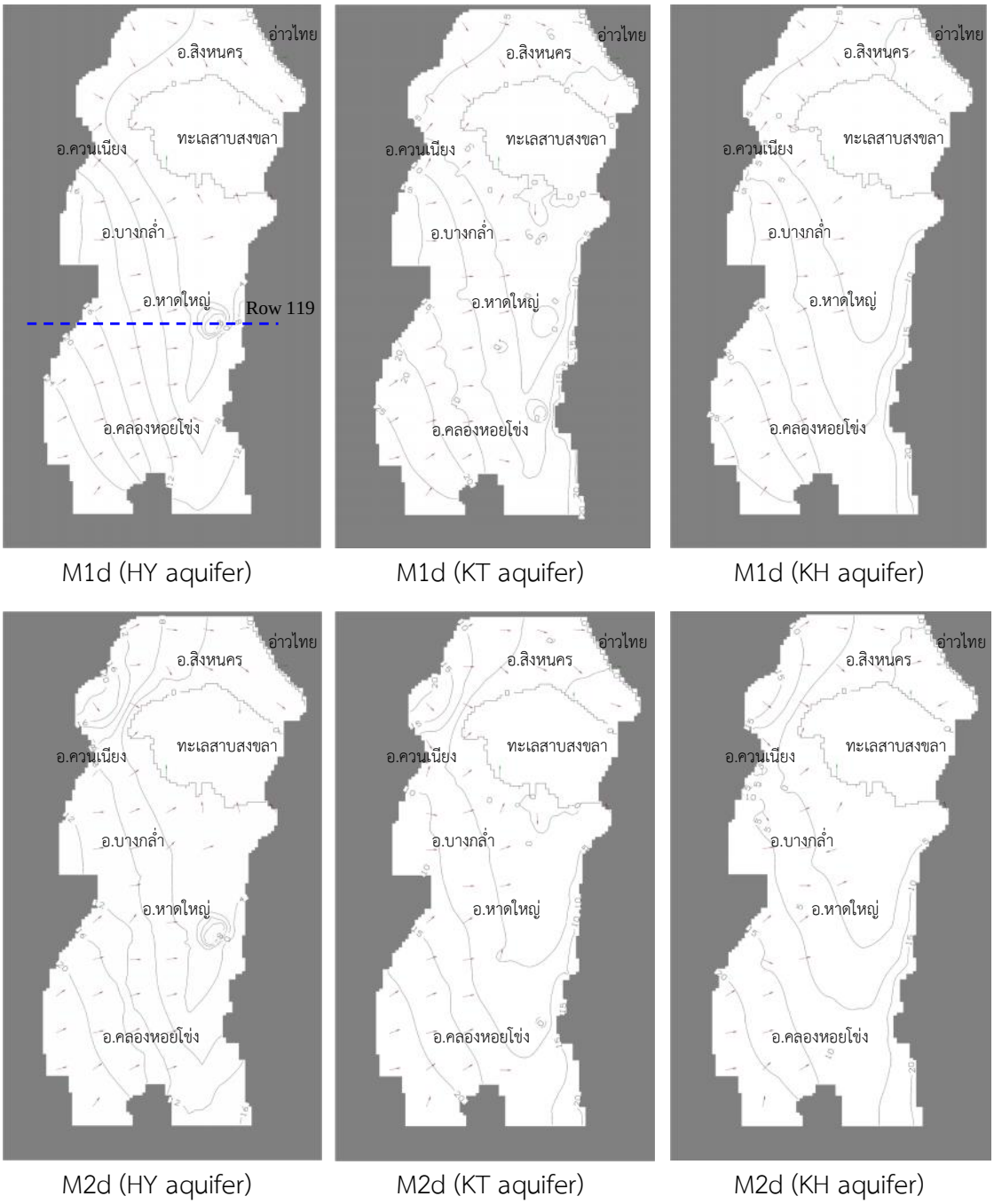
การปรับเทียบแบบจำลองเป็นการประเมินความแตกต่างระหว่างค่าระดับน้ำที่คำนวณได้ (Calculated head) กับค่าที่วัดในสนาม (Observed head) การศึกษานี้จะพิจารณาจากค่า Absolute residual mean (ARM) และ Normalized root mean square (NRMS) (ESI, 2007) โดยกำหนดให้ค่า ARM และ NRMS ต้องมีค่าไม่เกินร้อยละ 10 เมื่อพิจารณาจากข้อมูลระดับน้ำที่ตรวจวัดในสนาม พบว่า ค่าความแตกต่างระหว่างระดับน้ำสูงสุดกับต่ำสุดที่วัดได้ประมาณ 36 เมตร ดังนั้นสำหรับค่า ARM จะต้องมีค่าไม่เกิน 3.60 เมตร ผลการปรับเทียบแบบจำลองทั้ง 10 แบบจำลอง จากจำนวนบ่อสังเกตการณ์ 80 บ่อ ดังแสดงในตารางที่ 5.9 พบว่า แบบจำลอง M1d มีค่า NRMS และ ARM ต่ำสุด เท่ากับ 9.263 เมตร และ 2.778 เมตร ตามลำดับ รูปที่ 5.6 แสดงผลการเปรียบเทียบระดับน้ำที่ได้จากการคำนวณกับค่าที่วัดได้ในสนาม (Scatter plot) รูปที่ 5.7 แสดงแผนที่ระดับแรงดันน้ำบาดาลแยกเป็นชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ และรูปที่ 5.8 แสดงภาพตัดขวางตามแนวทิศตะวันตก-ตะวันออก (บริเวณเมืองหาดใหญ่) ของระดับแรงดันน้ำบาดาลสำหรับแบบจำลองที่มีผลการปรับเทียบดีที่สุด 4 อันดับแรก ได้แก่แบบจำลอง M1d, M2d, M1c, และ M1b ตามลำดับ

ตารางที่ 5.9 ผลการปรับเทียบของแบบจำลองทั้ง 10 แบบ ในสภาวะคงที่

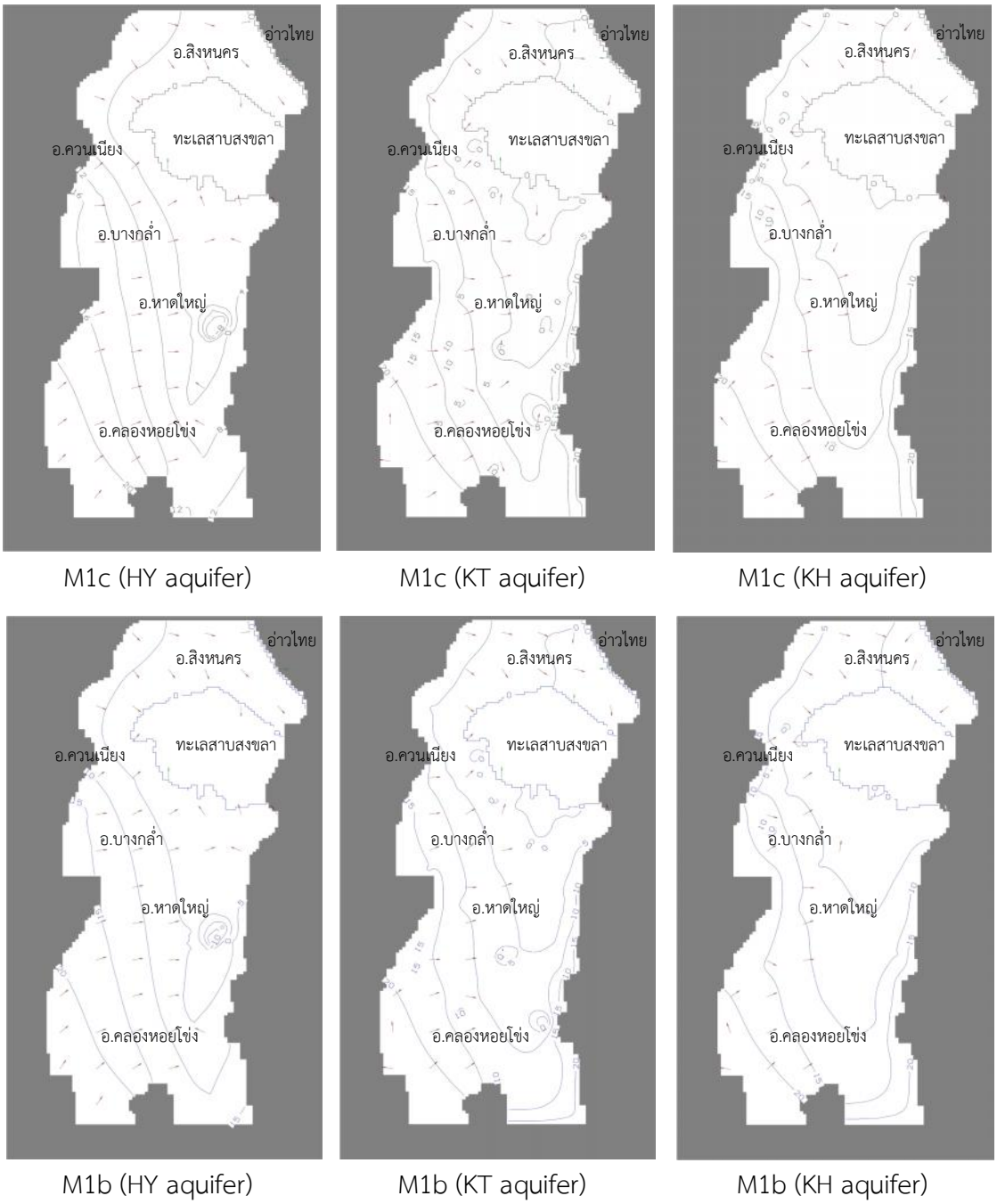
Model	Residual Mean (m)	Absolute Residual Mean, ARM (m)	Standard Error of the Estimate (m)	Root Mean Squared, RMS (m)	Normalized RMS, NRMS (%)	Correlation Coefficient (%)
M1a	-0.716	3.058	0.416	3.493	9.831	0.869
M1b	-0.034	2.919	0.387	3.459	9.531	0.886
M1c	-0.484	2.825	0.377	3.407	9.389	0.893
M1d	**0.312**	**2.778**	**0.374**	**3.362**	**9.263**	**0.895**
M1e	-0.378	3.030	0.421	3.483	9.823	0.863
M2a	0.093	3.225	0.442	3.558	9.907	0.857
M2b	-0.354	2.866	0.393	3.537	9.746	0.882
M2c	0.329	2.912	0.389	3.498	9.638	0.884
M2d	-0.308	2.739	0.378	3.399	9.366	0.891
M2e	-0.669	3.089	0.421	3.527	9.846	0.862



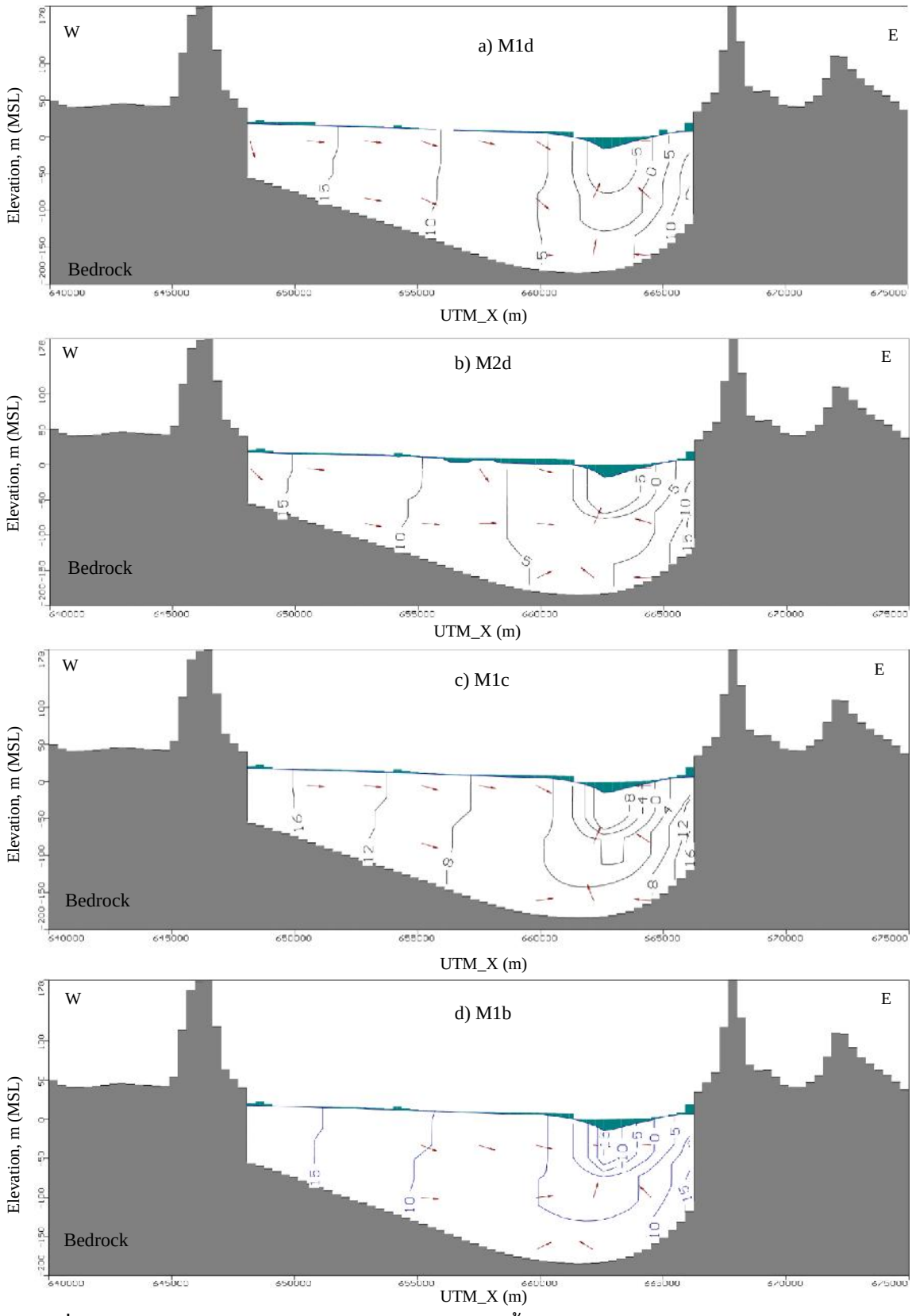
รูปที่ 5.6 Scatter plot เปรียบเทียบระดับน้ำจากการคำนวณกับค่าที่วัดได้ในสนามจากแบบจำลอง M1d, M2d, M1c และ M1b



รูปที่ 5.7 แผนที่ระดับแรงดันน้ำบาดาลสำหรับแบบจำลอง M1d, M2d, M1c และ M1b



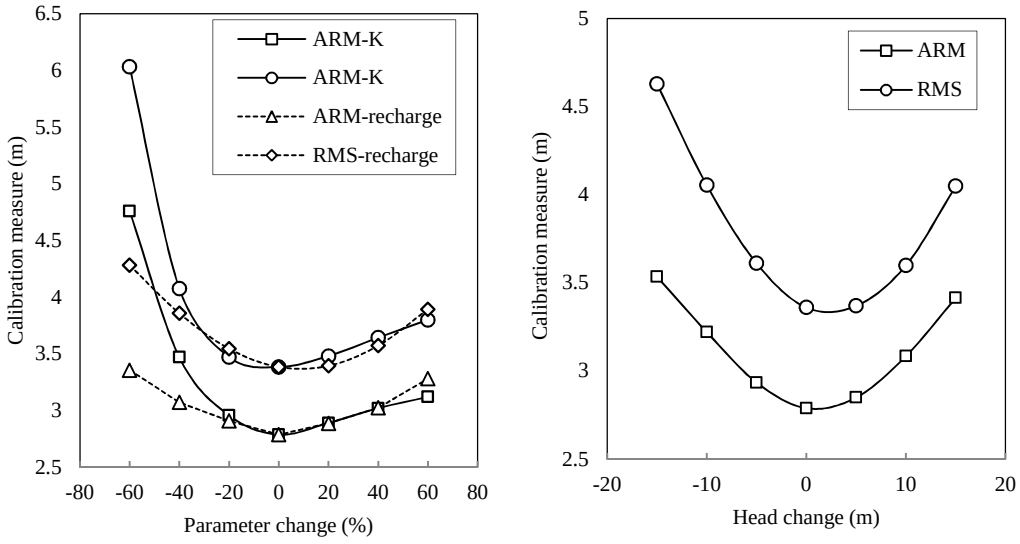
รูปที่ 5.7 แผนที่ระดับแรงดันน้ำบาดาลสำหรับแบบจำลอง M1d, M2d, M1c และ M1b (ต่อ)



รูปที่ 5.8 ภาพตัดขวาง (Row 119) แสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลสำหรับแบบจำลอง M1d, M2d, M1c และ M1b

5.3.3.2 การวิเคราะห์ความอ่อนไหวแบบจำลอง

การวิเคราะห์ความอ่อนไหวแบบจำลอง (Model sensitivity analysis) เป็นการประเมินว่าพารามิเตอร์ใดบ้างที่มีความอ่อนไหวต่อแบบจำลอง ซึ่งในการศึกษานี้ได้วิเคราะห์ความอ่อนไหวของพารามิเตอร์ 3 ค่า ได้แก่ ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (K) อัตราการเติมน้ำ (Recharge rate) และระดับน้ำสำหรับขอบเขตทั่วไป (GHB-head) โดยสำหรับค่า K และอัตราเติมน้ำนั้นจะทำการเพิ่ม-ลดพารามิเตอร์ทั้ง 2 ค่า ครั้งละ 20% ส่วนระดับน้ำบริเวณขอบแอ่งนั้นจะทำการเพิ่ม-ลดค่าทุกๆ 5 เมตร ภายในช่วง ±20 เมตร (Rojas and Dassargues, 2007) จากนั้นพิจารณาค่า Root mean square error (RMS) และ Absolute residual mean (ARM) แล้วนำผลที่ได้มาวิเคราะห์ในรูปของกราฟความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงพารามิเตอร์กับค่า RMS และ ARM ที่ได้ รูปที่ 5.9 (a) แสดงผลการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของแบบจำลอง M1c พบว่า พารามิเตอร์ที่มีผลต่อแบบจำลองมากที่สุด คือ ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน และอัตราการเพิ่มเติมน้ำ ตามลำดับ ส่วนรูปที่ 5.9 (b) แสดงความอ่อนไหวของระดับน้ำที่กำหนดบริเวณขอบแอ่ง



(a) (b)

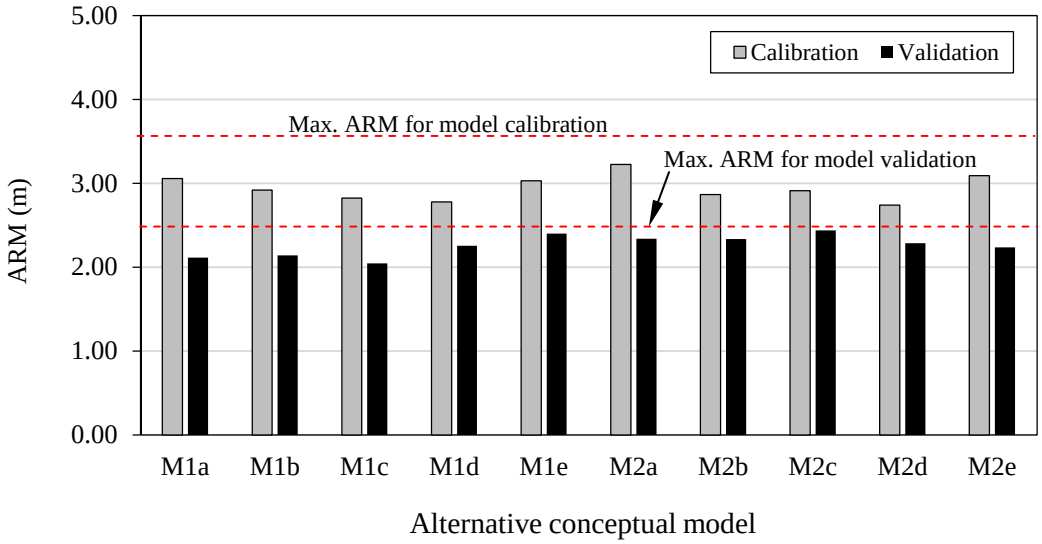
รูปที่ 5.9 การวิเคราะห์ความอ่อนไหว (a) พารามิเตอร์ และ (b) ระดับน้ำสำหรับขอบเขตทั่วไป (GHB) ของแบบจำลอง M1c

5.3.4 การตรวจสอบแบบจำลอง

การตรวจสอบแบบจำลอง (Model validation) เป็นการตรวจสอบแบบจำลองที่ผ่านการปรับเทียบ (Calibration model) ว่าสามารถใช้เป็นตัวแทนของระบบอุทกธรณีวิทยาได้อย่างถูกต้องหรือไม่ โดยการจำลองกับข้อมูลในสนามอีกชุดหนึ่ง ถ้าผลที่ได้จากการจำลองนั้นยอมรับได้โดยไม่ต้องมีการปรับค่าพารามิเตอร์ใหม่ แสดงว่าแบบจำลองนั้นผ่านการตรวจสอบแล้ว (เกรียงศักดิ์, 2543) การศึกษานี้ การตรวจสอบแบบจำลองทำได้โดยใช้ข้อมูลระดับน้ำภาคสนามในช่วงปี 2550- 2551

จากการตรวจวัดโดยกรมทรัพยากรน้ำบาดาลและ อรุณ (2552) จำนวน 27 บ่อ จากนั้นพิจารณาความน่าเชื่อถือของแบบจำลองทั้ง 10 แบบจำลอง ด้วยค่า ARM (Duan et al., 2007; Nettasana, 2012) โดยข้อมูลระดับน้ำที่ตรวจวัดในสนามจากข้อมูลชุดนี้ พบว่า มีค่าความแตกต่างระหว่างระดับน้ำสูงสุดกับต่ำสุดประมาณ 25 เมตร ดังนั้น ถ้าค่า ARM ที่ได้จากการตรวจสอบแบบจำลองมีค่าไม่เกิน 2.50 เมตร (10%) ถือว่าแบบจำลองผ่านการตรวจสอบได้

รูปที่ 5.10 เปรียบเทียบค่า ARM จากผลการปรับเทียบและการตรวจสอบแบบจำลอง พบว่าแบบจำลองทั้งหมดอยู่ในเกณฑ์ที่ยอมรับได้โดยมีค่า ARM น้อยกว่า 2.50 เมตร ทั้งหมด ดังนั้นจึงกล่าวได้ว่า สามารถนำแบบจำลองทั้งหมดไปประเมินความไม่แน่นอนในขั้นตอนต่อไปได้ นอกจากนี้จากผลการตรวจสอบแบบจำลองพบว่า แบบจำลองที่ดีที่สุด ได้แก่ M1c ในขณะที่ M1d เป็นแบบจำลองที่ดีที่สุดในขั้นตอนการปรับเทียบ (มีค่า ARM น้อยที่สุด 2 อันดับแรก) แสดงให้เห็นว่าการเลือกแบบจำลองที่ดีที่สุดจากผลการปรับเทียบอย่างเดียวยังคงมีความไม่แน่นอนอยู่ (Uncertainty)



รูปที่ 5.10 เปรียบเทียบค่า Absolute residual mean (ARM) ระหว่าง Model calibration และ Model validation

5.3.5 Model selection criteria และ model averaging

การประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลด้วยวิธี Multi-model นั้น นักวิจัยส่วนใหญ่นิยมใช้ทั้งวิธี Model selection และ model averaging เช่น วิธี GLUE-BMA, MLBMA-BIC, MLBMA-KIC, AICMA, AICcMA และ modified MLBMA (Poetor and Anderson, 2005; Rojas et al., 2008, 2010a, b; Ye et al, 2008; 2010; Singh et al., 2010; Nettasana, 2012; Tsai, 2010; Pham and Tsai, 2015) โดยการพยายามหาความน่าจะเป็น (Posterior probabilities) ของแบบจำลองที่เสนอแล้วเปรียบเทียบความแตกต่างและผลความไม่แน่นอนที่ได้ พบว่าผลที่ได้มักจะขึ้นอยู่กับรูปแบบวิธีที่เลือกใช้

Poetor and Anderson (2005) แนะนำว่า วิธี AICcMA มีความเหมาะสมในการใช้ประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาล โดยเฉพาะกรณีที่สัดส่วน $n/p < 40$ เมื่อ n คือ จำนวนตัวอย่างที่สังเกตการณ์และ p คือ จำนวนพารามิเตอร์ที่ใช้ในการจำลอง ขณะที่ Tsai and Li (2008); Tsai (2010) และ Singh et al (2010) แนะนำให้ใช้วิธี Variance window-based MLBMA หรือเรียกว่า modified MLBMA (mMLBMA) ในการวิเคราะห์ความไม่แน่นอนเกี่ยวกับปัญหาในการบริหารจัดการน้ำบาดาล รวมถึงปัญหาการรุกล้ำน้ำเค็ม อย่างไรก็ตาม ในการวิเคราะห์ความน่าจะเป็นและจัดอันดับ (Ranking) แบบจำลองเชิงแนวคิดนั้น Singh et al (2010) แนะนำว่าควรวิเคราะห์มากกว่า 1 วิธี ดังนั้น เมื่อพิจารณาความแตกต่างข้างต้นนี้แล้ว ในการศึกษานี้จึงเลือกใช้ทั้งหมด 2 วิธี ประกอบด้วยวิธี AICcMA และวิธี mMLBMA

5.3.5.1 การคำนวณความน่าจะเป็นของแบบจำลอง

การคำนวณความน่าจะเป็นของแบบจำลอง (Posterior model probabilities, $p(M_k|D)$) ด้วยวิธี mMLBMA และ AICcMA นั้น มีขั้นตอนที่สำคัญดังนี้

1) กำหนดให้ความน่าจะเป็นเริ่มต้นของแบบจำลอง (Prior model probability) มีค่าเท่ากันทุกแบบจำลองเท่ากับ ($p(M_k)$=1/10) (Rojas et al., 2008, 2010a, b; Ye et al, 2010; Singh et al., 2010; Nettasana, 2012; Tsai, 2010)

2) คำนวณค่า BIC_k จากสมการ (5.9) และ $AICc_k$ จากสมการ (5.19) สำหรับวิธี mMLBMA และ AICcMA ตามลำดับ ในขั้นตอนนี้พารามิเตอร์ที่สำคัญได้แก่ ค่าความแปรปรวนของค่า Error (จากสมการ (5.11)) ซึ่งประมาณได้จากค่า *SSWR* ที่ได้จากผลการปรับเทียบแบบจำลองในหัวข้อ 5.3.3 สำหรับการกำหนดค่า Weight factor ที่ใช้ในการคำนวณค่า *SSWR* นั้น จะขึ้นอยู่กับความน่าเชื่อถือของค่าระดับปากบ่อบาดาลที่ใช้ในการคำนวณระดับน้ำ โดยกำหนดให้มีค่าเท่ากับ 1 เมื่อค่าระดับได้จากการสำรวจในสนาม และเท่ากับ 0.50 เมื่อจากข้อมูลดิจิตอล เช่น Digital Elevation Model, DEM เป็นต้น (Nettasana, 2012) ทั้งนี้ ค่าระดับปากบ่อบาดาลที่ใช้ในการศึกษานี้ได้มาจากการสำรวจในสนามทั้งหมด (อรุณ, 2552; ธนิต และคณะ, 2552) ดังนั้น จึงกำหนดค่า Weight factor ให้มีค่าเท่ากับ 1

3) คำนวณค่า Δ_k จากสมการ (5.7) และ ΔIC_k จากสมการ (5.17)

4) คำนวณความน่าจะเป็นของทุกแบบจำลอง ($p(M_k|D)$) โดยใช้สมการที่ (5.13) และ (5.21) สำหรับวิธี mMLBMA และ AICcMA ตามลำดับ โดยสำหรับวิธี mMLBMA กำหนดค่า α = 2.12/ $\sqrt{n}$ (n =จำนวนบ่อสังเกตการณ์ =80) ที่ระดับนัยสำคัญ 5% (Tsai, 2010)

ตารางที่ 5.10 แสดงผลการคำนวณความน่าจะเป็นและการจัดอันดับ (Ranking) สำหรับทุกแบบจำลองด้วยวิธี mMLBMA และ AICcMA พบว่า แบบจำลองที่มีค่าความน่าจะเป็นสูงสุดจากทั้ง 2 วิธี ได้แก่ แบบจำลอง M1d ซึ่งเป็นแบบจำลองที่มีผลการปรับเทียบดีที่สุด

ตารางที่ 5.10 ผลการคำนวณความน่าจะเป็นของแบบจำลองโดยใช้วิธี mMLBMA และ AICcMA

Model	M1a	M1b	M1c	M1d	M1e	M2a	M2b	M2c	M2d	M2e
p_k	17	17	17	17	17	23	23	23	23	23
N_k	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80
SSWR (m^2)	1165	969	958	916	1159	1269	1013	991	936	1186
$p(M_k)$ (%)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
ΔAIC_k	19.21	4.46	3.60	0.00	18.78	47.88	29.88	28.09	23.52	42.50
ΔBIC_k	19.21	4.46	3.60	0.00	18.78	52.33	34.33	32.54	27.97	46.94
$p(M_k\|D)_{AICcMA}$ (%)	0.01	8.26	12.75	**78.98**	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$p(M_k\|D)_{mMLBMA}$(%)	4.00	23.25	25.75	**39.57**	4.21	0.08	0.68	0.84	1.45	0.15
AICcMA Rank	5	3	2	**1**	4	10	8	7	6	9
mMLBMA Rank	5	3	2	**1**	4	10	8	7	6	9

5.3.5.2 Multi-Model inference

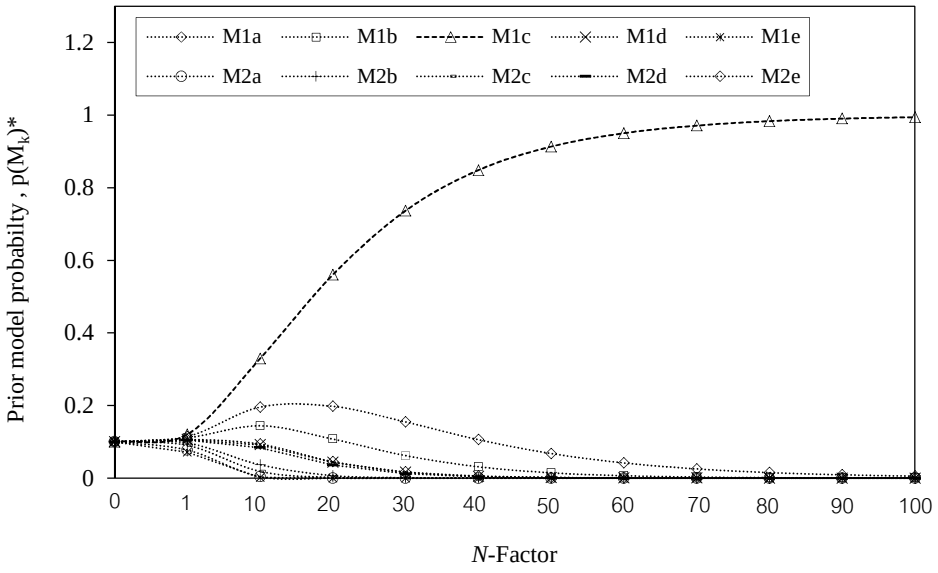
ผลการคำนวณความน่าจะเป็นรวมถึงการจัดอันดับแบบจำลองในตารางที่ 5.10 นั้น คำนวณภายใต้ความน่าจะเป็นเริ่มต้น (Prior probability) ของทุกแบบจำลองเท่ากัน Nettasana (2012) เสนอให้คำนวณค่าความน่าจะเป็นเริ่มต้นใหม่ $p(M_k)^*$ โดยคำนวณจากผลที่ได้ในช่วงการตรวจสอบแบบจำลอง (Model validation period) โดยใช้หลักการของวิธี GLUE ดังสมการ (5.22)

$$p(M_k)^* = \frac{SSWR_k^{*-N}}{\sum_{k=1}^{10} SSWR_k^{*-N}} \tag{5.22}$$

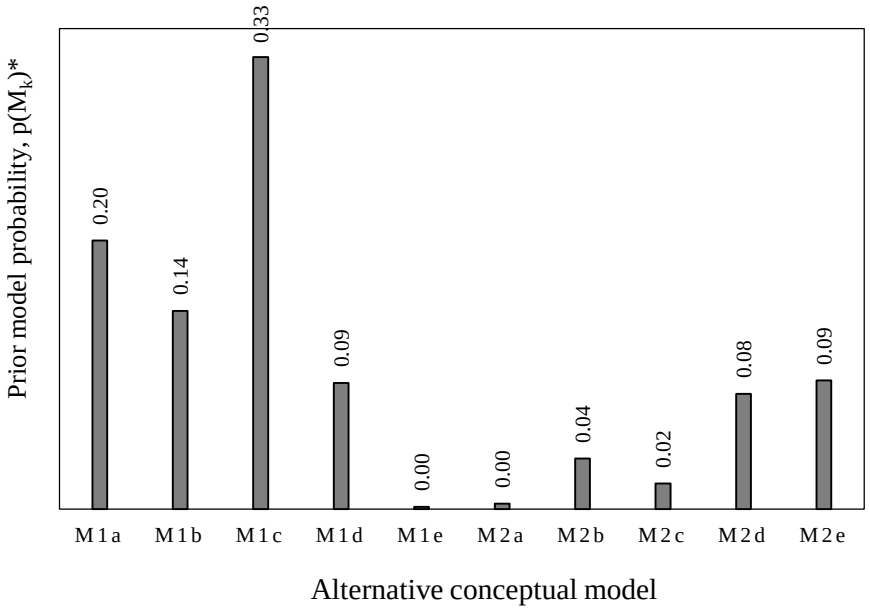
เมื่อ $p(M_k)^*$ คือ ความน่าจะเป็นเริ่มต้นของแบบจำลอง M_k (Unequal prior model probability), $SSWR^*$ คือ Sum of square weight residual สำหรับ Validation models และ N คือ Factor of GLUE method ซึ่งมีค่าตั้งแต่ 0 จนถึง ∞ นั่นคือ ถ้า N=0 ความน่าจะเป็นของแบบจำลองทั้งหมดจะมีค่าเท่ากัน (Equal probability) และ ถ้า N=∞ แบบจำลองที่มีค่า $SSWR$ น้อยที่สุด จะมีค่าความน่าจะเป็น $\approx$1 (Ye et al., 2010) รูปที่ 5.11 แสดงผลการคำนวณความน่าจะเป็นของแบบจำลองเริ่มต้น $p(M_k)^*$ ที่มีค่า N ระหว่าง 0 ถึง 100 พบว่า ที่ N= 10 เป็นจุดที่ความน่าจะเป็นของแบบจำลองส่วนใหญ่มีการเปลี่ยนแปลง (จุดดัดกลับ) ดังนั้น จึงเลือกใช้ค่า N= 10 ในการคำนวณค่า $p(M_k)^*$ ในสมการที่ (5-22)

ผลการคำนวณ $p(M_k)^*$ ดังแสดงในรูปที่ 5.12 พบว่า แบบจำลองที่มีความน่าจะเป็นเริ่มต้นสูงสุดร้อยละ 33 ได้แก่ แบบจำลอง M1c ส่วนแบบจำลองที่มีความน่าจะเป็นเริ่มต้นต่ำสุดร้อยละ 0.2 ได้แก่ แบบจำลอง M1e จากนั้น นำค่า $p(M_k)^*$ ที่ได้ไปคำนวณหาค่าความน่าจะเป็น $p(M_k|D)$ ด้วยวิธี mMLBMA และ AICcMA ใหม่อีกครั้งในสมการ (5.13) และ (5.21) โดยแทนที่ค่า $p(M_k)$ ด้วย

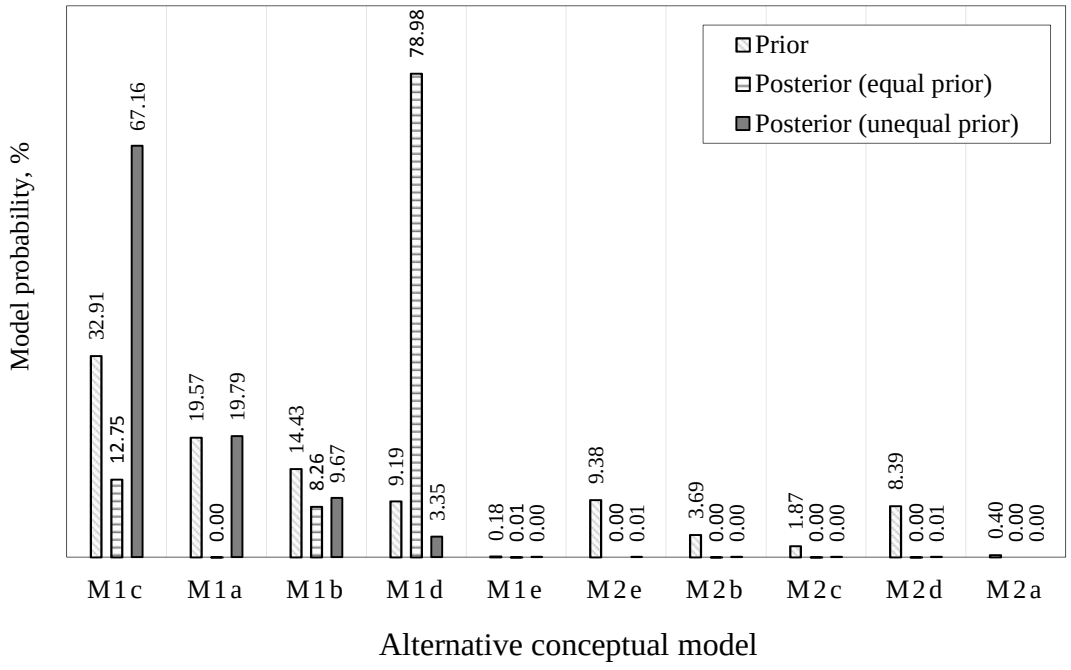
$p(M_k)$* รูปที่ 5.13 เปรียบเทียบผลการคำนวณความน่าจะเป็นระหว่างกรณีใช้ค่าความน่าจะเป็นเริ่มต้นเท่ากัน (Equal prior) และไม่เท่ากัน (Unequal prior) ของทุกแบบจำลอง พบว่า มีความแตกต่างของความน่าจะเป็นอย่างมีนัยสำคัญ เช่น เมื่อพิจารณาเฉพาะวิธี AICcMA แบบจำลอง M1d เป็นแบบจำลองมีค่าความน่าจะเป็นสูงสุดในช่วงปรับเทียบแบบจำลองเท่ากับ 79% เปลี่ยนเป็น 3.35% ในช่วงตรวจสอบแบบจำลอง เป็นต้น ผลที่ได้แสดงให้เห็นถึงความสำคัญของการกำหนดหรือเลือกใช้ค่าความน่าจะเป็นเริ่มต้นของแบบจำลอง



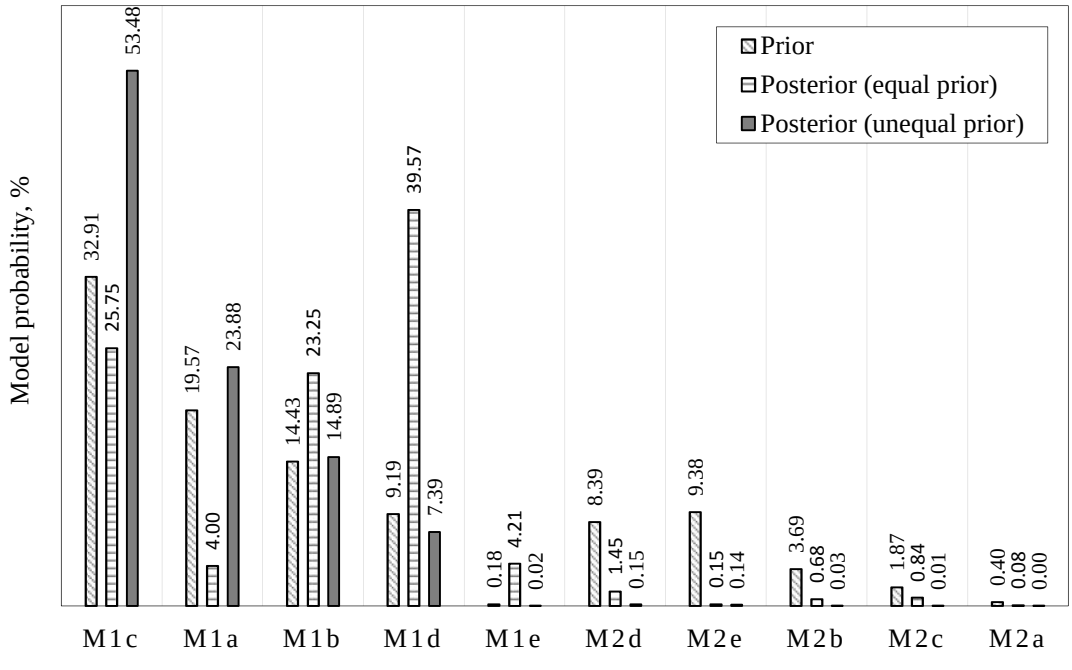
รูปที่ 5.11 Prior model probabilities and *N*-factor



รูปที่ 5.12 ความน่าจะเป็นเริ่มต้นของแบบจำลอง ($p(M_k)$*) จากผลการจำลองของ Model validations (*N*-factor =10)



(a)



(b)

รูปที่ 5.13 ความน่าจะเป็นเริ่มต้น $p(M_k)$* ความน่าจะเป็นเริ่มต้นเท่ากัน (Equal prior) และไม่เท่ากัน (Unequal prior) ของทุกแบบจำลอง (a) วิธี AICcMA และ (b) วิธี mMLBMA

5.3.5.3 การจัดอันดับและเลือกแบบจำลองที่ดีที่สุด

การจัดอันดับแบบจำลองทำได้โดยพิจารณาความน่าจะเป็น $p(M_k|D)$* ในช่วงการตรวจสอบแบบจำลอง (Validation period) นั่นคือ จัดอันดับตามค่าความน่าจะเป็นสูงสุดไปหาต่ำสุด ดังแสดงในตารางที่ 5.11 พบว่า แบบจำลองมีค่าความน่าจะเป็นสูงสุดจากวิธี mMLBMA และ AICcMA เท่ากับร้อยละ 54 และ 67 ตามลำดับ ได้แก่ แบบจำลอง M1c ในขณะที่แบบจำลอง M2c เป็นแบบจำลองมีค่าความน่าจะเป็นต่ำสุด นอกจากนี้ ระดับความสำคัญของแบบจำลองสามารถประเมินได้โดยการใช้ค่า Δ_k (Burnham and Anderson, 2002) มาเป็นเกณฑ์พิจารณา ค่า Δ_k ในตารางที่ 5.11 พบว่า แบบจำลอง M1c และ M1a จัดอยู่ในระดับดีมาก (Very good model, Δ_k <2) ในขณะที่แบบจำลอง M1b และ M1d อยู่ในระดับ Considerably less (Δ_k อยู่ระหว่าง 4-7) ส่วนแบบจำลองที่เหลือจัดได้ว่าไม่มีความจำเป็นในการพิจารณา (Δ_k > 10)

นอกจากนี้ การยืนยันว่าแบบจำลอง M1c เป็นแบบจำลองที่ดีที่สุดนั้น สามารถพิจารณาได้จากค่า Evidence ratio ซึ่งเป็นสัดส่วนระหว่างแบบจำลองที่ดีที่สุดกับแบบจำลองที่กำลังพิจารณา โดย Burnham and Anderson (2002) แนะนำว่า Evidence ratio ของแบบจำลองอันดับที่ 2 (Second best model) ควรมากกว่า 2 เท่า หรือมีค่า Inverted evidence ratio ไม่เกินร้อยละ 50 จึงจะมั่นใจได้ว่าเป็นแบบจำลองที่ดีที่สุด เมื่อค่า Evidence ratio (*ER*) และ Inverted evidence ratio สามารถคำนวณได้จากสมการ (5.23) และ (5.24) ตามลำดับ (Burnham and Anderson, 2002; Poetor and Anderson, 2005)

$$ER = \frac{p_i}{p_j} \tag{5.23}$$

$$InvertedER = \frac{p_j}{p_i} x100\% \tag{5.24}$$

เมื่อ p_i คือ ความน่าจะเป็นของแบบจำลองที่ดีที่สุดและ p_j คือ ความน่าจะเป็นของแบบจำลองที่พิจารณา

Evidence ratio ในตารางที่ 5.11 แสดงให้เห็นว่า ไม่มีแบบจำลองใดเมื่อเทียบกับแบบจำลอง M1c แล้วมีค่า Evidence ratio น้อยกว่า 2 เท่า ในทำนองเดียวกันก็ไม่มีค่า Inverted evidence ratio ที่มีค่าเกินร้อยละ 50 เช่นกัน ผลที่ได้จากการประเมินข้างต้น สามารถสรุปได้ว่าแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุด (The best conceptual model) สำหรับแอ่งหาดใหญ่ในการศึกษานี้ได้แก่ แบบจำลอง M1c นั่นคือ แบบจำลองเชิงแนวคิดที่กำหนดให้ลักษณะชั้นหินอุ้มน้ำเป็นเนื้อเดียวกัน (Homogeneous) และค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน (K) ขึ้นอยู่กับทิศทาง (Anisotropic: $K_x = K_y \neq K_z$) ขอบแอ่งด้านทิศตะวันตก (เทือกเขาบรรทัด) และตะวันออก (เขาคอหงส์) เป็นขอบเขตที่มีการเติมน้ำ (General head boundary) บริเวณอ่าวไทยและทะเลสาบสงขลาฝั่งทิศเหนือของแอ่ง

กำหนดให้เป็นขอบเขตที่มีระดับน้ำคงที่ (Constant head boundary) บริเวณเขาวังชิงฝั่งทิศใต้ กำหนดให้เป็นขอบเขตที่ไม่มีน้ำไหลผ่าน (No flow boundary) คลองอู่ตะเภาและคลองรัตภูมิ กำหนดเป็นขอบเขตแม่น้ำ (River boundary) และปริมาณน้ำไหลเข้าเข้าสู่ระบบได้มาจากการเติมน้ำจากด้านบน (Recharge)

ตารางที่ 5.11 พารามิเตอร์ delta values, posterior model probabilities, evidence ratios, และ inverted evidence ratios

Model	M1a	M1b	M1c	M1d	M1e	M2a	M2b	M2c	M2d	M2e
p_k	17	17	17	17	17	23	23	23	23	23
N_k	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
SSWR (m^2)	182	188	173	196	292	268	215	230	198	196
$p(M_k)$* (%)	19.57	14.43	32.91	9.20	0.18	0.40	3.69	1.87	8.39	9.38
ΔAIC_{k*}	1.40	2.23	0.00	3.44	14.12	22.60	17.90	19.74	14.68	15.39
ΔBIC_{k*}	1.40	2.23	0.00	3.44	14.12	29.50	25.68	27.52	21.58	23.17
$p(M_k\|D)_{AICcMA*}$ (%)	19.80	9.68	67.17	3.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$p(M_k\|D)_{mMLBMA*}$ (%)	23.88	14.89	53.48	7.39	0.02	0.00	0.03	0.01	0.15	0.14
$ER_{AICcMA*}$	3.39	6.94	1.00	20.05	2E+05	6E+06	7E+04	3E+05	6E+03	8E+03
$ER_{mMLBMA*}$	2.24	3.59	1.00	7.23	3E+03	4E+04	2E+03	5E+03	3E+02	4E+02
$InvertER_{AICcMA*}$, %	29	14	100	5	0	0	0	0	0	0
$InvertER_{mMLBMA*}$, %	45	28	100	14	0	0	0	0	0	0
AICcMA* Rank	2	3	**1**	4	5	10	7	8	9	6
mMLBMA* Rank	2	3	**1**	4	5	10	8	9	6	7

5.3.6 การประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองเชิงแนวคิด

ตารางที่ 5.12 แสดงสมดุลน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ในสภาวะคงที่จากจำนวน 10 แบบจำลอง และค่าเฉลี่ย (Model averaged prediction) ในแต่ละองค์ประกอบ (Groundwater component) ซึ่งคำนวณโดยใช้วิธี Model averaging จากสมการที่ (5-25) *(Poeter and Anderson, 2005)*

$$\overline{z}_q = \sum_{k=1}^{K} p_k z'_{q,k} \qquad (5.25)$$

เมื่อ $\overline{z}_q$ คือ ค่าเฉลี่ย (Model averaged prediction)

$z'_{q,k}$ คือ ค่าที่คำนวณได้สำหรับแบบจำลอง k

p_k คือ ความน่าจะเป็นของแบบจำลอง k (Posterior probability) ที่คำนวณได้จากวิธี AICcMA และ mMLBMA (หัวข้อ 5.3.5)

ตารางที่ 5.12 งบดุลน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่สภาวะคงที่

Model	Inflow (m^3/d)					Outflow (m^3/d)				
	Recharge	River leakage	GHB	CHB	Total	Well	River leakage	GHB	CHB	Total
M1a	334,387	29,588	0	3,030	367,005	58,986	186,205	0	121,858	367,049
M1b	261,702	12,751	83,834	3,272	361,559	58,986	198,784	2,940	100,869	361,579
M1c	279,110	23,054	72,056	2,632	376,852	58,986	210,384	3,169	104,366	376,905
M1d	294,854	17,021	64,830	1,739	378,444	58,986	216,685	0	102,814	378,485
M1e	288,150	26,754	32,298	3,441	350,643	58,986	166,946	4,232	120,508	350,672
M2a	328,672	9,921	0	2,112	340,705	58,986	173,168	0	108,551	340,705
M2b	265,470	14,757	96,208	3,260	379,695	58,986	211,943	3,091	105,674	379,694
M2c	274,421	28,818	90,917	3,161	397,317	58,986	228,928	2,921	106,492	397,327
M2d	316,855	16,784	69,661	2,801	406,101	58,986	230,458	0	116,636	406,080
M2e	309,707	14,353	17,347	2,468	343,875	58,986	168,072	4,048	112,724	343,830
$\bar{z}_q$ AICcMA	288,902 (77%)	23,147 (6%)	58,685 (16%)	2,743 (1%)	373,477 (100%)	58,986 (16%)	204,685 (55%)	2,413 (1%)	107,440 (29%)	373,525 (100%)
$\bar{z}_q$ mMLBMA	290,981 (78%)	22,611 (6%)	55,591 15%)	2,757 (1%)	372,370 (100%)	58,986 (16%)	203,317 (55%)	2,140 (1%)	107,942 (29%)	372,384 (100%)

Note: GHB = General head boundary; CHB = Constant head boundary

ในภาพรวมพบว่า งบดุลน้ำในเทอมของค่าเฉลี่ยที่ได้จากวิธี AICcMA และ mMLBMA มีค่าใกล้เคียงกัน นั่นคือ ปริมาณน้ำไหลเข้า (Inflow) โดยเฉลี่ยจากแบบจำลองทั้งหมด ประมาณร้อยละ 78 มาจากการเติมน้ำด้านบน (Recharge) ตามด้วยปริมาณน้ำจากภายนอก (GHB) คลองอู่ตะเภาและคลองรัตภูมิ และทะเลสาบสงขลาประมาณร้อยละ 15, 6, และ 1 ตามลำดับ ส่วนปริมาณน้ำไหลออก (Outflow) โดยเฉลี่ยประมาณร้อยละ 55 ไหลออกสู่คลองอู่ตะเภาและคลองรัตภูมิ (River package) และไหลออกสู่ทะเลสาบสงขลา ไหลออกจากการสูบบ่อบาดาล (Pumping well) และไหลออกด้านข้าง (GHB) ประมาณร้อยละ 27, 18, และ 1 ตามลำดับ คิดเป็นสมดุลน้ำบาดาลในสภาวะคงที่ประมาณ 373,500 ลูกบาศก์เมตรต่อวัน

การศึกษานี้ ความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิด (Conceptual model uncertainty) ที่มีผลต่องบดุลน้ำบาดาล (Groundwater budget) นั้น ทำได้โดยการคำนวณค่าผลต่างเฉลี่ยสัมบูรณ์ (Absolute residual mean) จากสมการ (5-26)

$$\left|\overline{R_q}\right| = \frac{1}{10}\sum_{k=1}^{10}\left|R_k\right| \tag{5.26}$$

$$R_k = Z'_{q,k} - \overline{Z_q} \tag{5.27}$$

ดังนั้น ร้อยละของความไม่แน่นอนขององค์ประกอบน้ำบาดาล q สามารถคำนวณได้จากสมการ (5-28)

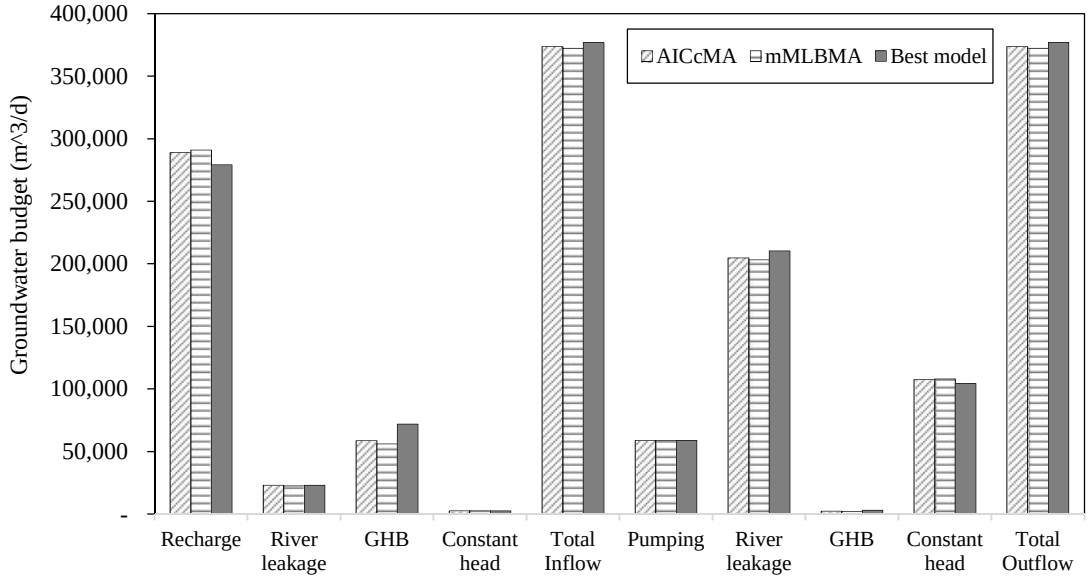
$$U_q = \frac{|\overline{R}|}{\overline{Z_q}} x100\,\% \tag{5.28}$$

เมื่อ $|\overline{R_q}|$ คือ ค่าผลต่างเฉลี่ยสัมบูรณ์ขององค์ประกอบน้ำบาดาล q ที่พิจารณา

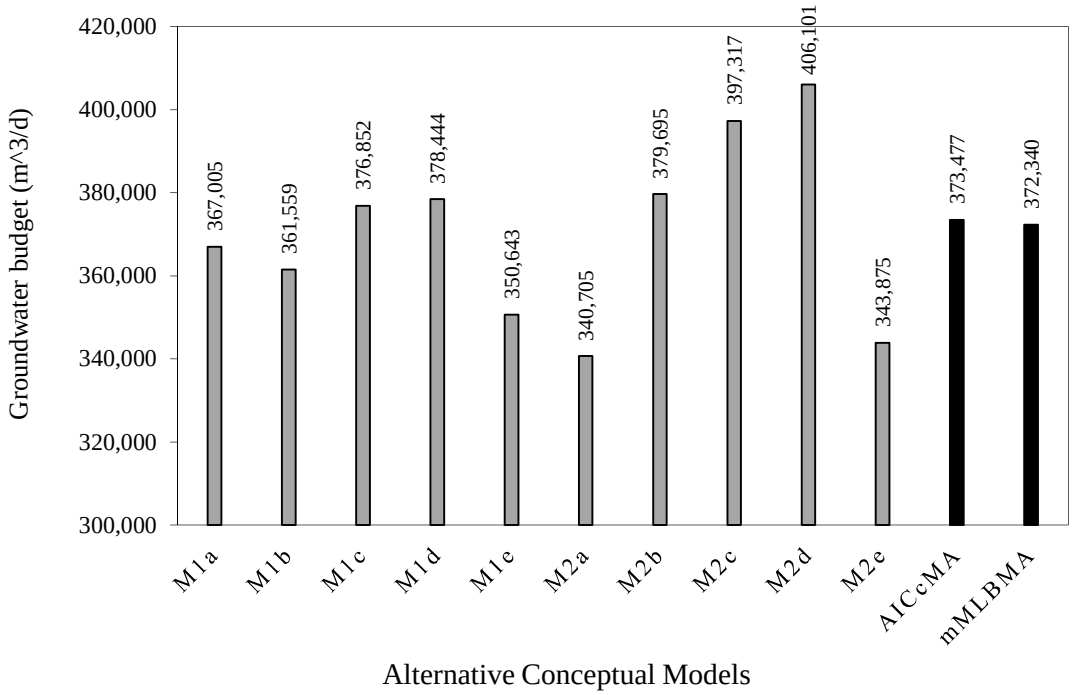
R_k คือ ผลต่างองค์ประกอบน้ำบาดาล q สำหรับแบบจำลอง k

U_q คือ ความไม่แน่นอน (Uncertainty) ขององค์ประกอบน้ำบาดาล q

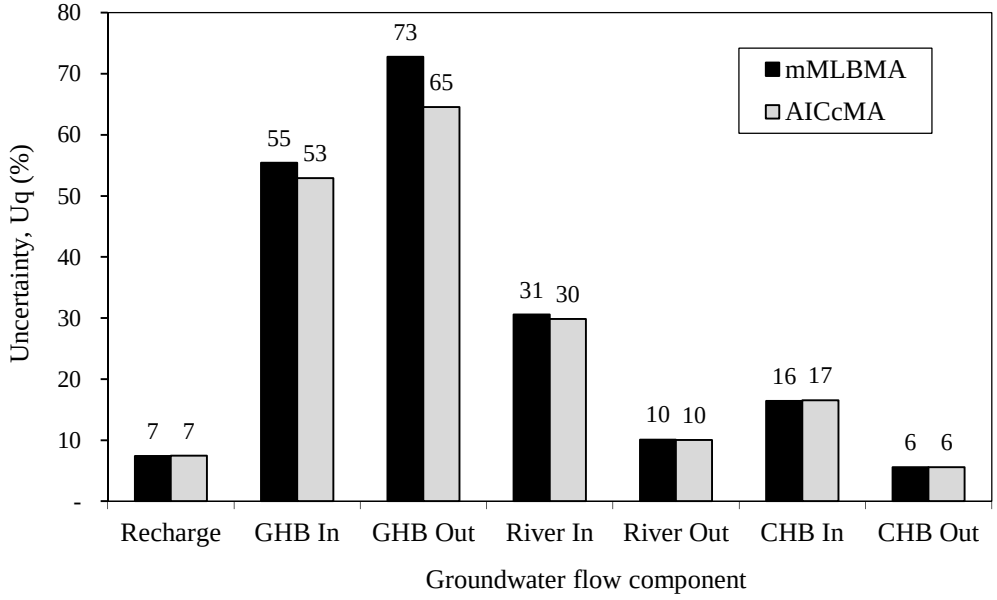
รูปที่ 5.14 เปรียบเทียบงบดุลน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ในทุกองค์ประกอบ (Groundwater component) ที่คำนวณได้จากวิธี AICcMA, mMLBMA และ Best conceptual model (M1c) ส่วนรูปที่ 5.15 เปรียบเทียบงบดุลน้ำบาดาลทั้งหมดสำหรับทุกแบบจำลองและจาก Model averaging พบว่า สมดุลน้ำจากแบบจำลอง M1c มีค่าประมาณ 137.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี ใกล้เคียงกับค่าเฉลี่ยจาก Model averaging นั่นคือประมาณ 376,900 ลูกบาศก์เมตรต่อวัน แสดงให้เห็นถึงความน่าเชื่อถือของแบบจำลอง M1c



รูปที่ 5.14 เปรียบเทียบสมดุลน้ำบาดาลเฉลี่ยที่ได้จากวิธี AICcMA, mMLBMA และ Best conceptual model (M1C)



รูปที่ 5.15 สรุปสมดุลน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ภายใต้สภาวะคงที่



รูปที่ 5.16 การประเมินความไม่แน่นอนในเทอมขององค์ประกอบน้ำบาดาล

รูปที่ 5.16 แสดงผลการประเมินความไม่แน่นอน (Conceptual model uncertainty) ในเทอมขององค์ประกอบน้ำบาดาล (Groundwater component) ที่คำนวณได้จากสมการ (5-28) เปรียบเทียบวิธี AICcMA และ mMLBMA พบว่า มีค่าใกล้เคียงกัน และค่าที่ได้จากวิธี AICcMA มีค่า

ต่ำกว่าเล็กน้อยในบางองค์ประกอบ โดยสรุปอธิบายได้ว่า ความไม่แน่นอนสูงสุดเกิดจากน้ำไหลออกบริเวณขอบแอ่ง (GHB outflow) คิดเป็นประมาณร้อยละ 65 ส่วนปริมาณน้ำไหลออกสู่ทะเลสาบสงขลาและอ่าวไทย (CHB outflow) มีความไม่แน่นอนต่ำสุดประมาณ ร้อยละ 6 ในขณะที่องค์ประกอบอื่นๆ มีความไม่แน่นอน ดังนี้ น้ำไหลเข้าบริเวณขอบแอ่ง (GHB inflow) คิดเป็นร้อยละ 53 น้ำไหลเข้าแม่น้ำ (River inflow) ร้อยละ 30 ไหลเข้าจากทะเลสาบสงขลาและอ่าวไทย (CHB outflow) ร้อยละ 6 น้ำไหลออกสู่แม่น้ำ (River outflow) ร้อยละ 10 และการเติมน้ำ (Recharge) ร้อยละ 7 ตามลำดับ

5.4 สรุปผล

การสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่ที่ผ่านมา ผลการจำลองรวมถึงผลการคาดการณ์ (Prediction) ที่ได้นั้น ล้วนมาจากการกำหนดแบบจำลองเชิงแนวคิด (Conceptual model) เพียงแบบเดียว ซึ่งอาจก่อให้เกิดการเอนเอียงในเชิงสถิติ (Statistical bias) และความไม่แน่นอน (Uncertainty) ขึ้นได้การประเมินความไม่แน่นอนแบบจำลองน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่ในการศึกษานี้ โดยการเสนอแบบจำลองเชิงแนวคิดที่แตกต่างกันตามรูปแบบการกระจายของค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน (Hydraulic conductivity, K) และเงื่อนไขขอบเขต (Boundary condition) รวมทั้งหมด 10 แบบจำลอง จากนั้นจำลองการไหลในสภาวะคงที่ (Steady state) ด้วยโปรแกรม MODFLOW พร้อมกับทำการปรับเทียบและตรวจสอบยืนยันแบบจำลอง (Calibration and validation) คำนวณความน่าจะเป็น (Posterior probability) ของทุกแบบจำลองด้วยวิธี AICcMA และ mMLBMA จากนั้นทำการประเมินค่าความน่าจะเป็นที่ได้พร้อมจัดอันดับ (Ranking) เพื่อเลือกแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุด (Best conceptual model)

ผลการจำลองการไหลในสภาวะคงที่พบว่า งบดุลน้ำบาดาลที่ประเมินโดยวิธี Model averaging มีค่าเท่ากับ 376,900 ลูกบาศก์เมตรต่อวัน ปริมาณน้ำไหลเข้า (Inflow) แบบจำลองมากสุดจากการเติมน้ำด้านบน (Recharge) คิดเป็นร้อยละ 78 ส่วนน้ำไหลออก (Outflow) แบบจำลองสูงสุดคิดประมาณร้อยละ 55 สู่คลองอู่ตะเภาและคลองรัตภูมิ (River package) ผลการคำนวณความน่าจะเป็นด้วยวิธี AICcMA และ mMLBMA พบว่า แบบจำลองที่มีค่าความน่าจะเป็นสูงสุดเท่ากับร้อยละ 67 และ 54 ตามลำดับ ได้แก่ แบบจำลอง M1c ดังนั้น แบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุดสำหรับแอ่งหาดใหญ่ ได้แก่ แบบจำลอง M1c นั่นคือ แบบจำลองเชิงแนวคิดที่กำหนดให้ลักษณะชั้นหินอุ้มน้ำแต่ละชั้นน้ำเป็นเนื้อเดียวกัน (Homogeneous) และค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน (K) ขึ้นอยู่กับทิศทาง (Anisotropic) ขอบแอ่งด้านทิศตะวันตก (เทือกเขาบรรทัด) และตะวันออก (เขาคอหงส์) เป็นขอบเขตที่มีการเติมน้ำ (General head boundary) บริเวณอ่าวไทยและทะเลสาบสงขลาฝั่งทิศเหนือของแอ่งกำหนดให้เป็นขอบเขตที่มีระดับน้ำคงที่ (Constant head boundary) บริเวณเขาวังชิงฝั่งทิศใต้กำหนดให้เป็นขอบเขตที่ไม่มีน้ำไหลผ่าน (No flow boundary) คลองอู่ตะเภาและคลองรัตภูมิกำหนดเป็นขอบเขตแม่น้ำ (River boundary) และปริมาณน้ำไหลเข้าเข้าสู่ระบบได้มาจากการเติมน้ำจากด้านบน (Recharge)

ผลการประเมินความไม่แน่นอน (Conceptual model uncertainty) ในเทอมขององค์ประกอบน้ำบาดาล (Groundwater component) พบว่า ความไม่แน่นอนสูงสุดเกิดจากปริมาณน้ำไหลออกบริเวณขอบแอ่ง (GHB outflow) คิดเป็นร้อยละ 65 ส่วนปริมาณน้ำไหลออกสู่ทะเลสาบสงขลาและอ่าวไทย (CHB outflow) มีความไม่แน่นอนต่ำสุดประมาณ ร้อยละ 6 ผลการประเมินที่ได้สะท้อนให้เห็นความสำคัญของการประเมินแบบจำลองเชิงแนวคิดได้อย่างชัดเจน นอกจากนี้แบบจำลองที่ดีที่สุด (M1c) จะถูกนำไปใช้ในการจำลองเพื่อประเมินศักยภาพน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่ในบทถัดไป

บทที่ 6

การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่

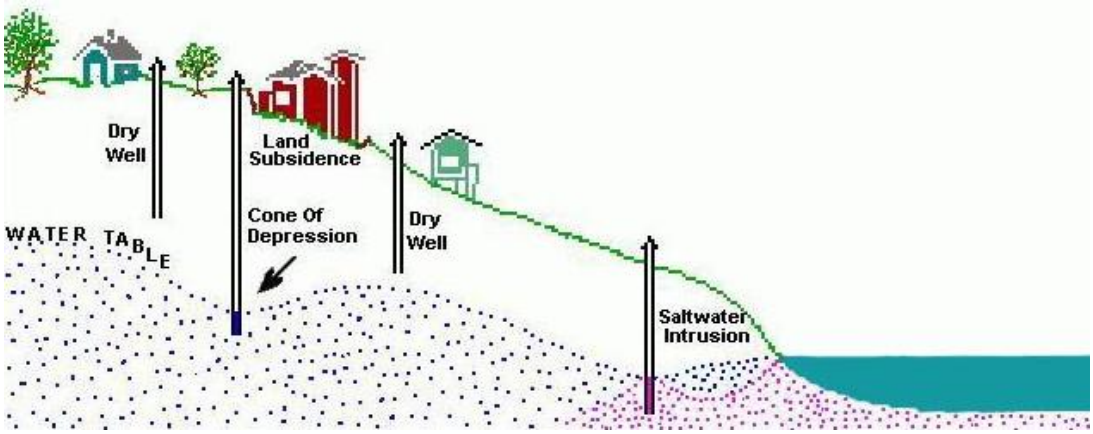
6.1 บทนำ

การเพิ่มขึ้นของประชากร การขยายตัวทางเศรษฐกิจและสังคมในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ทำให้มีความต้องการใช้น้ำในการอุปโภคบริโภค เกษตรกรรม และอุตสาหกรรมเพิ่มมากขึ้น ในขณะที่การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (Climate change) อาจส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำใต้ดินที่ส่วนใหญ่ได้จากการเติมน้ำ (Recharge) สู่ชั้นน้ำบาดาล การสูบน้ำบาดาลมาใช้มากเกินไปอาจทำให้เกิดการลดลงของระดับน้ำใต้ดินได้ ซึ่งหากลดลงมากๆ อาจส่งผลกระทบทั้งในเชิงปริมาณและเชิงคุณภาพได้ ตัวอย่างผลกระทบที่เกิดขึ้นจากการลดลงของระดับน้ำใต้ดิน (รูปที่ 6.1) เช่น สภาพบ่อแห้ง (Dry well) อาจทำให้มีการขุดเจาะบ่อบาดาลลึกลงไปอีกเรื่อย ๆ เป็นผลเสียทำให้ต้องเสียค่าใช้จ่ายมากขึ้น และถ้าระดับน้ำลดลงตลอดเวลาจะทำให้น้ำบาดาลดังกล่าว นำมาใช้ประโยชน์ไม่ได้ เพราะบ่อน้ำบาดาลนั้นหมดสภาพ ปัญหาแผ่นดินทรุด (Land subsidence) เกิดแผ่นดินทรุดตัว เนื่องจากความดันของน้ำในดินที่มีส่วนช่วยพยุงพื้นดินไว้ลดลง ชั้นดินจึงอัดตัวเข้าหากัน ทำให้เกิดการทรุดตัวของพื้นดินได้ ปัญหาการรุกล้ำน้ำเค็ม (Seawater intrusion) เข้ามาแทนที่น้ำจืดทำให้คุณภาพของน้ำบาดาลลดลง เนื่องจากถูกเจือปนด้วยน้ำเค็ม เป็นต้นดังนั้น การกำหนดแนวทางในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลที่เหมาะสมจึงมีความจำเป็นอย่างยิ่งในการบริหารจัดการน้ำบาดาลที่ยั่งยืน

การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลคือ การประเมินหาศักยภาพของแหล่งน้ำบาดาลนั้นๆ ทั้งในเชิงปริมาณและคุณภาพ ว่าจะสามารถพัฒนาขึ้นมาใช้ได้โดยไม่ก่อผลกระทบต่อสิ่งแวดล้อมหรือสามารถใช้ได้อย่างเต็มประสิทธิภาพได้มากน้อยเท่าใด เพื่อเป็นประโยชน์ในการวางแผนพัฒนาแหล่งน้ำบาดาลนั้นๆ ได้อย่างยั่งยืน สำหรับแอ่งหาดใหญ่นั้นได้มีการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลในรูปของอัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) โดยวิธีการใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์บ้างแล้ว (เช่น กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2549 และ อรุณ, 2552) อย่างไรก็ตาม ศักยภาพน้ำบาดาลที่ประเมินได้นั้นขึ้นอยู่กับแนวคิดและเกณฑ์ที่ใช้ในการจำลองรวมถึงการคาดการณ์ในอนาคต และที่สำคัญแบบจำลองที่ถูกใช้ในการประเมินศักยภาพนั้น ยังคงอยู่ภายใต้พื้นฐานของแบบจำลองเชิงแนวคิดเพียงแบบเดียว ดังนั้น แบบจำลอง M1c ซึ่งเป็นแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุดจากการประเมินความไม่แน่นอนในบทที่ 5 จะถูกนำมาใช้ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่

ในการศึกษานี้ ทำการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลภายใต้รูปแบบการใช้น้ำที่เพิ่มขึ้นและปริมาณน้ำฝนที่เปลี่ยนแปลงในอนาคต โดยปริมาณน้ำฝนในอนาคตนั้นได้จากแบบจำลองที่การเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ (Climate change model) โดยมีแนวคิดว่า ถ้าฤดูกาลมีการเปลี่ยนแปลงไปจะส่งผลอย่างไรต่อปริมาณกักเก็บน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ โดยศึกษาเปรียบเทียบผลการจำลองในรูปของสมดุลน้ำ (Water balance) และระดับน้ำ (Head) ที่แตกต่างกันตามเงื่อนไขการปล่อยก๊าซ

เรือนกระจก (Emission scenario) ผลที่ได้จะถูกนำไปประเมินหาอัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) สำหรับแอ่งหาดใหญ่ต่อไป



รูปที่ 6.1 ผลกระทบที่เกิดขึ้นจากการลดลงของระดับน้ำใต้ดิน (Source: U.S. Geological Survey/College of Alameda Physical Geography)

6.2 ทบทวนเอกสาร

6.2.1 แนวโน้มความต้องการน้ำบาดาลในอนาคต

การประเมินความต้องการใช้น้ำบาดาลในอนาคตจากอัตราการเจาะบ่อน้ำบาดาลของหน่วยงานราชการ และภาคเอกชนในช่วงปี พ.ศ.2541-2550 ซึ่งในภาพรวมของประเทศไทยพบว่าแนวโน้มการเจาะบ่อน้ำบาดาลเพิ่มขึ้นในอัตราเฉลี่ย 3.16% ต่อปี และมีแนวโน้มการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นในอัตราเฉลี่ย 5.59% ต่อปี โดยที่บ่อน้ำบาดาลของภาคเอกชนที่มีการเจาะมากที่สุด ซึ่งส่วนใหญ่จะเป็นประเภทบ่อน้ำบาดาลที่ใช้ในกระบวนการผลิตภาคอุตสาหกรรม และภาคราชการจะเน้นไปที่การเจาะบ่อเพื่ออุปโภคบริโภคเป็นหลัก โดยเฉพาะอย่างยิ่งการเจาะบ่อน้ำบาดาลเพื่อการผลิตน้ำประปาหมู่บ้านที่ใช้งบประมาณขององค์การบริหารส่วนท้องถิ่น รวมไปถึงการเจาะบ่อน้ำบาดาลเพื่อแก้ปัญหาภัยแล้งในพื้นที่ขาดแคลนน้ำผิวดิน การใช้น้ำเพื่ออุตสาหกรรมมีแนวโน้มใช้น้ำบาดาลมากขึ้น โดยเฉพาะกลุ่มของโรงงานนอกเขตนิคมอุตสาหกรรม หรือบริเวณที่น้ำประปายังไม่สามารถให้บริการได้ และการใช้น้ำบาดาลยังคงมีบทบาทสำคัญในอุตสาหกรรมการผลิตน้ำดื่ม และอุตสาหกรรมฟอกย้อม ซึ่งใช้น้ำบาดาลเป็นปัจจัยในการผลิต รวมทั้งจังหวัดที่มีแหล่งท่องเที่ยวที่สำคัญของประเทศ มีการก่อสร้างโรงแรม และรีสอร์ทเป็นจำนวนมาก ซึ่งใช้น้ำบาดาลเป็นแหล่งน้ำหลักในการให้บริการ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในจังหวัดที่มีการใช้น้ำบาดาลสูงอยู่แล้ว ซึ่งเป็นจังหวัดที่มีการเติบโตทาง เศรษฐกิจสูงในอันดับต้น ๆ ของประเทศไทย และเป็นจังหวัดที่เป็นหัวเมืองหลักหรือ ศูนย์กลางในแต่ละภูมิภาคก็จะมีแนวโน้มใช้น้ำเพิ่มขึ้นในอนาคตด้วย เช่น จังหวัดกรุงเทพมหานครและปริมณฑล เชียงใหม่ สงขลา ภูเก็ต ขอนแก่น และนครราชสีมา เป็นต้น (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2552)

6.2.2 การเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ

ปัญหาการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศ (Climate change) ส่งผลทำให้ฤดูกาลของของโลกเปลี่ยนแปลงไปโดยทำให้มีช่วงฤดูร้อนที่ยาวนานขึ้น มีฤดูหนาวที่สั้นลง เกิดภาวะแห้งแล้งที่มีความรุนแรงขึ้นในฤดูแล้ง เกิดฝนตกชุกเพิ่มขึ้นในฤดูฝน เป็นต้น การเพิ่มขึ้นหรือลดลงของปริมาณน้ำฝนก็จะส่งผลกระทบต่อกิจกรรมในภาคเกษตรกรรม อุตสาหกรรม ครัวเรือน รวมถึงธุรกิจท่องเที่ยวโดยตรง โดยเฉพาะอย่างยิ่งในช่วงที่ฝนทิ้งช่วง หรือภาวะน้ำแล้ง อาจส่งผลทำให้แหล่งน้ำที่ได้ออกแบบไว้เดิม มีไม่เพียงพอต่อความต้องการ ทำให้กำลังผลิตลดลงตามไปด้วย ผู้ใช้น้ำส่วนใหญ่ก็จะหันมาสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้มากขึ้น ผลกระทบที่ตามมาก็คือ ระดับน้ำบาดาลไม่สามารถคืนสู่ภาวะสมดุลได้ และปริมาณน้ำบาดาลที่เคยสูบได้ในระดับชั้นน้ำบาดาลระดับตื้นก็จะสูบน้ำได้น้อยลง หรือสูบไม่ได้เลย การแพร่ของน้ำเค็ม และกลไกการเติมน้ำตามธรรมชาติก็เปลี่ยนแปลงไป ดังนั้น การบรรเทาปัญหาความขาดแคลนน้ำจึงจำเป็นที่จะต้องเข้าใจถึงสภาพ และแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงของสภาพภูมิอากาศ และผลกระทบต่อการบริหารจัดการน้ำผิวดินและน้ำใต้ดิน (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล , 2552)

การศึกษาผลกระทบจากการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศที่มีต่อทรัพยากรน้ำนั้น มีการศึกษามาแล้วในหลายพื้นที่ เช่น ประเทศอเมริกา (Thompson et al, 2005) ประเทศจีน (Piao et al, 2010) ประเทศออสเตรเลีย (McFarlane et al, 2012; Ali et al, 2012) เป็นต้น โดยรายงานของ Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) ถือว่าเป็นแหล่งข้อมูลหลักของโลกในเรื่องการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศ โดยปัจจุบันเป็นฉบับที่ 5 (IPCC AR5) ซึ่งเป็นการใช้ภาพฉายการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบใหม่ (New emission scenarios) ที่เรียกรวมๆ ว่า Representative Concentration Pathways (RCP) ซึ่งถือเอาความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกเป็นจุดเริ่มต้น แล้วประเมินว่าที่ความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกระดับต่างๆ จะกระทบต่อการเปลี่ยนแปลงภูมิอากาศและกระบวนการที่เกี่ยวข้องอย่างไรบ้าง ภาพฉายการปล่อยก๊าซเรือนกระจกแบบใหม่นี้ จะใช้ชื่อว่า RCP แล้วตามด้วยค่าพลังงานความร้อนระดับต่างๆ ในบรรยากาศที่สัมพันธ์กับความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจก ประกอบด้วย RCP2.6, RCP4.5, RC6, และ RCP8.5 เช่น RCP8.5 สื่อความหมายว่า ค่าพลังงานในบรรยากาศจะเพิ่มเป็น 8.5 วัตต์ต่อตารางเมตรจากยุคอุตสาหกรรมและความเข้มข้นของก๊าซเรือนกระจกมากกว่า 1370 ส่วนในล้านส่วน หลังปี ค.ศ. 2100

6.2.3 อัตราสูบปลอดภัย

นิยามโดยทั่วไปของคำว่า อัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) คือ ปริมาณน้ำซึ่งสามารถสูบมาใช้จากแอ่งบาดาลได้โดยไม่ต่ำกว่าระดับน้ำบาดาลเฉลี่ย อย่างไรก็ตาม มีผู้ให้นิยามของคำว่าอัตราสูบปลอดภัยไว้หลากหลาย ดังแสดงในตารางที่ 6.1 ส่วนคำว่า ปริมาณน้ำที่ยอมให้สูบได้ (Permissible Yield) คือ ปริมาณน้ำที่สามารถสูบขึ้นมาใช้การได้จากการพิจารณาในเรื่องผลประโยชน์ที่จะได้รับกับความเสี่ยงที่เกิดขึ้นของสิ่งมีชีวิตที่อาศัยอยู่ในพื้นที่นั้นและได้ใช้น้ำใต้ดิน อย่างไรก็ตาม อัตราสูบปลอดภัย ณ พื้นที่ใดๆ นั้นอาจไม่คงที่ (Domenico and Schwartz, 1990) นั่นคือ อาจแปรผันไป

ตามปริมาณการเติมน้ำ (Recharge) ที่สัมพันธ์กับปริมาณฝน กล่าวได้ว่า อัตราการเติมน้ำสู่ชั้นน้ำบาดาลในช่วงหน้าฝนย่อมสูงกว่าหน้าร้อน

ตารางที่ 6.1 แนวคิดและนิยามของอัตราสูบปลอดภัย

Author	Concepts and Definition of safe yield
Lee (1915)	ปริมาณน้ำสูงสุดซึ่งสามารถสูบมาใช้ได้อย่างปกติและถาวร โดยที่โดยปราศจากอันตรายอันเนื่องมาจากการลดลงของปริมาณการกักเก็บสำรอง
1923 Meinzer	อัตราที่สามารถสูบออกมาจากชั้นน้ำสำหรับการใช้ในกิจกรรมต่างๆ ของมนุษย์โดยไม่เกิดการลดลงอย่างไม่คืนตัวและที่อัตรานี้ไม่ทำให้เกิดความไม่คุ้มค่าทางเศรษฐศาสตร์
Stuart (1945)	อัตราสูงสุดที่ไม่ทำให้ปริมาณและคุณภาพน้ำบาดาลลดลง
Conkling (1946)	ภายใน 1 ปี อัตราสูบน้ำจะต้อง 1) ไม่เกินอัตราเติมน้ำเฉลี่ยรายปี (Average annual recharge) 2) ระดับน้ำต่ำจนไปเพิ่มค่าใช้จ่ายในการสูบน้ำขึ้นมาใช้ 3) ระดับน้ำไม่ต่ำกว่าระดับที่ส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงคุณภาพน้ำบาดาล
Todd (1959)	ปริมาณน้ำซึ่งสามารถสูบมาใช้จากแอ่งบาดาลเป็นประจำทุกปีโดยไม่ก่อให้เกิดผลที่ไม่พึงประสงค์ (Undesirable result)
Bouwer (1978)	1) อัตราสูบปลอดภัยปกติ (Normal-safe yield) คือ อัตราการเติมเฉลี่ยสู่ชั้นน้ำบาดาลซึ่งไม่เกิดการแทรกซอน (Intrusion) บริเวณใกล้ชายฝั่ง 2) อัตราสูบปลอดภัยเชิงเศรษฐศาสตร์ (Economic-safe yield) คือ อัตราสูบที่ซึ่งน้ำบาดาลสามารถลดลงได้โดยไม่ก่อให้เกิดอันตรายจากบ่อแห้งขอด 3) อัตราสูบปลอดภัยเชิงกฎหมาย (Legal safe yield)คือ อัตราสูบที่ซึ่งเจ้าของบ่อสามารถสูบน้ำบาดาลได้อย่างไม่ผิดกฎหมาย
Sophocleous (1997)	ปริมาณน้ำที่สามารถนำมาใช้ในแอ่งน้ำนั้นๆ ได้โดยไม่ก่อให้เกิดผลกระทบไม่ว่าทางตรงหรือทางอ้อมต่อแหล่งน้ำ คุณภาพน้ำ การทรุดตัวของแผ่นดินและอื่นๆ ทั้งในระยะสั้นและระยะยาว

ดังนั้น อัตราสูบปลอดภัยในช่วงหน้าฝนก็จะมีค่าสูงกว่าหน้าร้อนด้วยเช่นกัน (Chen, 2004) สำหรับแนวทางการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลและอัตราสูบปลอดภัยนั้น สามารถสรุปได้เป็น 3 แนวทางหลัก คือ การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลโดย 1) การคำนวณศักยภาพจากการคืนตัวของระดับน้ำ 2) การคำนวณศักยภาพโดยพิจารณาปริมาณกักเก็บน้ำบาดาล (งบดุลน้ำ) และ 3) การประเมินศักยภาพโดยใช้แบบจำลองน้ำบาดาล ทั้งนี้ การประเมินศักยภาพโดยใช้แบบจำลองน้ำบาดาลนั้น นิยมใช้กันอย่างแพร่หลายในปัจจุบัน เนื่องจากสภาพของน้ำบาดาล มีการเปลี่ยนแปลงตามสภาพของปริมาณฝน ปริมาณการใช้น้ำและปัจจัยอื่นๆ ดังนั้น การนำเอาปัจจัยที่เกี่ยวข้องเหล่านี้มา

พิจารณาโดยอาศัยแบบจำลองน้ำบาดาล จะทำให้การประเมินมีความแม่นยำขึ้น และสามารถประเมินศักยภาพในแต่ละชั้นน้ำภายใต้ภาวะเงื่อนไขต่างๆ ได้ด้วย

6.2.4 งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

Liu et al. (2006) ประเมินสมดุลน้ำบาดาลและอัตราสูบสูงสุดปลอดภัย (Safe yield) ของแอ่งบาดาลในเกาะ Kinmen ประเทศไต้หวันโดยใช้แนวคิดของ Lee (1915) ประเมินโดยวิธี Hill method (Freeze and Cherry, 1979) นั่นคือ เป็นการหาความสัมพันธ์ระหว่างอัตราสูบที่เพิ่มขึ้นกับระยะน้ำลด (Drawdown) โดยพิจารณาจุดที่ไม่เกิดระยะน้ำลด (Drawdown=0) เป็นอัตราสูบสูงสุดปลอดภัย พบว่า มีค่าต่ำกว่าอัตราสูบในปัจจุบันเล็กน้อย แสดงให้เห็นถึงภาวการณ์ใช้น้ำเกินในปัจจุบัน

Henriksen et al. (2008) เสนอแนวทางในการพิจารณาอัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) สำหรับการบริหารจัดการน้ำบาดาลในประเทศเดนมาร์กจำนวน 4 ตัวชี้วัด (Ensemble resource indicators) ประกอบด้วย 1) อัตราสูบสูงสุดเท่า 35% ของอัตราเติมน้ำ 2) อัตราเติมน้ำเพิ่มขึ้นสูงสุดเท่ากับ 35% ของอัตราเติมน้ำตามธรรมชาติ 3) น้ำท่าลดลงเท่ากับ 10% และ 4) Base flow ลดลง 5- 50% โดยกำหนดให้มีการเพิ่มอัตราสูบเท่ากับ 50%, 80%, 100%, 120% และ 150% ของอัตราสูบในปัจจุบัน จากนั้นพิจารณาอัตราสูบที่เกิดขึ้นในแต่ละตัวชี้วัด แล้วเลือกอัตราสูบที่น้อยที่สุดนำไปใช้บริหารจัดการน้ำ

McFarlane et al. (2012) ประเมินผลกระทบจากสภาพภูมิอากาศเปลี่ยนแปลง (Climate change) ช่วงปี 2007-2030 ที่มีต่อน้ำผิวดินและน้ำบาดาลของประเทศออสเตรเลีย การคาดการณ์ความต้องการใช้น้ำในอนาคตขึ้นอยู่กับการขยายตัวทางด้านเศรษฐกิจและการเพิ่มของประชากร ข้อมูลจากรายงานสภาพภูมิอากาศของ IPCC4 ถูกนำมาใช้ในการจำลอง โดยกำหนดให้มีการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศในอนาคตขึ้นอยู่กับการปล่อยก๊าซเรือนกระจก (Greenhouse gas emission) แบ่งเป็น 3 กรณี คือ กรณีที่โลกมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นเท่ากับ 0.7, 1.0, และ 1.3องศาเซนเซียส ตามลำดับ ผลการศึกษาพบว่า ผลจากภาวะโลกร้อนในอนาคตส่งผลให้ปริมาณน้ำผิวดิน (Surface water yield) และน้ำบาดาล (Groundwater yield) ลดลงประมาณ 24% และ 2% ตามลำดับ

การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลโดยใช้แบบจำลองน้ำบาดาลที่ผ่านมาของแอ่งหาดใหญ่สามารถสรุปได้ดังตารางที่ 6.2

ตารางที่ 6.2 การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่ในอดีต

ผู้เขียน	การประเมินศักยภาพ	ผลการศึกษา
กรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2546)	<u>เงื่อนไขการจำลอง (เฉพาะตัวเมืองหาดใหญ่)</u> -ระยะน้ำลดไม่ต่ำกว่า1 เมตร จากพื้นล่างของชั้นน้ำบาดาล -ไม่ให้มีการเปลี่ยนทิศทางการไหลจากทะเลสาบสู่เมืองหาดใหญ่ในช่วงฤดูร้อนเกิน 6 กิโลเมตร และ 2 กิโลเมตร สำหรับชั้นน้ำที่ลึกไม่เกิน 30เมตร และลึกประมาณ 100 เมตร ตามลำดับ <u>กรณีจำลอง (Scenarios)</u> -มีการใช้น้ำเพิ่มขึ้นจากปี 2545 เท่ากับ 2, 3, 4, 6, 8, 10 เท่า	ควรควบคุมอัตราสูบของพื้นที่เมืองหาดใหญ่ไม่ให้เกิน 320, 960, 1280 ลูกบาศก์เมตรต่อวัน สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ
อมรรัตน์ (2548)	<u>เงื่อนไขการจำลอง</u> -ระยะน้ำลดไม่เกิน 2 เมตรในช่วงเวลา 5 ปี (2545-2550) <u>กรณีจำลอง (Scenarios)</u> -มีการใช้น้ำคงที่และเพิ่มขึ้นจากปี 2543 เท่ากับ 2, 3, 5 เท่า ในปี 2550	เมื่อเพิ่มอัตราการสูบน้ำเพิ่มขึ้นมากกว่า 3 เท่าของการใช้น้ำปี พ.ศ. 2543 (50 ล้านลบ.ม./ปี) ในช่วงเวลา 5 ปี ส่งผลให้ระดับน้ำบาดาลลดลงมากกว่า 2 เมตร
กรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2549)	<u>เงื่อนไขการจำลอง</u> ระยะน้ำลดไม่เกิน 5 เมตร และไม่เกิดการการรุกล้ำของน้ำเค็มจากทะเลสาบสงขลาสู่ชั้นน้ำหาดใหญ่อีก 20 ปีข้างหน้า (พ.ศ. 2568)	ปริมาณการใช้น้ำปลอดภัย (Safe yield) เท่ากับ 100 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี
อรุณ (2552)	<u>เงื่อนไขการจำลอง</u> ระดับน้ำบาดาลในชั้นน้ำหาดใหญ่บริเวณเมืองหาดใหญ่ ต้องลดลงไม่เกิน 5เมตร ในช่วงเวลา 20 ปีและปริมาณคลอไรด์ต้องไม่มีการเปลี่ยนแปลงเกิน 50 มิลลิกรัม/ลิตร <u>กรณีจำลอง (Scenarios)</u> -มีการใช้น้ำคงที่ในช่วงเวลา 20 ปี และใช้น้ำเพิ่มขึ้นปีละ 5% และ 10% ในช่วงเวลา 20 ปี	ปริมาณใช้น้ำปลอดภัยของแอ่งหาดใหญ่เท่ากับ 36 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และไม่พบการเปลี่ยนแปลงปริมาณคลอไรด์ที่แสดงถึงการรุกล้ำของน้ำเค็ม
นันทิยา และคณะ (2555)	<u>เงื่อนไขการจำลอง</u> ระดับน้ำบาดาลในชั้นน้ำหาดใหญ่บริเวณเมืองหาดใหญ่ ต้องลดลงไม่เกิน 2, 3, 4, 5 เมตร ในช่วงเวลา 1 ปี <u>กรณีจำลอง (Scenarios)</u> -มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้น 0.1 เท่า ของปริมาณการสูบน้ำในปี 2554	ปริมาณใช้น้ำปลอดภัยของแอ่งหาดใหญ่เท่ากับ 37, 87, 134, 168 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี สำหรับระยะน้ำลด 2, 3, 4, 5 เมตร ตามลำดับ

6.3 การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่

การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่สำหรับการศึกษานี้ โดยการใช้แบบจำลองน้ำดาลในสภาวะคงที่ (Steady state) ที่ดีที่สุดในบทที่ 5 ได้แก่ แบบจำลอง M1c นำมาจำลองในสภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลา (Transient state) ทำการปรับเทียบและตรวจสอบแบบจำลอง จากนั้นนำแบบจำลองที่ได้ไปประเมินศักยภาพน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่ต่อไป

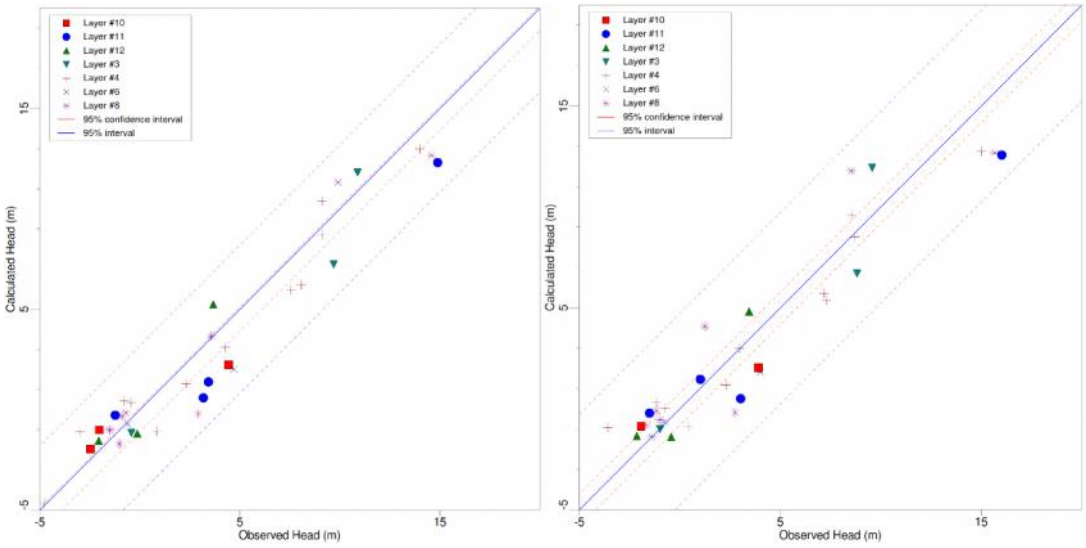
6.3.1 แบบจำลองการไหลในสภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลา

6.3.1.1 Conceptual model and model setup

แบบจำลองเชิงแนวคิดสำหรับแบบจำลอง M1c ประกอบด้วย ขอบแอ่งด้านทิศตะวันตก (เทือกเขาบรรทัด) และตะวันออก (เขาคอหงส์) เป็นขอบเขตที่มีการเติมน้ำ (General head boundary) บริเวณอ่าวไทยและทะเลสาบสงขลาฝั่งทิศเหนือของแอ่งกำหนดให้เป็นขอบเขตที่มีระดับน้ำคงที่ (Constant head boundary) บริเวณเขาวังชิงฝั่งทิศใต้กำหนดให้เป็นขอบเขตที่ไม่มีน้ำไหลผ่าน (No flow boundary) คลองอู่ตะเภาและคลองรัตภูมิกำหนดเป็นขอบเขตแม่น้ำ (River package) และปริมาณน้ำไหลเข้าเข้าสู่ระบบได้มาจากการเติมน้ำจากด้านบน (Recharge) ลักษณะชั้นหินอุ้มน้ำแต่ละชั้นน้ำเป็นเนื้อเดียวกัน (Homogeneous) ระดับน้ำบาดาล (Groundwater head) ที่ได้จากการจำลองในสภาวะคงที่ (Steady state) จะถูกใช้เป็นระดับน้ำเริ่มต้น (Initial head) ส่วนการแจกแจงอัตราการเติมน้ำ (Recharge rate) อยู่ในช่วง 4-10% ของปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปี 2550 (อรุณ, 2552)

6.3.1.2 Model calibration and validation

การปรับเทียบแบบจำลองในสภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลาโดยใช้ข้อมูลระดับน้ำจากบ่อสังเกตการณ์ในปี พ.ศ.2550 จำนวน 35 บ่อ (อรุณ, 2552) ทำการปรับเทียบในช่วงเดือนมกราคม ถึงธันวาคม 2550 ส่วนการตรวจสอบแบบจำลองทำได้โดยการนำแบบจำลองที่ได้จากการปรับเทียบในช่วงปี พ.ศ.2550 มาจำลองการไหลต่อกับข้อมูลในช่วงปี พ.ศ.2551 โดยทั้ง 2 ช่วง จะพิจารณาจากค่า Absolute residual mean (ARM) และ Normalized root mean square (NRMS) (ESI, 2007) ซึ่งกำหนดให้ค่า ARM และ NRMS ต้องมีค่าไม่เกินร้อยละ 10 เมื่อพิจารณาจากข้อมูลระดับน้ำที่ตรวจวัดในสนาม พบว่า ค่าความแตกต่างระหว่างระดับน้ำสูงสุดกับต่ำสุดที่วัดได้ประมาณ 25 เมตร ดังนั้น สำหรับค่า ARM จะต้องมีค่าไม่เกิน 2.50 ผลการปรับเทียบระดับน้ำทั้ง 2 ช่วง ดังแสดงในรูปที่ 6.2 และตารางที่ 6.3 ส่วนคุณสมบัติชลศาสตร์ของชั้นน้ำที่ได้จากการปรับเทียบดังแสดงในตารางที่ 6.4 ซึ่งประกอบด้วย ค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่าน (K) สปส. การกักเก็บจำเพาะ (Specific storage, Ss) สปส.การกักเก็บสำหรับชั้นน้ำไร้แรงดัน (Specific yield, Sy) ความพรุนประสิทธิผล (Effective porosity) และความพรุนทั้งหมด (Total porosity) ตามลำดับ



(a) (b)

รูปที่ 6.2 ผลการปรับเทียบระดับน้ำที่ได้จาก (a) ช่วงปรับเทียบ (Validation period) และ (b) ช่วงตรวจสอบ (Validation period) แบบจำลอง

ตารางที่ 6.3 ผลจากการปรับเทียบระดับน้ำบาดาลในสภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลา

Model	Absolute Residual Mean, ARM (m)	Root Mean Squared, RMS (m)	Normalized RMS, NRMS (%)
Model calibration	1.289	1.516	7.700
Model validation	1.541	1.843	8.41

ตารางที่ 6.4 ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านที่ได้จากการปรับเทียบแบบจำลอง

Model layer	ชั้นน้ำ	K (m/s)		Ss (1/m)	Sy	Eff. Por.	Tot. Por.
		Kx=Ky	Kz				
1	Unconfined semi-confined	5.0×10^{-8} - 2.0×10^{-3}	5.0×10^{-9} - 2.0×10^{-4}	1.0×10^{-5} -2.0×10^{-3}	0.03-0.30	0.05-0.25	0.30-0.42
2-4	หาดใหญ่	4.23×10^{-5}	4.23×10^{-6}	4.0×10^{-4}	0.25	0.27	0.39
5	ดินเหนียว	6.66×10^{-8}	6.66×10^{-9}	0.002	0.03	0.05	0.45
6-8	คูเต่า	8.45×10^{-6}	8.45×10^{-7}	0.002	0.03	0.05	0.45
9	ดินเหนียว	2.00×10^{-8}	2.00×10^{-9}	2.0×10^{-4}	0.20	0.25	0.30
10-12	คอหงส์	3.02×10^{-6}	3.02×10^{-7}	1.0×10^{-4}	0.20	0.28	0.37

ตารางที่ 6.5 อัตราการเติมน้ำที่ได้จากการปรับเทียบสำหรับแบบจำลอง

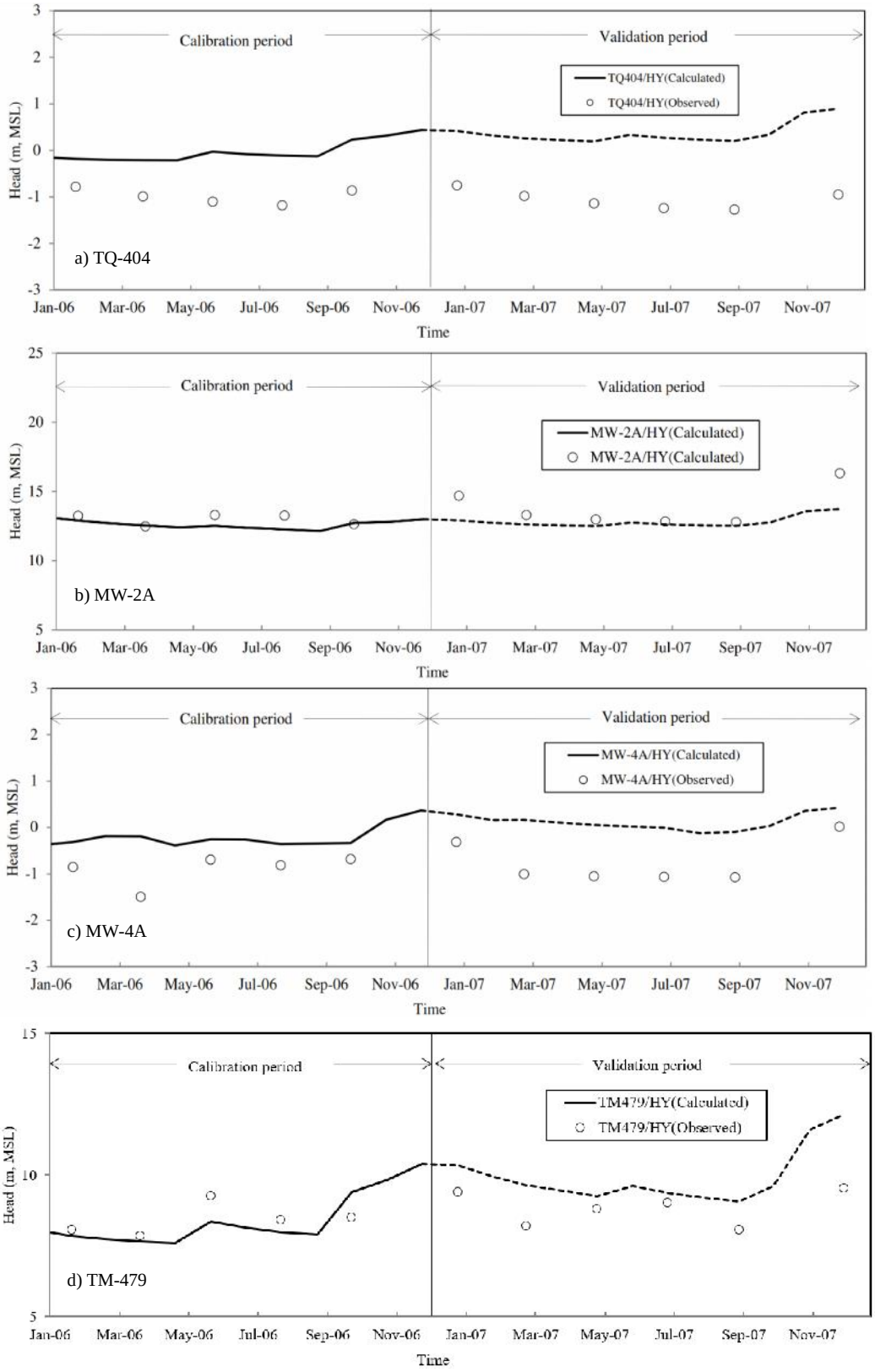
Zone	พื้นที่เติมน้ำ (Recharge zonation)	อัตราการเติมน้ำ(มิลลิเมตรต่อปี)
1	ไม่ซึมผ่าน (Impermeable)	0
2	ซึมผ่านได้ช้า (Low permeable)	75-120
3	ซึมผ่านได้ปานกลาง (Moderate permeable)	135-160
4	ซึมผ่านได้เร็ว (High permeable)	185-210

อัตราการเติมน้ำที่ได้จากการปรับเทียบสำหรับแบบจำลองในสภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลาดังแสดงในตารางที่ 6.5 ส่วนรูปที่ 6.3 แสดงตัวอย่างการเปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลในช่วงปรับเทียบและช่วงตรวจสอบแบบจำลองสำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ จากบ่อสังเกตการณ์ 4 บ่อ ได้แก่ บ่อ TQ-404 (อ.สิงหนคร) MW-2A (บริเวณขอบแอ่ง) MW-4A และ TM-497 (บริเวณกลางแอ่ง) ตามลำดับ

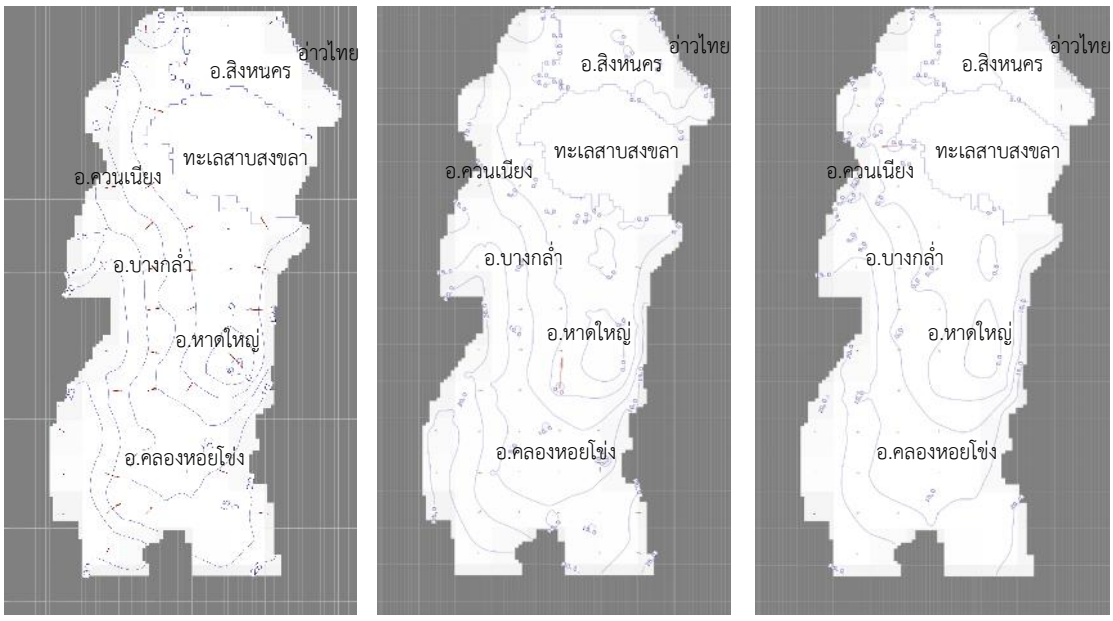
6.3.1.3 งบดุลน้ำบาดาล (Groundwater budget)

งบดุลน้ำบาดาลสำหรับแอ่งหาดใหญ่ที่ได้จากการจำลองในสภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลา (Transient state) ปี พ.ศ. 2550 ดังแสดงในตารางที่ 6.6 โดยเปรียบเทียบปริมาณน้ำที่ไหลเข้าและไหลออกแบบจำลองในรูปของการเปลี่ยนแปลงปริมาณการกักเก็บ (Storage change, ΔS) สามารถอธิบายสมดุลน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ได้ว่า มีปริมาณน้ำไหลเข้าเท่ากับ 33.30 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี โดยได้มาจากการเติมน้ำด้านบน (Recharge) เท่ากับ 29.02 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และไหลเข้าบริเวณขอบแอ่ง (GHB) เท่ากับ 4.28 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี ส่วนปริมาณน้ำไหลออกเท่ากับ 29.30 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี โดยไหลออกเกิดจากการสูบน้ำไปใช้ ไหลออกทางแม่น้ำและ ไหลสู่ทะเลสาบสงขลาเท่ากับ 21.53, 2.2.32 และ 5.45 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี ตามลำดับ กล่าวโดยสรุปได้ว่า ในช่วงปี พ.ศ. 2550 แอ่งหาดใหญ่มีปริมาณน้ำส่วนเกินที่เพิ่มเข้าไปในปริมาณกักเก็บอีกประมาณ 4 ล้านลูกบาศก์เมตร ซึ่งเป็นปริมาณน้ำที่สามารถพัฒนานำมาใช้ได้โดยไม่สูญเสียสมดุลน้ำ

รูปที่ 6.6 แสดงปริมาณน้ำไหลเข้า-ออกชั้นน้ำหาดใหญ่ ชั้นน้ำคูเต่า และชั้นน้ำคอหงส์เปรียบเทียบในช่วงฤดูร้อนกับฤดูฝน อธิบายได้ว่า ในช่วงฤดูร้อนปริมาณน้ำจะน้อยกว่าช่วงฤดูฝน เนื่องจากไม่มีการเติมน้ำจากน้ำฝน และมีการเติมน้ำเข้าสู่ระบบจากด้านข้างและแม่น้ำมากกว่าในช่วงฤดูฝน เมื่อพิจารณาแยกตามชั้นน้ำ พบว่า ชั้นน้ำหาดใหญ่มีสมดุลน้ำในระบบมากที่สุดรองลงมาคือชั้นน้ำคูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ เช่น ในช่วงฤดูฝนมีสมดุลน้ำเท่ากับ 31.05, 8.19, และ 1.21 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ นอกจากนี้ จากสมดุลน้ำในรูปที่ 6.6 ยังพบว่า อัตราเติมน้ำจากน้ำฝนนั้นถูกเติมเฉพาะชั้นน้ำหาดใหญ่เท่านั้น ส่วนการเปลี่ยนแปลงปริมาณกักเก็บจะเกิดขึ้นในชั้นน้ำหาดใหญ่มากที่สุด โดยเฉพาะในช่วงหน้าร้อน เนื่องจากไม่มีการเติมน้ำจากน้ำฝน ส่วนปริมาณการใช้น้ำทั้งหมดเท่ากับ 21.53 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี หรือคิดเป็นร้อยละ 60, 30, และ 10 สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ

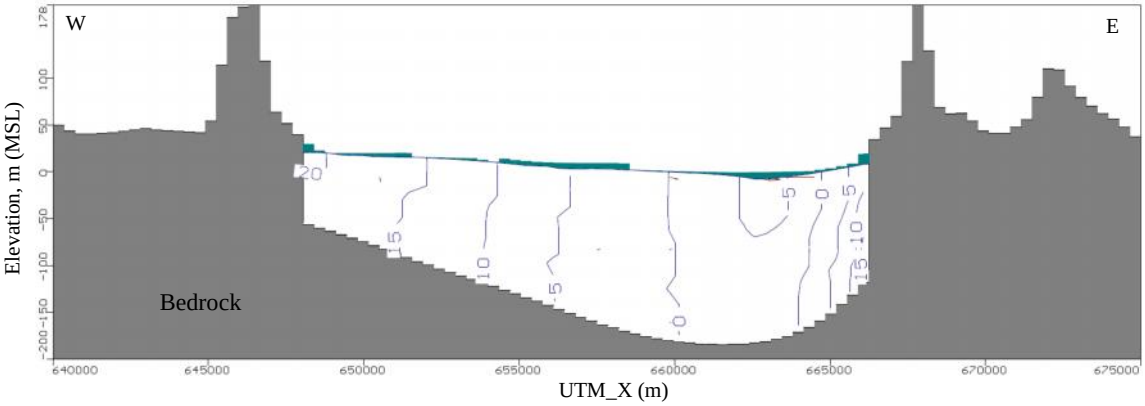


รูปที่ 6.3 เปรียบเทียบระดับน้ำบาดาลในช่วงปรับเทียบและช่วงตรวจสอบแบบจำลองสำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ a) TQ-404, b) MW-2A, c) MW-4a, d) TM-479



ชั้นน้ำหาดใหญ่ (HY aquifer) ชั้นน้ำคูเต่า (KT aquifer) ชั้นน้ำคอหงส์ (KH aquifer)

รูปที่ 6.4 แผนที่ระดับแรงดันน้ำบาดาลที่ได้จากการจำลอง



รูปที่ 6.5 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลตามแนวทิศตะวันตก - ตะวันออก

6.3.2 การจำลองเพื่อประเมินศักยภาพน้ำบาดาล

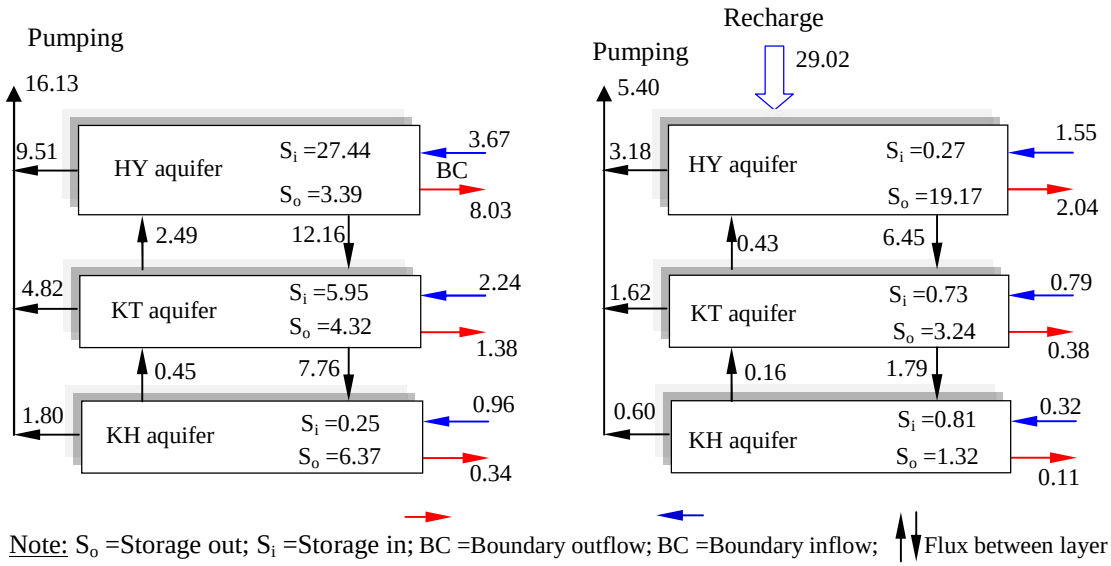
แบบจำลองที่ผ่านการตรวจสอบยืนยันแล้วในหัวข้อ 6.3.1.2 นำมาใช้ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลและอัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) จากข้อมูลการตรวจวัดระดับน้ำบาดาลระหว่าง พ.ศ. 2547-2551 พบว่า ระดับน้ำต่ำจากผิวดิน (Ground surface) โดยเฉลี่ยประมาณ 5 เมตร ในขณะที่ความหนาชั้นน้ำ (Aquifer thickness) เฉลี่ยที่ได้จากการวิเคราะห์ในบทที่ 3 พบว่าพื้นที่ขอบแอ่งและกลางแอ่งจะมีความหนาเฉลี่ยแตกต่างกัน นั่นคือ ประมาณ 20 เมตร สำหรับขอบแอ่ง และประมาณ 30 เมตร สำหรับกลางแอ่ง ตามลำดับ ในขณะที่ข้อมูลความลึกของท่อกรอง

(Screen) บ่อบาดาลในพื้นที่พบว่า อยู่ลึกจากผิวดินน้อยสุดประมาณ 20 เมตร (เฉพาะที่อยู่ในฐานข้อมูลของกรมทรัพยากรน้ำบาดาล) ดังนั้น จากข้อมูลในเชิงพื้นที่ที่สรุปมาข้างต้น สามารถกำหนดเงื่อนไข (Criteria) ในการจำลองทั้งหมดได้ดังนี้

ตารางที่ 6.6 สมดุลน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่สภาวะแปรเปลี่ยนตามเวลา

แหล่ง	ปริมาณการไหลเข้าเฉลี่ย (ล้าน ลบ.ม./ปี)			ปริมาณการไหลออกเฉลี่ย (ล้าน ลบ.ม./ปี)			การเปลี่ยนแปลงปริมาณการกักเก็บ (±ΔS)
	ฤดูร้อน	ฤดูฝน	รวม	ฤดูร้อน	ฤดูฝน	รวม	
Storage	33.64	0.18	33.82	14.09	23.73	37.82	
Constant Head	0.27	0.09	0.36	4.36	1.45	5.81	-5.45
Wells	-	-	-	16.60	4.93	21.53	-21.53
Recharge	-	29.02	29.02	-	-	-	29.02
River Leakage	0.69	0.62	1.31	2.73	0.90	3.63	-2.32
General Head	5.85	1.95	7.80	2.67	0.85	3.52	4.28
Total	**40.45**	**31.86**	**72.31**	**40.45**	**31.86**	**72.31**	**+4.00**

Note: ΔS = Inflow – Outflow



Note: S_o =Storage out; S_i =Storage in; BC =Boundary outflow; BC =Boundary inflow; Flux between layer

รูปที่ 6.6 สมดุลน้ำบาดาลในช่วงฤดูร้อน (ซ้าย) และฤดูฝน (ขวา)

1) ระดับน้ำบาดาลต้องลดลงต่ำจากผิวดินไม่เกิน 15 เมตร หรือยอมให้เกิดระยะน้ำลด (Drawdown) สูงสุดเท่ากับ 10 เมตร ทั้งนี้เพื่อป้องกันปัญหาบ่อแห้งขอด (Dried well) และ

2) ไม่เกิดการเปลี่ยนแปลงทิศทางการไหลเพื่อป้องกันปัญหาการรุกล้ำของน้ำเค็มจากทะเลสาบสงขลาและทะเลอ่าวไทย

การศึกษานี้กำหนดรูปแบบการคาดการณ์ในอนาคตที่แปรผันกับปัจจัย 2 ส่วนคือ ปริมาณการใช้น้ำหรืออัตราสูบ (Pumping usage) และอัตราการเติมน้ำ (Recharge rate) ดังนี้

1. ปริมาณการใช้น้ำหรืออัตราสูบ (Pumping usage)

กำหนดรูปแบบการเปลี่ยนแปลงอัตราสูบน้ำในอนาคตตามแนวโน้มการใช้น้ำในอนาคตออกเป็น 4 กรณี (ตารางที่ 6.7) ประกอบด้วย:

กรณีที่ 1 (P1): มีการใช้น้ำบาดาลเท่ากับอัตราสูบปี 2550 (≈21.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี) คงที่ตลอดช่วงเวลา 30 ปี (2550-2579)

กรณีที่ 2 (P2): มีการใช้น้ำบาดาลเท่ากับอัตราสูบปี 2550 (21.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี) ในช่วง10 ปีแรก (2550-2559) จากนั้นสมมุติให้มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นในช่วง 10 ปีต่อมา (2560-2569) เท่ากับ 1.5 เท่าของอัตราสูบปี 2550 และในช่วง10 ปีสุดท้าย (2570-2579) สมมุติให้มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นเท่ากับ 3 เท่าของอัตราสูบปี 2550

กรณีที่ 3 (P3): มีการใช้น้ำบาดาลเท่ากับอัตราสูบปี 2550 (21.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี) ในช่วง10 ปีแรก (2550-2559) จากนั้นสมมุติให้มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นในช่วง 10 ปีต่อมา (2560-2569) เท่ากับ 3.5 เท่าของอัตราสูบปี 2550 และในช่วง 10 ปีสุดท้าย (2570-2579) สมมุติให้มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นเท่ากับ 7 เท่าของอัตราสูบปี 2550

กรณีที่ 4 (P4): มีการใช้น้ำบาดาลเท่ากับอัตราสูบปี 2550 (21.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี) ในช่วง10 ปีแรก (2550-2559) จากนั้นสมมุติให้มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นในช่วง 10 ปีต่อมา (2560-2569) เท่ากับ 4 เท่าของอัตราสูบปี 2550 และในช่วง10 ปีสุดท้าย (2570-2579) สมมุติให้มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นเท่ากับ 8 เท่าของอัตราสูบปี 2550

2. อัตราการเติมน้ำ (Recharge rate)

กำหนดให้รูปแบบการเปลี่ยนแปลงอัตราการเติมน้ำในอนาคตแปรผันกับปริมาณน้ำฝนแบ่งออกเป็น 2 กรณี (ตารางที่ 6.8) ประกอบด้วย:

กรณีที่ 1 (R1): ปริมาณน้ำฝนในช่วง 10 ปีแรก (2550-2559) คิดจากปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปีที่วัดได้จริงในช่วงนี้ (ตารางที่ 6.9) โดยใช้ค่าเฉลี่ยจากจำนวน 5 สถานีวัดน้ำฝน ได้แก่ สถานีบางกล่ำ สิงหนคร ควนเนียง คอหงส์ และนาหม่อม ส่วนในช่วง 20 ปีข้างหน้า (2560- 2579) สมมุติให้ปริมาณน้ำฝนที่เกิดขึ้นเหมือนกับช่วงปี พ.ศ. 2550- 2559 ทั้งนี้ กำหนดให้น้ำฝนเฉลี่ยรายเดือนมีค่าคงที่ตลอดในช่วง 20 ปี

กรณีที่ 2 (R2): ปริมาณน้ำฝนในช่วง 10 ปีแรก (2550-2559) เหมือนกับกรณีที่ 1 (R1) ส่วนปริมาณน้ำฝนใน 20 ปีข้างหน้า (พ.ศ. 2560- 2579) กำหนดให้แปรผันตามค่าที่คำนวณได้จาก

แบบจำลองภูมิอากาศในอนาคต (Climate change scenario) โดยอ้างอิงข้อมูลจากรายงานโลกร้อนของไอพีซีซี ฉบับที่ 5 (IPPC AR5, 2013) ซึ่งในกรณีนี้ สมมุติให้มีการปล่อยก๊าซเรือนกระจกที่ระดับเท่ากับ RCP8.5 (เมื่อ RCP มีหน่วยเป็นวัตต์ต่อตารางเมตร) ซึ่งเป็นระดับสูงสุดจากรายงานของ IPPC AR5 โดยมีการแจกแจงปริมาณฝนเป็นในช่วงปีที่ 10-20 (2560-2569) และช่วงปีที่ 20-30 (2570-2579) และใช้ค่าน้ำฝนเฉลี่ยจากจำนวน 3 สถานี ได้แก่ สถานีสนามบินหาดใหญ่ คอหงส์ และสถานีสะเดา ปริมาณฝนที่ได้จากแบบจำลองสภาพอากาศ MIROC5 (Model for Interdisciplinary Research On Climate) ดังแสดงในตารางที่ 6.9

ดังนั้น เมื่อรวมเงื่อนไขหมดเข้าด้วยกัน จะได้แบบจำลองที่ใช้สำหรับการคาดการณ์ (Model prediction) จำนวน 8 แบบจำลอง ประกอบด้วย แบบจำลอง P1R1, P1R2, P2R1, P2R2, P3R1, P3R2, P4R1, และ P4R2 ตามลำดับ

ตารางที่ 6.7 Groundwater pumping scenarios

Case	อัตราสูบ (Mm^3/yr)			หมายเหตุ
	พ.ศ. 2550-2559	พ.ศ. 2560-2569	พ.ศ. 2570-2579	
P1	21.5	21.5	21.5	ทั่วแอ่ง
P2	21.5	32 (1.5P1)	64 (3P1)	อัตราสูบคงที่เฉพาะบริเวณเขตเทศบาลนครหาดใหญ่
P3	21.5	75 (3.5P1)	150 (7P1)	
P4	21.5	85 (4P1)	170 (8P1)	อัตราสูบเพิ่มขึ้น 2 และ 4 เท่า เฉพาะบริเวณเขตเทศบาลนครหาดใหญ่และโรงงานอุตสาหกรรม ส่วนบริเวณอื่นเหมือนกับกรณี P3

ตารางที่ 6.8 Recharge scenarios

Case	Recharge scenarios		
	พ.ศ. 2550-2559	พ.ศ. 2560-2569	พ.ศ. 2570-2579
R1	ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปี	ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปีช่วง พ.ศ. 2550-2559	
R2	ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยรายปี	ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยจาก AR5 (RCP 8.5)	ปริมาณน้ำฝนเฉลี่ยจาก AR5 (RCP 8.5)

ตารางที่ 6.9 ปริมาณฝนเฉลี่ยที่ใช้ในการจำลองระหว่าง พ.ศ. 2550-2579

ปี/ เดือน	ม.ค.	ก.พ.	มี.ค.	เม.ย.	พ.ค.	มิ.ย.	ก.ค.	ส.ค.	ก.ย.	ต.ค.	พ.ย.	ธ.ค.	รายปี
*2550-2559	107	25	55	55	86	70	67	93	76	229	413	362	1,638
**2560-2569	19	2	20	24	132	83	101	108	147	228	239	234	1,337
**2570-2579	46	7	71	75	87	81	155	191	195	313	280	204	1,704

*จากกรมอุตุนิยมวิทยา

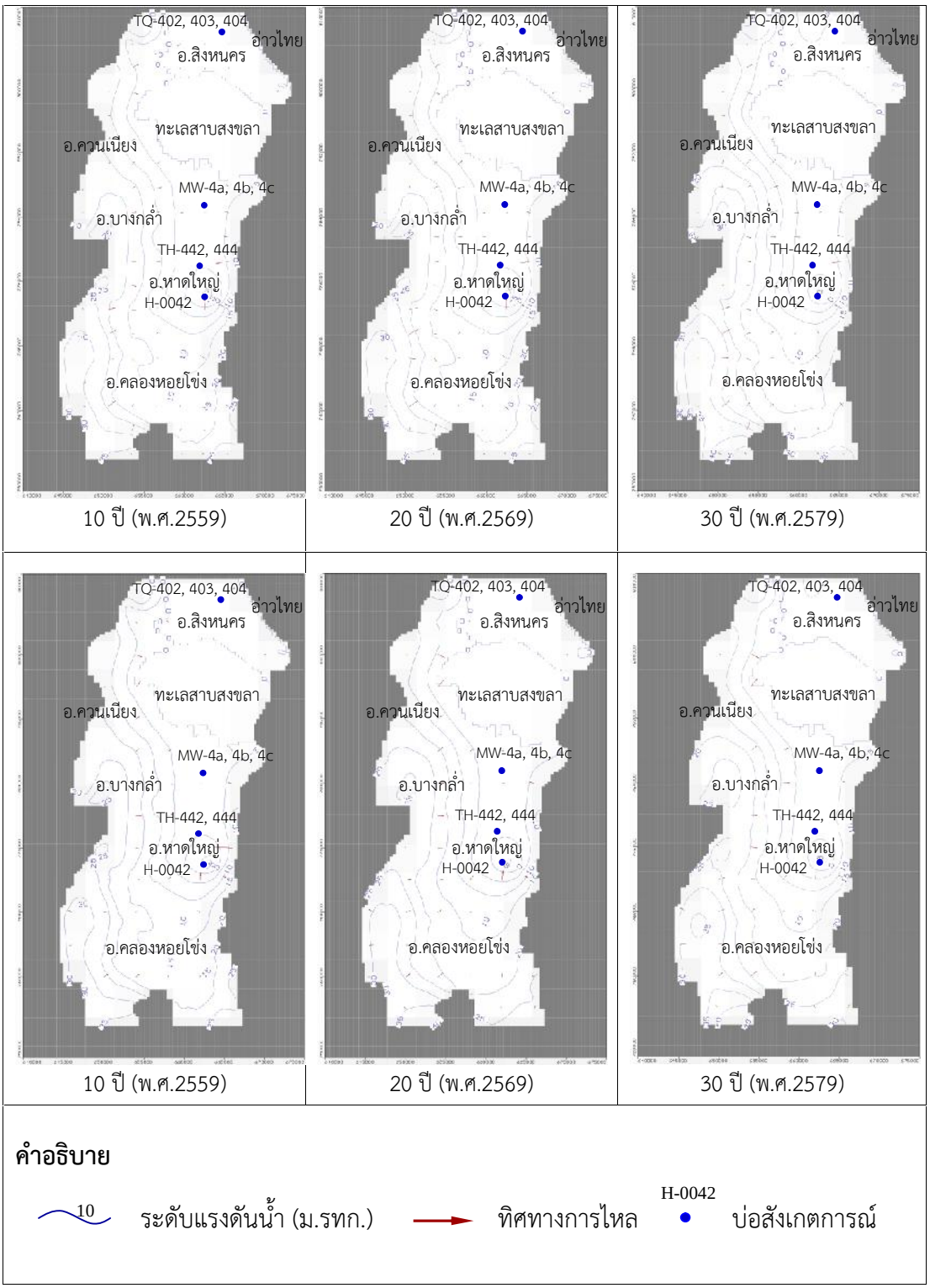
**จากแบบจำลองสภาพอากาศMIROC 5 (IPPC AR5, 2013)

6.3.2.1 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลในช่วง พ.ศ. 2550-2579

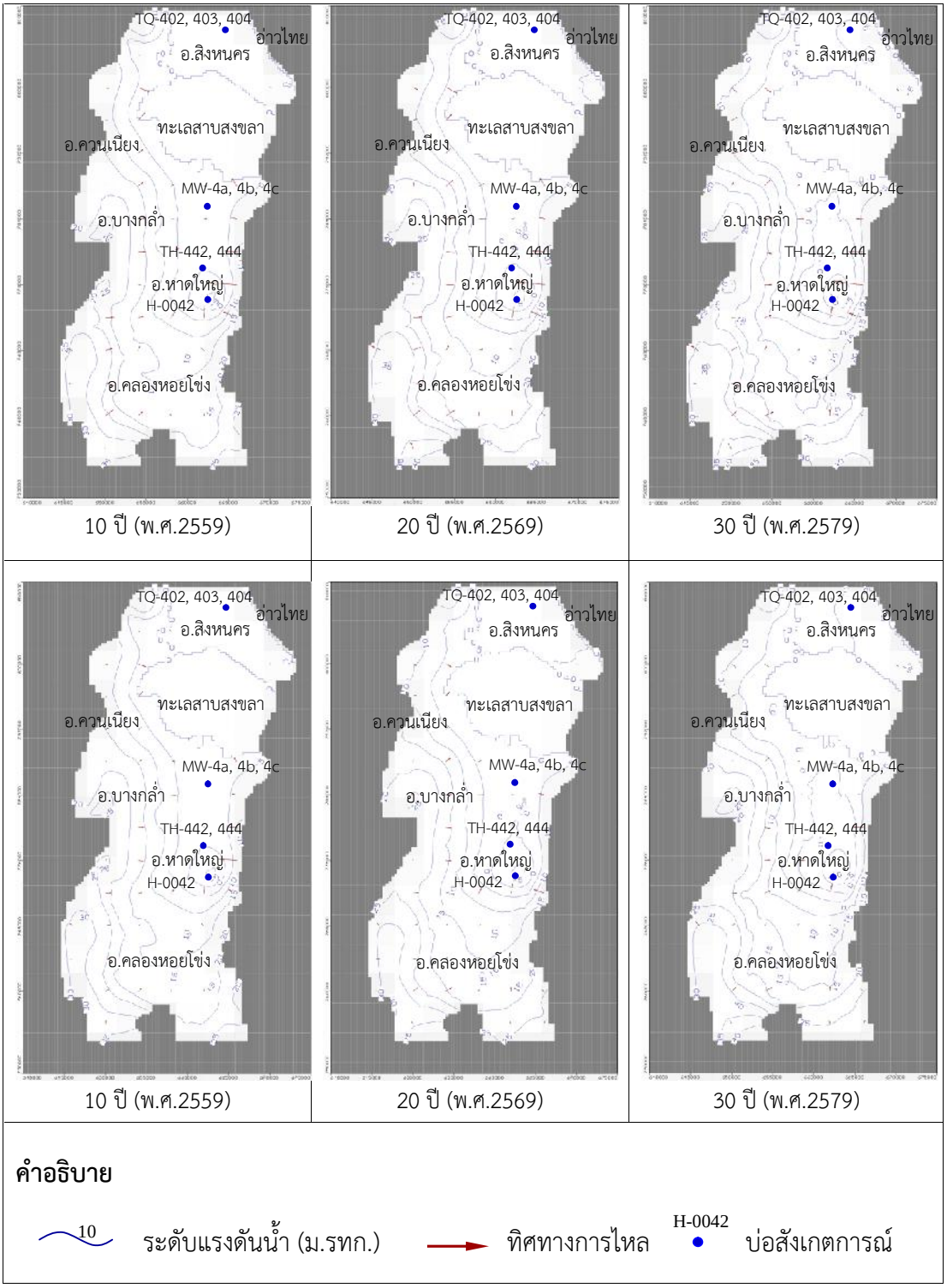
รูปที่ 6.7-6.10 เปรียบเทียบระดับแรงดันน้ำบาดาลและทิศทางการไหลของชั้นน้ำหาดใหญ่ที่เวลาผ่านไป 30 ปี (พ.ศ.2579) ภายใต้เงื่อนไขรูปแบบการใช้น้ำและปริมาณน้ำฝน พบว่า ขอบเขตพื้นที่ที่ระดับน้ำต่ำกว่าระดับน้ำทะเลปานกลางมีการขยายขอบเขตกว้างขึ้นตามอัตราสูบที่เพิ่มขึ้น โดยเฉพาะบริเวณเขตเทศบาลนครหาดใหญ่ จนถึงทะเลสาบสงขลา นอกจากนี้ ยังพบว่ามีการเปลี่ยนแปลงทิศทางการไหลจากทะเลสาบสงขลามาทางเมืองหาดใหญ่อย่างมีนัยสำคัญ เมื่อมีการเพิ่มอัตราสูบตั้งแต่ 3.5 จนถึง 8 เท่า ของอัตราสูบปี 2550 (กรณี P3 และ P4) แสดงให้เห็นถึงความเป็นไปได้ในการเกิดการรุกล้ำของน้ำเค็มภายใต้อัตราสูบนี้ อย่างไรก็ตาม การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำจากการจำลองนั้นพบว่า มีความแตกต่างกันตามพื้นที่ ซึ่งสามารถแยกอธิบายได้เป็น 3 โซน ได้แก่ 1) พื้นที่อำเภอสิงหนคร 2) พื้นที่ใกล้ทะเลสาบสงขลาบริเวณอำเภอบางกล่ำและตำบลคูเต่า อำเภอหาดใหญ่ และ 3) พื้นที่กลางแอ่งบริเวณเขตเทศบาลนครหาดใหญ่ รวมถึงตำบลคลองแห บ้านพรุ อำเภอหาดใหญ่ ในขณะที่พื้นที่อื่น ๆ เช่น อำเภอคลองหอยโข่ง และพื้นที่ขอบแอ่งทิศตะวันตกนั้น ไม่พบการลดลงของระดับน้ำอย่างมีนัยสำคัญ ดังนั้น จึงเลือกใช้ตัวแทนบ่อสังเกตการณ์ของทั้ง 3 พื้นที่ในการอธิบายการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำที่เกิดขึ้น โดยแยกอธิบายออกตามชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ดังนี้

-พื้นที่ใกล้ทะเลสาบสงขลา

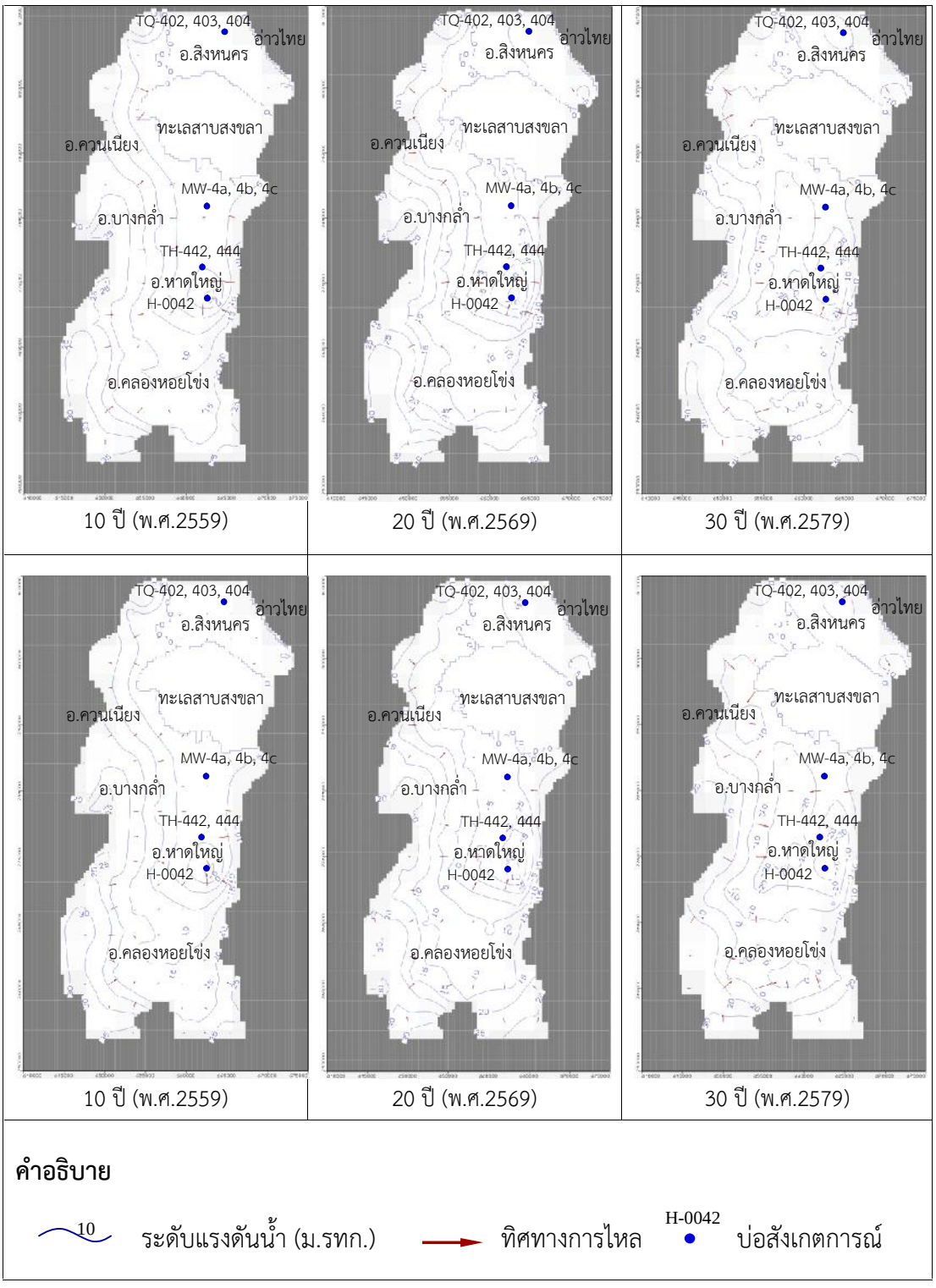
รูปที่ 6.11 แสดงการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลบริเวณพื้นที่ใกล้ทะเลสาบสงขลาสำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ (บ่อ MW-4A) คูเต่า (บ่อ MW-4B) และคอหงส์ (บ่อ MW-4C) ซึ่งทั้ง 3 บ่อ ตั้งอยู่บริเวณฌาปณสถานบ้านหนองหิน ตำบลแม่ทอม อำเภอบางกล่ำ ห่างจากทะเลสาบสงขลามาทางทิศใต้ประมาณ 5 กิโลเมตร และอยู่ใกล้พื้นที่ขอบเขตน้ำกร่อย (Seawater effected boundary) (อรุณและคณะ, 2551) พบว่า ชั้นน้ำหาดใหญ่มีการเปลี่ยนแปลงในทิศทางที่สอดคล้องกับช่วงที่มีการเติมน้ำ (Recharge) นั่นคือ ระดับน้ำจะเพิ่มสูงในฤดูฝน และลดลงในฤดูร้อน และระดับน้ำค่อยๆ ลดลงตามอัตราสูบและเวลาที่เพิ่มขึ้น ในขณะที่ชั้นน้ำคูเต่าและคอหงส์ไม่พบการเปลี่ยนแปลงในทิศทางที่สอดคล้องกับฤดูกาลเหมือนกับชั้นน้ำหาดใหญ่ แสดงให้เห็นอย่างชัดเจนว่า ปริมาณน้ำส่วนใหญ่ของชั้นน้ำหาดใหญ่บริเวณพื้นที่ใกล้ทะเลสาบสงขลามาจากการเติมน้ำจากน้ำฝน เมื่อพิจารณาผลของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ พบว่า ภายใต้เงื่อนไขการปล่อยก๊าซเรือนกระจกที่ระดับความเข้มข้น RCP8.5 ส่งผลให้ระดับน้ำในลดลงอย่างชัดเจนในทุกกรณีและทุกชั้นน้ำ (เทียบกับอัตราการเติมน้ำเฉลี่ย พ.ศ.2550-2559, R1)



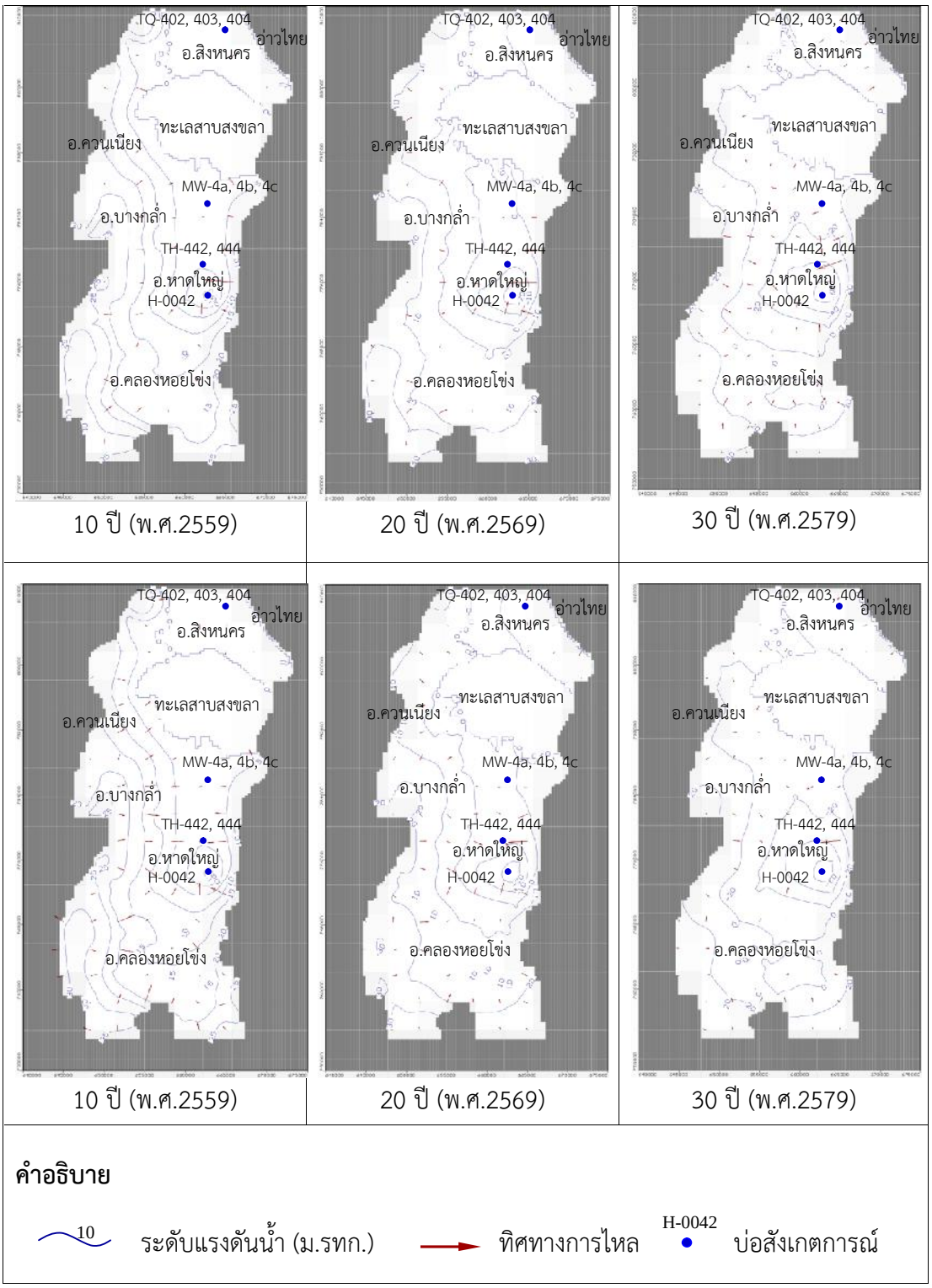
รูปที่ 6.7 ระดับน้ำและทิศทางการไหลกรณีที่ 1: P1R1 (บน) และกรณีที่ 2: P1R2 (ล่าง)



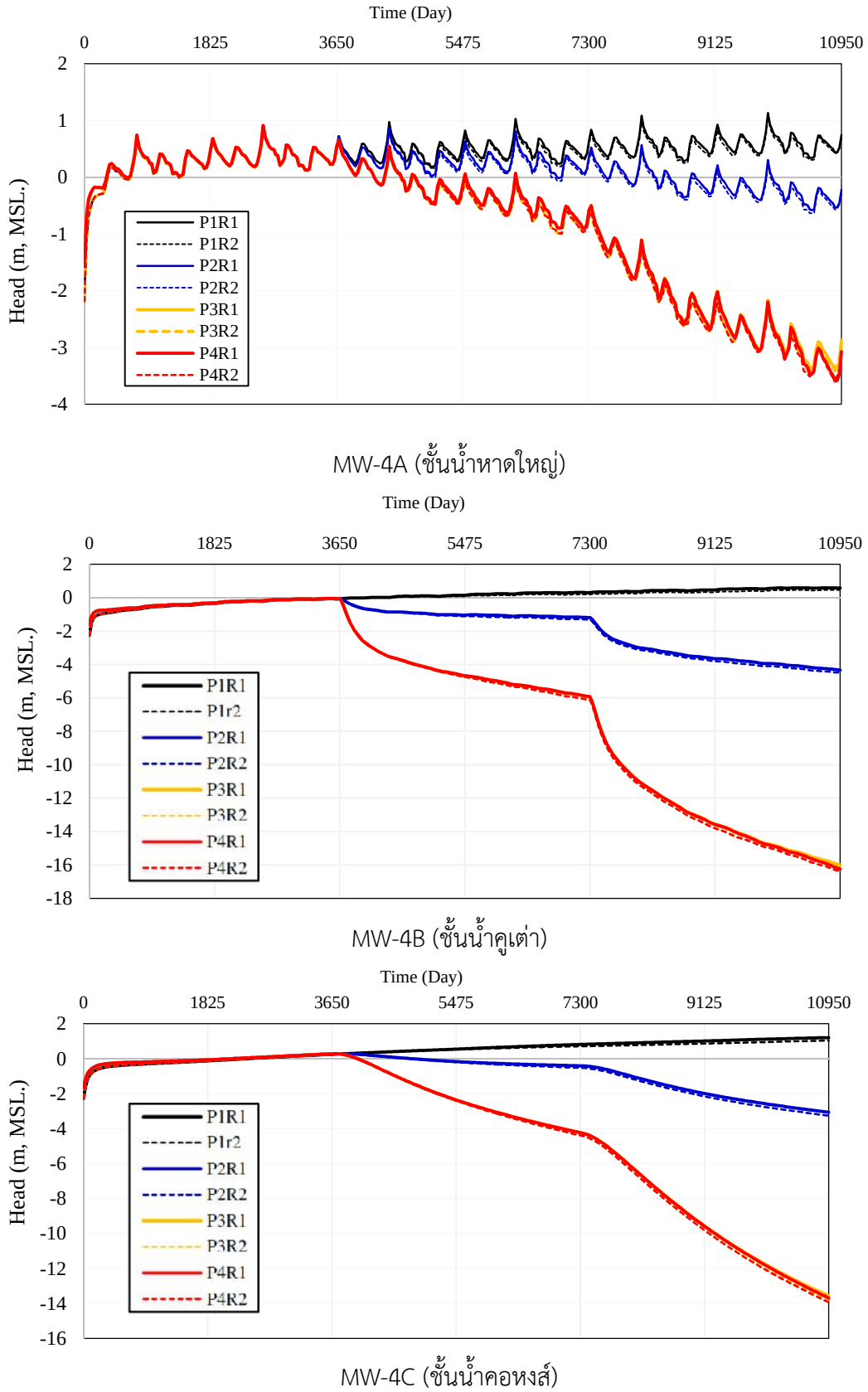
รูปที่ 6.8 ระดับน้ำและทิศทางการไหลกรณีที่ 3: P2R1 (บน) และกรณีที่ 4: P2R2 (ล่าง)



รูปที่ 6.9 ระดับน้ำและทิศทางการไหลกรณีที่ 5: P3R1 (บน) และกรณีที่ 6: P3R2 (ล่าง)



รูปที่ 6.10 ระดับน้ำและทิศทางการไหลกรณีที่ 7: P4R1 (บน) และกรณีที่ 8: P4R2 (ล่าง)



รูปที่ 6.11 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลบริเวณใกล้ทะเลสาบสงขลาระหว่าง พ.ศ. 2550-2579

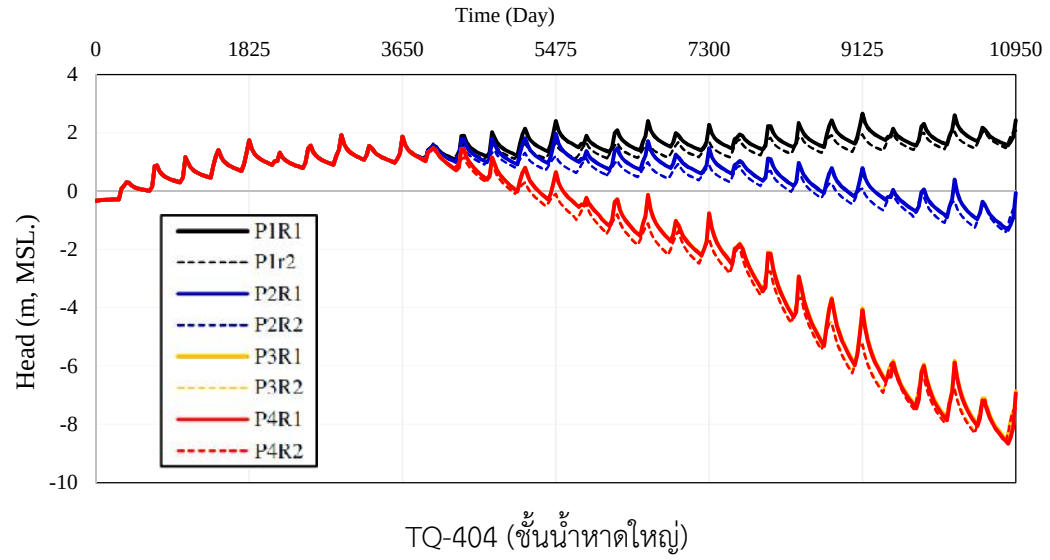
-พื้นที่อำเภอสิงหนคร

รูปที่ 6.12 แสดงการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลบริเวณพื้นที่อำเภอสิงหนครสำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ (บ่อTQ-404) คูเต่า (บ่อTQ-403) และคอหงส์ (บ่อTQ-402) ซึ่งทั้ง 3 บ่อตั้งอยู่บริเวณวัดดีหลวงนอก ตำบลชิงโค อำเภอสิงหนคร ห่างจากทะเลสาบสงขลามาทางทิศใต้ประมาณ 5 กิโลเมตร และห่างจากทะเลอ่าวไทยไปทางทิศเหนือประมาณ 1.5 กิโลเมตร พบว่า ชั้นน้ำหาดใหญ่มีการเปลี่ยนแปลงในทิศทางที่สอดคล้องกับช่วงที่มีการเติมน้ำ (Recharge) นั่นคือ ระดับน้ำจะเพิ่มสูงในฤดูฝน และลดลงในฤดูร้อน และระดับน้ำค่อยๆ ลดลงตามอัตราสูบและเวลาที่เพิ่มขึ้น ในขณะที่ชั้นน้ำคูเต่า มีความสอดคล้องเล็กน้อย ส่วนชั้นน้ำคอหงส์ไม่พบการเปลี่ยนแปลงในทิศทางที่สอดคล้องกับฤดูกาลเหมือนกับชั้นน้ำชั้นอื่น แสดงให้เห็นอย่างชัดเจนว่าปริมาณน้ำส่วนใหญ่ของชั้นน้ำหาดใหญ่บริเวณอำเภอสิงหนครมาจากการเติมน้ำจากน้ำฝน เมื่อพิจารณาผลของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ พบว่า ภายใต้เงื่อนไขการปล่อยก๊าซเรือนกระจกที่ระดับความเข้มข้น RCP8.5 ส่งผลให้ระดับน้ำในลดลงอย่างชัดเจนในทุกกรณีและทุกชั้นน้ำ

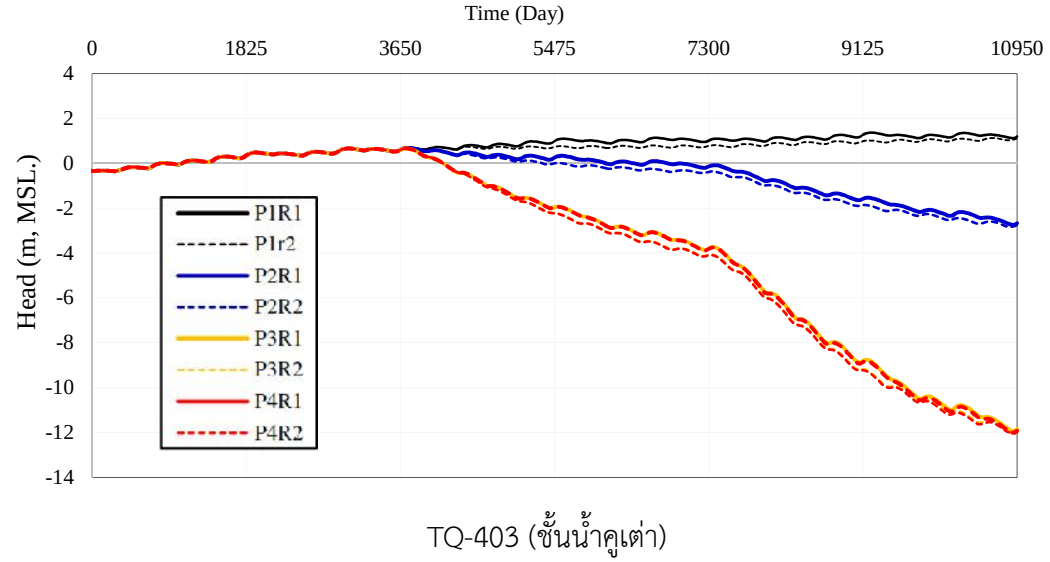
-พื้นที่กลางแอ่งบริเวณเขตเทศบาลนครหาดใหญ่

รูปที่ 6.13 แสดงการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลบริเวณพื้นที่กลางแอ่งบริเวณเขตเทศบาลนครหาดใหญ่และรอบๆ สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ (บ่อH-0042) เทศบาลนครหาดใหญ่ อำเภอหาดใหญ่ ห่างจากทะเลสาบสงขลามาทางทิศเหนือประมาณ 15 กิโลเมตร ชั้นน้ำคูเต่า (บ่อTH-444) และคอหงส์ (บ่อTH-442) ตั้งอยู่บริเวณสำนักสงฆ์แก้วสว่างวราราม ตำบลคลองแห อำเภอหาดใหญ่ ห่างจากทะเลสาบสงขลามาทางทิศเหนือประมาณ 13 กิโลเมตร พบว่า มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำของทุกชั้นน้ำไม่สอดคล้องกับช่วงที่มีการเติมน้ำ นั่นคือ ระดับน้ำไม่เพิ่มขึ้น-ลดลง ตามฤดูกาลทั้งนี้ เนื่องจากบริเวณนี้กำหนดไม่ให้มีการเติมน้ำ อย่างไรก็ตาม ระดับน้ำบริเวณนี้ยังค่อยๆ ลดลงตามอัตราสูบและเวลาที่เพิ่มขึ้นเช่นเดียวกับพื้นที่อื่น ๆ เมื่อพิจารณาผลของการเปลี่ยนแปลงสภาพภูมิอากาศต่อการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำ พบว่า ภายใต้เงื่อนไขการปล่อยก๊าซเรือนกระจกที่ระดับความเข้มข้น RCP8.5 ส่งผลให้ระดับน้ำในลดลงอย่างชัดเจนในทุกกรณีและทุกชั้นน้ำ

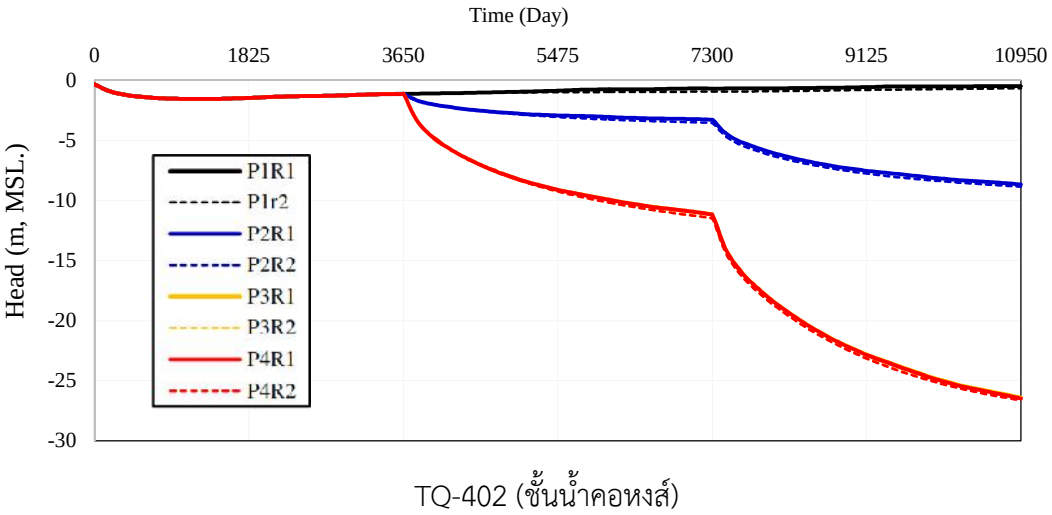
อนึ่ง การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำที่เกิดขึ้นในพื้นที่อำเภอสิงหนครและพื้นที่ใกล้ทะเลสาบสงขลา พบว่า ในกรณีจำลอง P3R1, P3R2, P4R1, และ P4R2 ไม่มีความแตกต่างกัน ทั้งนี้เนื่องจาก กรณี P4R1 และ P4R2 เป็นการเพิ่มอัตราสูบเฉพาะบริเวณเขตเทศบาลนครหาดใหญ่และโรงงานอุตสาหกรรมเท่านั้น จึงไม่ส่งผลต่อพื้นที่อื่น ๆ มากนัก ในทางกลับกัน พื้นที่กลางแอ่งบริเวณเขตเทศบาลนครหาดใหญ่ (รูปที่ 6.13) สามารถมองเห็นการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำได้อย่างชัดเจนในทุกกรณี



TQ-404 (ชั้นน้ำหาดใหญ่)

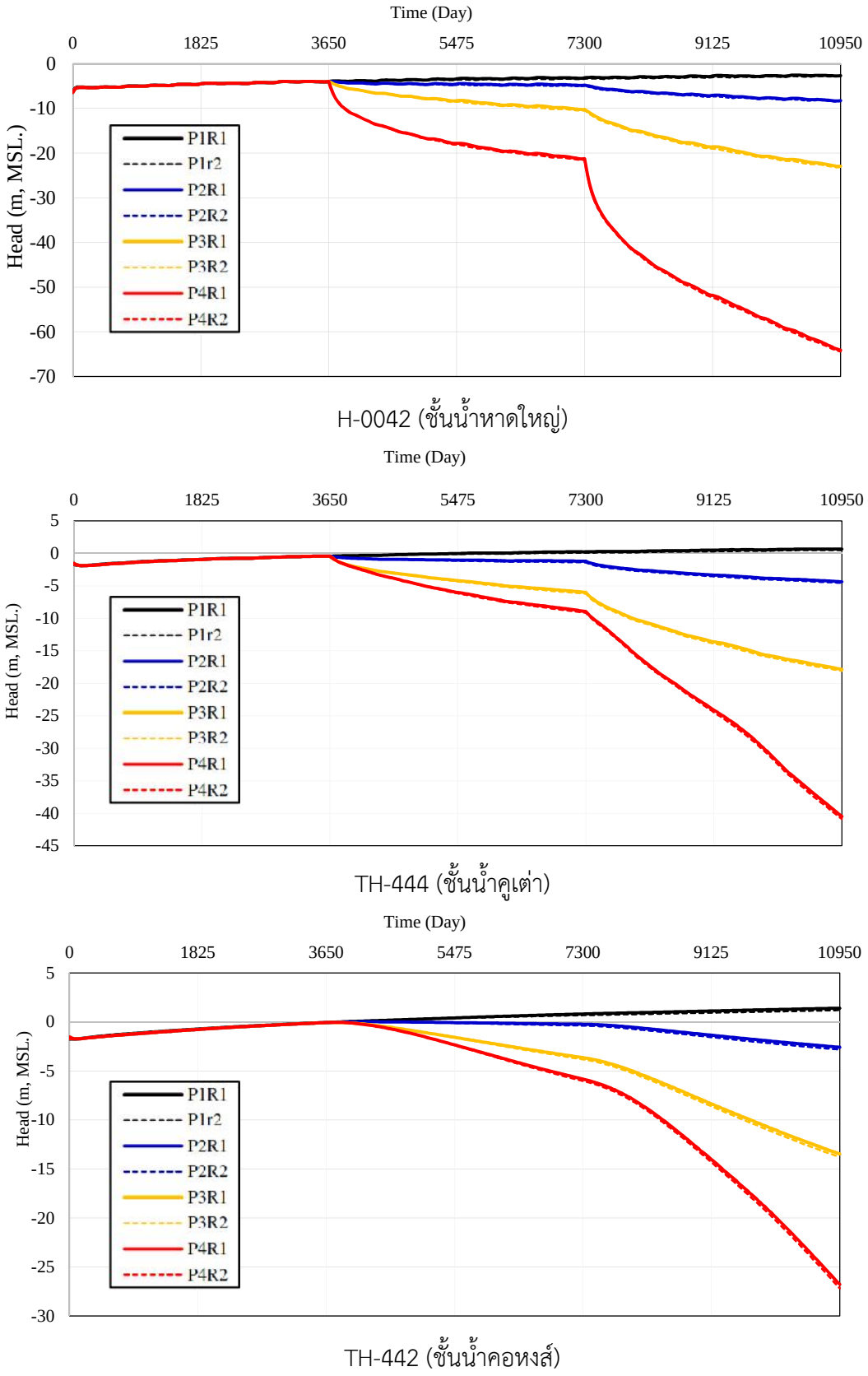


TQ-403 (ชั้นน้ำคูเต่า)



TQ-402 (ชั้นน้ำคอหงส์)

รูปที่ 6.12 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลบริเวณอำเภอสิงหนครระหว่าง พ.ศ. 2550-2579



รูปที่ 6.13 การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำบาดาลบริเวณเขตเทศบาลหาดใหญ่ระหว่าง พ.ศ.2550-2579

6.3.2.2 ระยะน้ำลด

รูปที่ 6.14 แสดงระยะน้ำลด (Drawdown) ที่เกิดขึ้นระหว่างการจำลองในช่วง พ.ศ. 2550-2579 จากบ่อสังเกตการณ์ที่เกิดระยะน้ำลดสูงสุด ประกอบด้วย ชั้นน้ำหาดใหญ่ (บ่อH-0042) ชั้นน้ำคูเต่า (บ่อTH-444) และชั้นน้ำคอหงส์ (บ่อTH-442) พบว่า ระยะน้ำลดค่อยๆ เพิ่มไปตามอัตราสูบที่เพิ่มขึ้น ระยะน้ำลดสูงสุดประมาณ 60, 40, และ 25 เมตร สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ

6.3.2.3 การประเมินอัตราสูบปลอดภัย (Safe yield)

ผลจากการจำลองการไหลทั้ง 8 กรณี นำมาประเมินอัตราสูบปลอดภัยภายใต้เงื่อนไขที่กำหนดในข้างต้นนั่นคือ

1) ระยะน้ำลดต้องไม่เกิน 10 เมตร และ
2) ไม่มีการเปลี่ยนแปลงทิศทางการไหลจากทะเลสาบสงขลาสู่เมืองหาดใหญ่

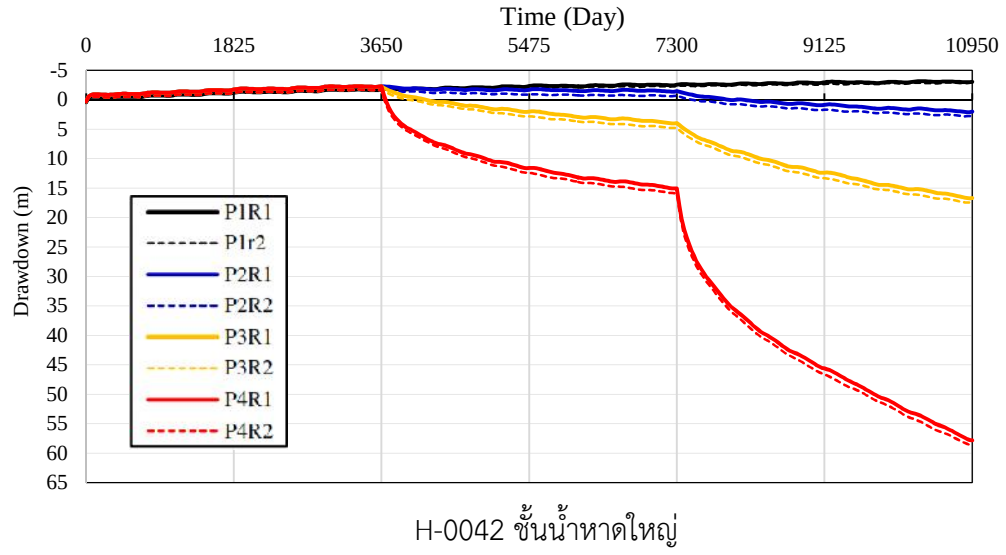
สามารถสรุปอัตราสูบปลอดภัยแยกตามชั้นน้ำได้ดังตารางที่ 6.10 อธิบายได้ว่า

1. กรณี P1: มีการสูบน้ำคงที่เท่ากับการใช้น้ำปี 2550 เท่ากับ 21.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี ตลอดระยะเวลา 30 ปี พบว่า ระยะน้ำลดเกิดขึ้นไม่เกิน 10 เมตร สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ กล่าวคือ ในกรณีนี้สามารถประเมินอัตราสูบปลอดภัยอย่างน้อย 21.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี

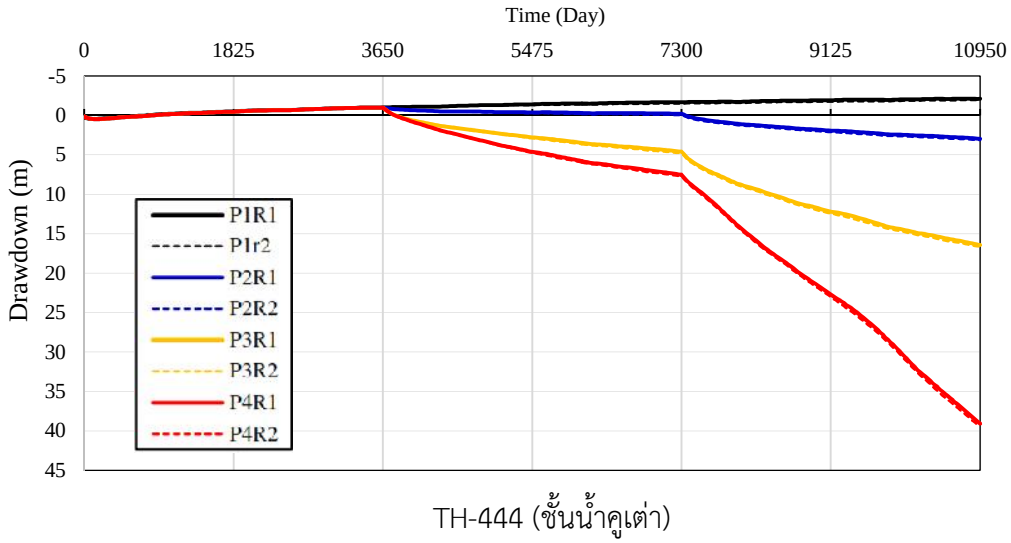
2. กรณี P2: มีการสูบน้ำคงที่ช่วงในช่วง 10 ปีแรก (2550-2559) เท่ากับการใช้น้ำปี 2550 เท่ากับ 21.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี แล้วเพิ่มขึ้นในช่วง 10 ปีต่อมา (2560-2569) เท่ากับ 1.5 เท่าของอัตราสูบปี 2550 และในช่วง 10 ปีสุดท้าย (2570-2579) สมมุติให้มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นเท่ากับ 3 เท่าของอัตราสูบปี 2550 พบว่า ระยะน้ำลดเกิดขึ้นไม่เกิน 10 เมตร สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ กล่าวคือ ในกรณีนี้สามารถประเมินอัตราสูบปลอดภัยอย่างน้อย 64 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี

3. กรณี P3: มีการสูบน้ำคงที่ช่วงในช่วง 10 ปีแรก (2550-2559) เท่ากับการใช้น้ำปี 2550 เท่ากับ 21.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี แล้วเพิ่มขึ้นในช่วง 10 ปีต่อมา (2560-2569) เท่ากับ 3.5 เท่าของอัตราสูบปี 2550 และในช่วง 10 ปีสุดท้าย (2570-2579) สมมุติให้มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นเท่ากับ 7 เท่าของอัตราสูบปี 2550 พบว่า ระยะน้ำลดเกิดขึ้นเกิน 10 เมตร สำหรับทุกชั้นน้ำ กล่าวคือ ในกรณีนี้ สามารถประเมินอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 75 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี

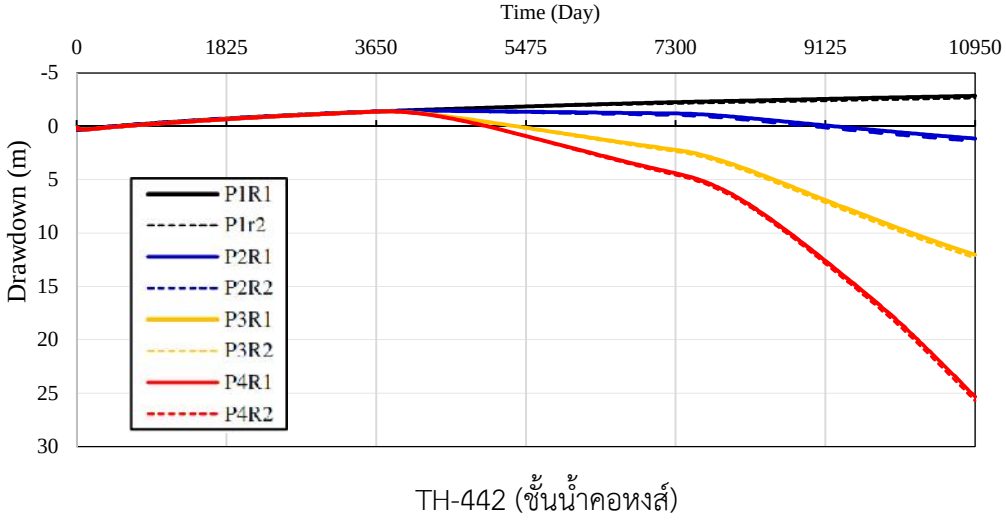
4. กรณี P4: มีการสูบน้ำคงที่ช่วงในช่วง 10 ปีแรก (2550-2559) เท่ากับการใช้น้ำปี 2550 เท่ากับ 21.5 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี แล้วเพิ่มขึ้นในช่วง 10 ปีต่อมา (2560-2569) เท่ากับ 4 เท่าของอัตราสูบปี 2550 และในช่วง 10 ปีสุดท้าย (2570-2579) สมมุติให้มีการใช้น้ำบาดาลเพิ่มขึ้นเท่ากับ 8 เท่าของอัตราสูบปี 2550 พบว่า ระยะน้ำลดเกิดขึ้นเกิน 10 เมตร สำหรับทุกชั้นน้ำ กล่าวคือ ในกรณีนี้ สามารถประเมินอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 85 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี



H-0042 ชั้นน้ำหาดใหญ่



TH-444 (ชั้นน้ำคูเต่า)



TH-442 (ชั้นน้ำคอหงส์)

รูปที่ 6.14 ระยะน้ำลด (Drawdown) ที่ได้จากการจำลองระหว่าง พ.ศ. 2550-2579

ตารางที่ 6.10 การประเมินอัตราสูบปลอดภัย (Safe yield)

Pumping condition	อัตราสูบปลอดภัย (ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี)		
	ชั้นน้ำหาดใหญ่	ชั้นน้ำคูเต่า	ชั้นน้ำคอหงส์
P1	>21.50	>21.50	>21.50
P2	>64	>64	>64
P3	75	150	150
P4	85	170	170

6.3.2.4 การจัดการน้ำบาดาล

อัตราสูบปลอดภัยที่ได้จากการประเมินในหัวข้อ 6.3.2.3 ถูกนำมาใช้ในการบริหารจัดการน้ำบาดาลในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ โดยการแบ่งพื้นที่ให้เป็นเขตน้ำบาดาลย่อยตามการกระจายบ่อน้ำบาดาลและพื้นที่ที่มีความเปราะบาง เพื่อความสะดวกในการนำไปใช้งานทางด้านสังคมและชุมชน (นันทิยา และคณะ, 2555) โดยในการศึกษานี้ได้แบ่งเขตน้ำบาดาลย่อยออกเป็น 8 โซน ตารางที่ 6.11 แสดงอัตราสูบของเขตน้ำบาดาลย่อย สรุปได้ว่า อัตราสูบปลอดภัยสำหรับแอ่งหาดใหญ่เท่ากับ 205,720 ลูกบาศก์เมตรต่อวัน (75 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี) และสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้อีก 146,745 ลูกบาศก์เมตรต่อวัน

จากเขตน้ำบาดาลย่อยในตารางที่ 6.11 สามารถแยกประเมินสภาวะการใช้น้ำบาดาลออกเป็นพื้นที่ใช้น้ำปลอดภัยและพื้นที่เปราะบาง ดังนี้

1) พื้นที่ใช้น้ำปลอดภัย หมายถึง พื้นที่ที่ไม่มีปัญหาการลดลงของระดับน้ำและการเปลี่ยนแปลงทิศทางการไหลแบบมีนัยสำคัญ ประกอบด้วย

- โซน 2 มีอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 16,475 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้จากปัจจุบันอีกประมาณ 5 เท่า ครอบคลุมพื้นที่ตำบลควนโส และรัตภูมิ อำเภอควนเนียง

- โซน 3 มีอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 44,330 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้จากปัจจุบันอีกประมาณ 6 เท่า ครอบคลุมพื้นที่ตำบลบางเหรียง อำเภอควนเนียง ตำบลท่าช้าง อำเภอบางกล่ำ และ ตำบลฉลุง อำเภอหาดใหญ่

- โซน 4 มีอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 38,620 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้จากปัจจุบันอีกประมาณ 5 เท่า ครอบคลุมพื้นที่ตำบลควนลัง ทุ่งตำเสา อำเภอหาดใหญ่ ตำบลโคกม่วง และคลองหอยโข่ง อำเภอคลองหอยโข่ง

- โซน 5 มีอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 25,740 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้จากปัจจุบันอีกประมาณ 4 เท่า ครอบคลุมพื้นที่ตำบลบ้านพรุ พะตง อำเภอหาดใหญ่ และ ตำบลทุ่งลาน อำเภอคลองหอยโข่ง

ตารางที่ 6.11 อัตราการสูบน้ำของเขตน้ำบาดาลย่อย

หมายเลขโซน	เขตน้ำบาดาลย่อย	อัตราสูบปัจจุบัน (ลบ.ม./ วัน)	อัตราสูบปลอดภัย (ลบ.ม./ วัน)	อัตราสูบที่เพิ่มได้ (ลบ.ม./ วัน)	สัดส่วนที่เพิ่มได้ (เท่า)**
โซน 1*	ต.ชิงโค ต.วัดขนุน ต.รำแดง ต.ทำนบ ต.ชะแล้ ต.ปากรอ และ ต.สทิงหม้อ อ.สิงหนคร	4,815	7,225	2,410	1.5
โซน 2	ต.ควนโส และ ต.รัตภูมิ อ.ควนเนียง	3,295	16,475	13,180	5
โซน 3	ต.บางเหรียง อ.ควนเนียง ต.ท่าช้าง อ.บางกล่ำ และ ต.ฉลุง อ.หาดใหญ่	7,315	43,890	36,575	6
โซน 4	ต.ควนลัง ต.ทุ่งตำเสา อ.หาดใหญ่ ต.โคกม่วง และ ต. คลองหอยโข่ง อ.คลองหอยโข่ง	9,395	46,970	37,576	5
โซน 5	ต.บ้านพรุ ต.พะตง อ.หาดใหญ่ และ ต.ทุ่งลาน อ.คลองหอยโข่ง	7,338	29,350	22,012	4
โซน 6	ต.คลองแห ต.คลองอู่ตะเภา ต.คอหงส์ อ.หาดใหญ่ และ ต.บ้านหาร อ.บางกล่ำ	8,635	34,540	25,905	4
โซน 6A*	เขตเทศบาลนครหาดใหญ่	13,725	20,585	6,860	1.5
โซน 7*	ต.คูเต่า อ.หาดใหญ่ ต.แม่ทอม และ ต.บางกล่ำ อ.บางกล่ำ	4,457	6,685	2,228	1.5
รวม		**58,975**	**205,720**	**146,745**	

* พื้นที่เปราะบาง ** สัดส่วนของอัตราสูบที่เพิ่มได้เมื่อเทียบกับอัตราสูบปัจจุบัน

- โซน 6 มีอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 34,540 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้จากปัจจุบันอีกประมาณ 4 เท่า ครอบคลุมพื้นที่ตำบลคลองแห คลองอู่ตะเภา คอหงส์ อำเภอหาดใหญ่ และตำบลบ้านหาร อำเภอบางกล่ำ

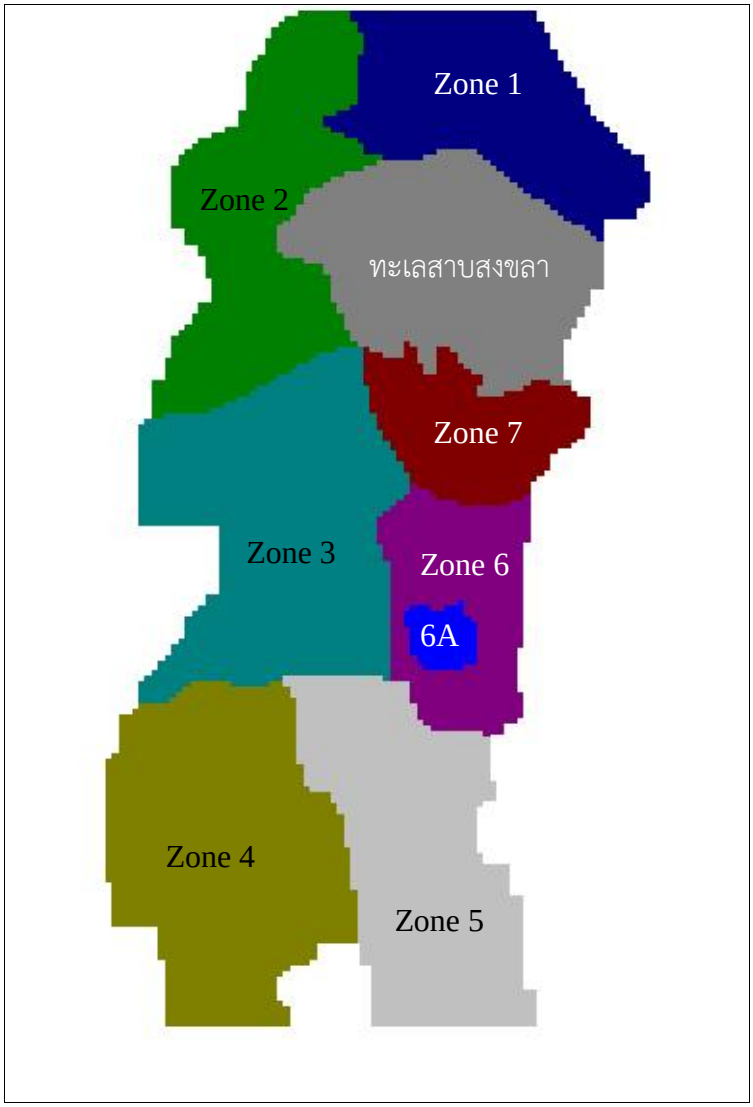
2) พื้นที่เปราะบาง หมายถึง พื้นที่ที่มีความเสี่ยงที่จะเกิดปัญหาการลดลงของระดับน้ำและการเปลี่ยนแปลงทิศทางการไหลแบบมีนัยสำคัญ รวมถึงปัญหาการรุกล้ำของน้ำเค็ม ควรควบคุมปริมาณการสูบน้ำบาดาลในพื้นที่ ประกอบด้วย

- โซน 1 มีอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 18,056 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้จากปัจจุบันอีกประมาณ 1.5 เท่า ครอบคลุมพื้นที่อำเภอสิงหนคร เป็นพื้นที่ติดทะเลอ่าวไทยและทะเลสาบสงขลา และมีระดับแรงดันน้ำบาดาลเฉลี่ยต่ำกว่าระดับน้ำทะเลปานกลาง จึงมีความเสี่ยงที่จะเกิดการรุกล้ำจากน้ำเค็มได้ โดยเฉพาะชั้นน้ำคูเต่าและชั้นน้ำคอหงส์

- โซน 6A มีอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 20,585 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้จากปัจจุบันอีกประมาณ 1.5 เท่า ครอบคลุมพื้นที่เขตเทศบาลนครหาดใหญ่ อำเภอ

หาดใหญ่ เป็นพื้นที่ที่เกิดกรวยน้ำลด (Cone of depression) ควรควบคุมการใช้น้ำอย่างจริงจัง โดยเฉพาะอย่างยิ่งการใช้น้ำจากภาคธุรกิจโรงแรม

- โซน 7 มีอัตราสูบปลอดภัยเท่ากับ 17,660 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี และสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้จากปัจจุบันอีกประมาณ 1.5 เท่า ครอบคลุมพื้นที่ตำบลคูเต่า อำเภอหาดใหญ่ ตำบลแม่ทอม และตำบลบางกล่ำ อำเภอบางกล่ำ ซึ่งเป็นพื้นที่ที่อยู่ในเขตน้ำเค็ม/ น้ำกร่อย (อรุณและคณะ, 2551)



รูปที่ 6.15 เขตน้ำบาดาลย่อยของแอ่งหาดใหญ่

6.4 สรุปผล

แบบจำลองน้ำบาดาล M1c ที่ผ่านกระบวนการประเมินความไม่แน่นอนด้วยวิธี Model averaging ในบทที่ 5 ถูกนำมาใช้ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ภายใต้เงื่อนไขที่กำหนดเพื่อประเมินหาอัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) ในการศึกษานี้ประเมินโดยการกำหนดให้มีการใช้น้ำเพิ่มขึ้นในอนาคต ผลการประเมินสามารถสรุปได้ว่าอัตราสูบปลอดภัยในภาพรวมสำหรับแอ่งหาดใหญ่ควรมีค่าไม่เกิน 3.5 เท่า ของอัตราสูบปี 2550 หรือเท่ากับ 75 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี ซึ่งเป็นปริมาณการใช้น้ำที่มั่นใจได้ว่าจะไม่ส่งผลกระทบทั้งในเชิงปริมาณและเชิงคุณภาพของชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตลอดระยะเวลา 30 ปี (พ.ศ. 2550-2579) สำหรับการจัดการน้ำบาดาลในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่เมื่อพิจารณาแยกตามเขตน้ำบาดาลย่อย จำนวน 8 โซน สามารถแบ่งเป็นเขตน้ำบาดาลย่อยออกเป็นพื้นที่ใช้น้ำปลอดภัยจำนวน 5 โซน และพื้นที่เปราะบางจำนวน 3 โซน ซึ่งสามารถสูบน้ำบาดาลเพิ่มได้จากปัจจุบันอีกประมาณ 5 เท่า และ 1.5 เท่า ตามลำดับ ดังนั้น สำหรับพื้นที่ที่มีความเปราะบางซึ่งประกอบด้วย โซน 1 (พื้นที่อำเภอสิงหนคร) โซน 6A (พื้นที่เขตเทศบาลนครหาดใหญ่) และ โซน 7 (พื้นที่ริมทะเลสาบสงขลา) ควรควบคุมไม่ให้มีการใช้น้ำเกิน 1.5 เท่า (ปริมาณที่กำหนดไว้ในตารางที่ 6.11)

บทที่ 7

สรุปผลการศึกษา

7.1 สรุปผล

งานวิจัยนี้นำเสนอการประเมินคุณลักษณะชั้นหินอุ้มน้ำด้วยวิธีสถิติธรณีและความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิดด้วยวิธี Model averaging เพื่อเลือกแบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุดนำไปใช้ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ เพื่อประโยชน์ในการจัดการน้ำบาดาลให้เกิดประสิทธิภาพต่อไป ผลจากการศึกษาสามารถสรุปได้ดังนี้

7.1.1 ข้อมูลหลุมเจาะบาดาลถูกนำมาวิเคราะห์พร้อมกับจำแนกชั้นหินได้เป็น 14 ชนิด จากนั้นได้แบ่งชั้นหินออกเป็น 3 กลุ่ม ตามความสามารถในการซึมผ่านของชั้นหิน เพื่อวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่และสร้างแบบจำลองชั้นหินโดยวิธีสถิติธรณีแบบดัชนี (Indicator geostatistical method) ประกอบด้วย ซึมน้ำได้สูง ปานกลาง และต่ำ ตามลำดับ ผลการศึกษาพบว่า ชั้นหินอุ้มน้ำมีค่า Correlation length (λ) ตามแนวราบประมาณ 1,770-2,235 เมตร ส่วนชั้นกั้นน้ำมีค่าประมาณ 1,188 เมตร ขณะที่ระยะในแนวดิ่งสามารถบ่งบอกถึงความหนาของชั้นน้ำได้โดยมีค่าประมาณ 25-30 เมตร ส่วนชั้นกั้นน้ำมีความหนาประมาณ 23 เมตร ระดับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ของชั้นหินอยู่ในระดับดีและปานกลาง สำหรับแนวดิ่งและแนวราบ ตามลำดับ ผลจากการสร้างแบบจำลองชั้นหินพบว่า ลักษณะชั้นน้ำที่ได้มีความสอดคล้องกับแบบจำลองเชิงแนวคิด นั่นคือ ยังคงประกอบด้วยชั้นน้ำ 3 ชั้น (หาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์) ที่ถูกชั้นกั้นน้ำแทรกสลับอยู่ระหว่างชั้นน้ำ จากผลการวิเคราะห์ช่วงความหนาของชั้นน้ำโดยวิธีเชิงสถิติและการวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ตามแนวดิ่งโดยวิธีสถิติธรณีพบว่า ค่าที่ได้มีความใกล้เคียงกัน สรุปได้ว่า แบบจำลองเชิงแนวคิดของแอ่งหาดใหญ่ที่เสนอโดย วจี และคณะ (2527) มีความเหมาะสมในการนำไปใช้สร้างแบบจำลองน้ำบาดาลได้

7.1.2 การประมาณค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (K) จากข้อมูลบ่อบาดาลโดยใช้วิธีถ่วงค่าความหนาชั้นหินเพื่ออธิบายการกระจายของค่า K ในเชิงสถิติพบว่า ช่วงของค่า K สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่าและคอหงส์มีความสอดคล้องกับผลจากการสูบทดสอบในสนาม โดยค่าสปส.การยอมให้น้ำซึมผ่านประสิทธิผลมีค่ามัธยฐานเท่ากับ 1.70×10^{-4} เมตร/วินาที 1.40×10^{-4} เมตร/วินาที และ 1.95×10^{-5} เมตร/วินาที สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ รูปแบบการกระจายตัวพบว่า ค่าความเบ้ของค่า K ทุกชั้นน้ำเป็นบวกซึ่งแสดงถึงการแจกแจงความถี่แบบเบ้ขวา ส่วนความไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneity) ของชั้นหินอุ้มน้ำในแอ่งหาดใหญ่สามารถอธิบายได้ด้วย Anisotropy ratio พบว่า มีค่ามัธยฐานเท่ากับ 11, 12, และ 10 สำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตามลำดับ

7.1.3 การประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิดสำหรับแอ่งหาดใหญ่โดยวิธี Model averaging พบว่า แบบจำลองเชิงแนวคิดที่ดีที่สุดซึ่งมีความน่าจะเป็นสูงสุดร้อยละ 67 ได้แก่

แบบจำลองที่กำหนดให้ลักษณะชั้นหินอุ้มน้ำแต่ละชั้นน้ำเป็นเนื้อเดียวกันและค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน (K) ขึ้นอยู่กับทิศทาง ขอบแอ่งด้านทิศตะวันตก และตะวันออกเป็นขอบเขตที่มีการเติมน้ำบริเวณอ่าวไทยและทะเลสาบสงขลาฝั่งทิศเหนือของแอ่งกำหนดให้เป็นขอบเขตที่มีระดับน้ำคงที่บริเวณเขาวังชิงฝั่งทิศใต้กำหนดให้เป็นขอบเขตที่ไม่มีน้ำไหลผ่าน คลองอู่ตะเภาและคลองรัตภูมิกำหนดเป็นขอบเขตแม่น้ำ และปริมาณน้ำไหลเข้าเข้าสู่ระบบได้มาจากการเติมน้ำจากด้านบน ผลการประเมินความไม่แน่นอนในเทอมขององค์ประกอบน้ำบาดาลพบว่า ความไม่แน่นอนสูงสุดเกิดจากปริมาณน้ำไหลออกบริเวณขอบแอ่งโดยคิดเป็นร้อยละ 65 ส่วนปริมาณน้ำไหลออกสู่ทะเลสาบสงขลาและอ่าวไทย มีความไม่แน่นอนต่ำสุดประมาณร้อยละ 6 ผลการประเมินที่ได้สะท้อนให้เห็นความสำคัญของการประเมินแบบจำลองเชิงแนวคิดได้อย่างชัดเจน

7.1.4 การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ภายใต้เงื่อนไขที่กำหนดให้มีการใช้น้ำเพิ่มขึ้นในอนาคตที่เป็นสัดส่วนกับอัตราเติมน้ำเฉลี่ยรายปี ผลการประเมินสรุปได้ว่า อัตราสูบปลอดภัย (Safe yield) สำหรับแอ่งหาดใหญ่ควรมีค่าไม่เกิน 3.5 เท่า ของอัตราสูบปี 2550 หรือเท่ากับ 75 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี ซึ่งเป็นปริมาณการใช้น้ำที่มั่นใจได้ว่าจะไม่ส่งผลกระทบทั้งในเชิงปริมาณและเชิงคุณภาพของชั้นน้ำหาดใหญ่ คูเต่า และคอหงส์ ตลอดระยะเวลา 30 ปี (พ.ศ. 2550-2579) สำหรับการจัดการน้ำบาดาลในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่นั้น ควรควบคุมไม่ให้มีการใช้น้ำเกินปริมาณที่กำหนดไว้โดยเฉพาะพื้นที่ที่มีความเปราะบาง

7.2 ข้อคิดเห็นและข้อเสนอแนะ

7.2.1 การวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่รวมถึงการสร้างแบบจำลองชั้นหิน ควรจะมีการศึกษาเพิ่มเติมโดยใช้วิธีทางสถิติธรณีอื่นๆ มาเปรียบเทียบ รวมไปถึงข้อมูลที่ใช้ในการวิเคราะห์ควรใช้ข้อมูลจากการทดสอบธรณีฟิสิกส์ร่วมด้วย เพื่อความสมบูรณ์มากขึ้น นอกจากนี้ ควรศึกษาเพิ่มเติมในส่วนของความไม่แน่นอนจากแบบจำลองชั้นหินสโทแคสติค โดยการประเมินทุก ๆ Realization ร่วมกับการพิจารณาการเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อน (Contaminant transport) เพื่ออธิบายความไม่แน่นอนของลักษณะชั้นน้ำในกรณีไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (Heterogeneous)

7.2.2 ในการประเมินความไม่แน่นอนของแบบจำลองเชิงแนวคิด ควรเสนอรูปแบบและจำนวนของแบบจำนวนแบบจำลองเชิงแนวคิดเพิ่มเติม โดยอาจพิจารณาความไม่แน่นอนจากปัจจัยพื้นที่การเติมน้ำบาดาล (Recharge zone) ร่วมด้วย รวมถึงควรศึกษาเพิ่มเติมในส่วนของความไม่แน่นอนจากพารามิเตอร์ (Parameter uncertainty) ด้วยเช่นกัน

7.2.3 ในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลนั้น พบว่า ในบางพื้นที่อาจจะมีศักยภาพในการยอมให้สูบน้ำมาใช้ได้มากกว่าที่ประเมินในการศึกษานี้ ทั้งนี้ เนื่องจากการขาดข้อมูลการใช้น้ำบาดาลและตำแหน่งบ่อบาดาลที่แท้จริง ซึ่งคาดว่ามีมากกว่าที่ใช้อยู่ในปัจจุบัน (โดยเฉพาะบ่อบาดาลแฝง) นอกจากนี้ การกระจายตัวบ่อบาดาลในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ส่วนมากจะอยู่บริเวณกลางแอ่ง โดยเฉพาะอำเภอหาดใหญ่ ในขณะที่พื้นที่ขอบแอ่งนั้นมีจำนวนบ่อบาดาลที่น้อยกว่า ดังนั้น เมื่อทำการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลแล้ว พบว่า ระยะน้ำลดสูงสุดภายใต้เกณฑ์ที่กำหนดจะเกิดขึ้นบริเวณพื้นที่กลาง

แอ่ง ในขณะที่พื้นที่ขอบแอ่งจะเกิดน้อยมาก ดั้งนั้น หากมีการสำรวจการใช้น้ำอย่างละเอียดเพิ่มเติม ก็อาจทำให้ผลการประเมินอัตราการสูบปลอดภัยน่าเชื่อถือและเต็มประสิทธิภาพยิ่งขึ้น

7.2.4 ควรมีการศึกษาเพิ่มเติมในขั้นรายละเอียดบริเวณพื้นที่ที่มีความเปราะบาง เพื่อติดตามและเฝ้าระวังปัญหาการรุกล้ำของน้ำเค็ม รวมถึงการควบคุมไม่ให้มีการสูบน้ำบาดาลเกินอัตราสูบปลอดภัยในพื้นที่เขตเทศบาลนครหาดใหญ่

7.2.5 ควรมีการขุดเจาะบ่อสังเกตการณ์ในพื้นที่เพิ่มเติม โดยเฉพาะบริเวณขอบแอ่งโดยรอบ เพื่อใช้วัดระดับน้ำมาประเมินเงื่อนไขขอบเขตให้สมบูรณ์ยิ่งขึ้น และควรมีการติดตามการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำบาดาลอย่างต่อเนื่องเพื่อใช้เป็นข้อมูลในการประเมินศักยภาพน้ำบาดาลต่อไปในอนาคต

บรรณานุกรม

เกรียงศักดิ์ ศรีสุข. (2543). *น้ำใต้ดิน-แบบจำลอง-การปนเปื้อน*, คณะเทคโนโลยี มหาวิทยาลัยขอนแก่น.ขอนแก่น.

กรมทรัพยากรน้ำบาดาล. (2546). *ศึกษาความสมดุลของแหล่งน้ำบาดาลโดยใช้แบบจำลองคณิตศาสตร์แอ่งหาดใหญ่จังหวัดสงขลา,* รายงานฉบับสมบูรณ์, กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, กรุงเทพฯ.

กรมทรัพยากรน้ำบาดาล. (2549). *โครงการจัดทำแนวทางการพัฒนาและอนุรักษ์น้ำบาดาลโดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ในพื้นที่ลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา,* รายงานฉบับสมบูรณ์, กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, กรุงเทพฯ.

กรมทรัพยากรน้ำบาดาล. (2552). *โครงการจัดทำแผนแม่บทเพื่อการพัฒนาและอนุรักษ์แหล่งน้ำบาดาลและสิ่งแวดล้อม พ.ศ. 2552-2555*, รายงานฉบับสมบูรณ์, กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, กรุงเทพฯ.

ธนิต เฉลิมยานนท์ สุรพล อารีย์กุล และกุสุมาลย์.เฉลิมยานนท์ (2552). *การศึกษาการรุกของน้ำเค็มในชั้นน้ำใต้ดินบริเวณอำเภอหาดใหญ่โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์*, รายงานฉบับสมบูรณ์, คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์, สงขลา

นันทิยา ริยาพันธ์,ธนิต เฉลิมยานนท์ และอรุณ ลูกจันทร์. (2555). “การประเมินค่าอัตราการสูบน้ำปลอดภัยของแอ่งหาดใหญ่โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์”, *การประชุมวิชาการวิศวกรรมโยธาแห่งชาติครั้งที่ 17*, จังหวัดอุดรธานี, GTE027-1 -7.

วจี รามณรงค์, สมชัย วงศ์สวัสดิ์, สภา สกุลแก้ว, และสุนทร ปัญจาสุธารส. (2527). *แผนที่อุทกธรณีวิทยาแอ่งหาดใหญ่ สงขลา: มาตราส่วน 1:50000*, กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, กรุงเทพฯ.

สภา สกุลแก้ว. (2539). *สภาพน้ำบาดาลบริเวณแอ่งหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา*, กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, กรุงเทพฯ.

สุรพล อารีย์กุล. (2534). *ศักยภาพน้ำบาดาลในแอ่งหาดใหญ่*,คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์, สงขลา.

อมรรัตน์ วัฒนธรรม. (2548). *การจำลองเชิงตัวเลขของการไหลของน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่จังหวัดสงขลา*, วิทยานิพนธ์, คณะการจัดการสิ่งแวดล้อมมหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์, สงขลา.

อรุณ ลูกจันทร์. (2552). *การศึกษาการรุกของน้ำเค็มในชั้นน้ำใต้ดินในแอ่งหาดใหญ่โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์*, วิทยานิพนธ์, คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์, สงขลา.

อรุณ ลูกจันทร์, ธนิต เฉลิมยานนท์ และจรีรัตน์ สกุลรัตน์. (2551). “คุณสมบัติของชั้นน้ำและคุณภาพน้ำใต้ดินในแอ่งหาดใหญ่บริเวณทะเลสาบสงขลา.” *การประชุมวิชาการทางวิศวกรรมศาสตร์มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ครั้งที่ 6*, จังหวัดสงขลา, 80-85.

Almeida, J.A, (2010). “Stochastic simulation methods for characterization of lithoclasses in carbonate reservoirs.” *Earth-Sci. Rev*., 101, 250–270.

Ahmed, A.A. (2009). “Using lithologic modeling techniques for aquifer characterization and groundwater flow modeling of the Sohag area, Egypt.”*Hydrogeol. J.*, 17, 1189–1201, doi: 10.1007/s10040-009-0461-z.

Akaike, H. (1974). “A new look at statistical model identification.” *IEEE Trans. Autom. Control*, AC-19, 716-722.

Ali, R.,McFarlane, D.J.,Varma, S., Dawes, W., Emelyanova, I., Hodgson, G., and Charles, S. (2012). “Potential climate change impacts on groundwater resourcesof south-western Australia.”*J. Hydrol*., 475, 456–472.

Beven, K., and Binley, A. (1992). “The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction.” *Hydrological Processes*, 6(5), 279–283, doi:10.1002/hyp.3360060305.

Bouwer, H. (1978). *Groundwater hydrology*, McGraw-Hill Book Co.

Burnham, K. P., and Anderson, D. R. (2002). *Model selection and multiple model inference: A practical information-theoretical approach*, Springer, New York.

Burnham, K. P., and Anderson, D. R. (2004). "Multimodel inference—Understanding AIC and BIC in model selection." *Sociol. Methods Res*., 33(2), 261-304.

Cabello, P., Cuevas, J.L., and Ramos, E. (2007). “3D modelling of grain size distribution in Quaternary deltaic deposits (Llobregat Delta, NE Spain).”*Geol. Act*., 5, 231–244.

Carle, S.F., Labolle, E.M., Weissmann, G.S., Van Brocklin, D., and Gogg, G.E. (1998). “Conditional simulation of hydrofacies architecture: a transition probability/Markov approach.” In: Fraser GS, Davis JM (eds.) Hydrogeologic models of sedimentary aquifers, SEPM Special Publication, Concepts in Hydrogeology and Environmental Geology., 147-170.

Carle, S.F., Esser, B.K., and Moran, J.E. (2006). “High-resolution simulation of basin-scale nitrate transport considering aquifer system heterogeneity.” *Geosphere*, 2, 195–209. doi: 10.1130/GES00032.1.

Cooper, H.H., and Jacob, C.E. (1946). “A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history.” *Trans. Am. Geophys. Union*, 24, 526–534.

Conkling, H. (1946). “Utilization of groundwater storage in stream system development.”*Trans. Amer. Soc. Civil Engrs*., 111, 275-305.

de Marsily, G., Delay, F., Teles, V., and Schafmeister, M.T. (1998).“Some current methods to represent the heterogeneity of natural media in hydrogeology.”*Hydrogeol. J*., 6, 115–130. doi: 10.1007/s100400050138.

de Marsily, G., Delay, F., Gonçalves, J., Renard, P., Teles, V., and Violette, S. (2005). "Dealing with spatial heterogeneity." *Hydrogeol. J.*, 13, 161-183. doi: 10.1007/s10040-004-0432-3.

dell'Arciprete, D., Bersezio, R., Felletti, F., Giudici, M., Comunian, A., and Renard, P. (2012). "Comparison of three geostatistical methods for hydrofacies simulation: a test on alluvial sediments." *Hydrogeol. J.*, 20, 299-311. doi: 10.1007/s10040-011-0808-0.

Deutsch, C.V. (1992). *Annealing techniques applied to reservoir modeling and the integration of geological and engineering (well test) data*. Ph.D. dissertation, Stanford University.

Deutsch, C.V. (1998). "Cleaning categorical variable (lithofacies) realizations with maximum a-posteriori selection." *Com & Geosci.*, 24 (6), 551–562. doi: 10.1016/S0098-3004(98)00016-8.

Deutsch, C.V. (2002). *Geostatistical reservoir modeling*. Oxford University Press, New York.

Deutsch, C.V., and Journel, A.G. (1992). *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press, New York.

Domenico, P.A., and Schwartz, F.W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology*, 2nd Ed., John Wiley and Sons, New York.

Draper, D. (1995). "Assessment and propagation of model uncertainty." *J. R. Stat. Soc., Series B*, 57(1), 45–97.

Duan, Q., Ajami, N., Gao, X., and Sorooshian, S. (2007)."Multi-model ensemble hydrologic prediction using Bayesian model averaging."*Adv. Water Resour.*, 30(5), 1371–1386, doi:10.1016/j.advwatres.2006.11.014.

Engeland, K., Xu, C.Y., Gottschalk, L.(2005). "Assessing Uncertainties in a conceptual water balance model using Bayesian methodology." *Hydrological Sci. J.*, 50(1), 45–63.

Environmental Simulations, Inc. (ESI). (2007).*Guides to using Groundwater Vista: Version 5*, Environmental Simulations. Inc.

Falivene, O., Cabrera, L., Muñoz, J.A., Arbués, P., Fernández, O., and Sáez, A. (2007). "Statistical grid-based facies reconstruction and modeling for sedimentary bodies: Alluvial-palustrine and turbiditic examples."*Geol. Act.*, 5, 199-230.

Fogg, G.E., Noyes, C.D., and Carle, S.F. (1998). "Geologically-based model of heterogeneous hydraulic conductivity in an alluvial setting."*Hydrogeol. J.*, 6, 131–143. doi: 10.1007/s100400050139.

Folk, R.L. (1954). “The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature.” *J. Geol*., 62 (4), 344-359.

Gego, E.L., Johnson, G.S., and Hankins, M. (2001). “An evaluation of methodologies for the generation of stochastic hydraulic conductivity fields in highly heterogeneous aquifers.”*Stoch. Environ. Res. Risk. Assess*.,15, 47-64. doi: 10.1007/s004770000060.

Goovaerts, P. (1996). “Stochastic simulation of categorical variables using a classification algorithm and simulated annealing.” *Math. Geol*., 28(7), 909-921. doi: 10.1007/BF02066008.

Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press, New York.

Guastaldi, E., Carloni, A., Pappalardo, G., and Nevini, J. (2014). “Geostatistical methods for lithological aquifer characterization and groundwater flow modeling of the Catania Plain Quaternary aquifer (Italy).”*J. Water. Resour. Pro*., 6, 272-296. doi: 10.4236/jwarp.2014.64032.

Harrar, W., Sonnenberg, T.O., and Henriksen, H. (2003). “Capture zone, travel time, and solute transport predictions using inverse modelling and different geological models.”*Hydrogeol. J*., 11(5), 536–548, doi:10.1007/s10040-003-0276-2.

Hansen, A.L., Gunderman, D., He, X., and Refsgaard, J.C. (2014). “Uncertainty assessment of spatially distributed nitrate reduction potential in groundwater using multiple geological realizations.” *J. Hydrol*., 519, 225–237. doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.07.013.

He, X.,Sonnenberg, T.O.,Jørgensen, F., Høyer, A.-S.,Møller, R.R., and Jensen, K.H. (2013). “Analyzing the effects of geological and parameter uncertainty on prediction of groundwater head and travel time.” *Hydrol. Earth Syst. Sci*., 17, 3245–3260.doi:10.5194/hess-17-3245-2013.

Højberg, A., and Refsgaard, J. (2005). “Model uncertainty—Parameter uncertainty versus conceptual models.”*Water Sci. Technol*., 52(6), 177–186.

Hoeting, J., Madigan, D.,Raftery, A., and Volinsky, C. (1999).“Bayesian model averaging: A tutorial.”*Stat. Sci*., 14(4), 382–401.

Hurvich, C.M., and Tsai, C.L. (1989). “Regression and time series model selection in small sample.”*Biometrika*, 76(2), 99-104.

IPCC. (2013). Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution ofWorking Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Journel, A.G., Gundeso, R., Gringarten, E., and Yao, T. (1998). "Stochastic modelling of a fluvial reservoir: a comparative review of algorithms." *J. Pet. Sci. Eng*., 21, 95-121. doi: 10.1016/S0920-4105(98)00044-8.

Journel, A.G., and Xu, W. (1994). "Posterior identification of histograms conditional to local data." *Math. Geol*., 26, 323-359. doi: 10.1007/BF02089228.

Kass, R.E., and Raftery, A.E. (1995). "Bayes factors." *J. Am. Stat. Assoc*., 90, 773–795.

Kashyap, R.L. (1982). "Optimal choice of AR and MA parts in autoregressive moving average models."*IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell*., 4(2), 99-104.

Lee, C.H. (1915). "The determination of safe yield of underground reservoirs of the closed basin type."*Trans. Amer. Soc. Civil Engrs*., 78, 148–251.

Liu, C.W., Lin, C.N., Jang, C.S., Chen, C.P., Chang, J.F., Fan, C.C., AND Lou, K.H. (2006). "Sustainable groundwater management in Kinmen Island."*Hydrol. Process*., 20, 4363–4372

Lohawijarn, W. (2005). "Potential ground water resources of Hat Yai basin in peninsular Thailand by gravity study." *Songklanakarin. J. Sci. Tech*., 27(3), 633-647.

Madigan, D., and Raftery, A. E. (1994). "Model selection and accounting for model uncertainty in graphical models using Occam's window." *J. Am. Stat. Assoc*., 89(428), 1535-1546.

McFarlane, D.J.,Stone, R., Martens, S., Thomas, J., Silberstein, R., Ali, R., and Hodgson, G. (2012). "Climate change impacts on water yields and demands in south-western Australia." *J. Hydrol*., 457, 488–498.

Meinzer, O.E. (1923). *Outline of groundwater hydrology, with definitions*, U.S. Govt. Print. Off., USGS, Water Supply Paper 494.

Michael, H.A., and Voss, C.I. (2009). "Estimation of regional-scale groundwater flow properties in the Bengal basin of India and Bangladesh."*Hydrogeol. J*., doi: 10.1007/s10040-009-0443-1.

Modis, K., and Sideri, D. (2013). "Geostatistical simulation of hydrofacies heterogeneity of the West Thessaly aquifer systems in Greece." *Nat. Resour. Res*., doi:10.1007/s11053-013-9200-1.

Nettasana, T. (2012). Conceptual model uncertainty in the management of the Chi River Basin, Thailand. Ph.D. dissertation, University of Waterloo.

Neuman, S.P. (2003). "Maximum likelihood Bayesian averaging of uncertain model predictions." *Stoch. Env. Res. and Risk Assess*., 17, no. 5: 291–305.

Neuman, S., and P. Wierenga. (2003).*A comprehensive strategy of hydrogeologic modeling and uncertainty analysis for nuclear facilities and sites*, Rep. NUREG/CR6805, U.S. Nucl. Regul. Comm., Washington, D. C.

Ouellon, T., Lefebvre, R., Marcotte, D., Boutin, A., Blais, V., and Parent, M. (2008). "Hydraulic conductivity heterogeneity of a local deltaic aquifer system from the kriged 3D distribution of hydrofacies from borehole logs, Valcartier, Canada."*J. Hydrolo*., 351, 71-86. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.040.

Pham, H.V., and Tsai, F.T.-C. (2015). "Bayesian experimental design for identification of model propositions and conceptual model uncertainty reduction." *Adv. Water. Resour*., 83, 148–159.

Phelps, G.A., Boucher, A., and Halford, K.J. (2011). *A refined characterization of the alluvial geology of yucca flat and its effect on bulk hydraulic conductivity*. Open-File Report, U.S. Geological Survey, 2010-1307.

Poeter, E., and Anderson, D. (2005). "Multiple ranking and inference in ground water modelling." *Ground Water*, 43(4), 597–605.

Quental, P., Almeida, J.A., and Simões, M. (2012). "Construction of high-resolution stochastic geological models and optimal upscaling to a simplified layer-type hydrogeological model."*Adv. Water .Resour*., 39, 18-32. doi:10.1016/j.advwatres.2012.01.001.

Refsgaard, J.C., Van der Sluijs, J., Brown, J., and Van der Keur, P. (2006). "A framework for dealing with uncertainty due to model structure error."*Adv. Water. Resour*., 29(11), 1586–1597, doi:10.1016/j.advwatres.2005. 11.013.

Refsgaard, J.C., Christensen, S., Sonnenborg, T.O., Seifert, D., Højberg, A.L., and Troldborg, L. (2012). "Review of strategies for handling geological uncertainty in groundwater flow and transport modeling."*Adv. WaterResour*., 36, 36–50.

Remy, N., Boucher, A., and Wu, J. (2009).*Applied geostatistics with SGeMS: A user's guide*. Cambridge University Press, New York.

Renard, P., Le Loc'h, G., Ledoux, E., de Marsily, G., and Mackay, R. (2000). "A fast algorithm for the estimation of the equivalent hydraulic conductivity of heterogeneous media." *Water. Resour. Res*., 36, 3567-3580. doi: 10.1029/2000WR900203.

Rojas, R., and Dassargues, A. (2007). "Groundwater flow modelling of the regional aquifer of the Pampa del Tamarugal, northern Chile." *Hydrogeol. J*., 15, 537–551.doi: 10.1007/s10040-006-0084-6.

Rojas, R., Feyen, L., Dassargues, A., 2008. Conceptual model uncertainty in groundwater modeling: combining generalized likelihood uncertainty estimation and Bayesian model averaging. *Water Resour. Res*.,44, W12418. doi:10.1029/2008WR006908.

Rojas, R., Batelaan, O.,Feyen, L., and Dassargues, A. (2010a). "Assessment of conceptualmodel uncertainty for the regional aquifer Pampa del Tamarugal–north Chile." *Hydrol. Earth Syst. Sci*., 14(2), 171–192.

Rojas, R., Kahunde, S.,and Peeters, L. (2010b)."Application of a multimodel approach to account for conceptual model and scenario uncertainties in groundwater modelling."*J. Hydrol*., 394, 416–435.

Sawata, H., Wongsomsak, S., Tanchotikul, A., Dansawasdi, R., Maneeprapun, K., and Muenlek, S. (1983). "A hypothetical idea on the formation of HatYai basin and the Songkhla lagoon." *Proceedings of the Annual Technical Meeting*, Department of Geological Sciences, Chiang Mai University, 109-120.

Schwarz, G. (1978). "Estimating the dimension of a model." *Ann. Stat*., 6(2), 461–464.

Seifert, D., and Jensen, J.L. (1999). "Using sequential indicator simulation as a tool in reservoir description: issues and uncertainties." *Math. Geol*., 31, 527-550. doi: 10.1023/A:1007563907124.

Seifert, D., and Jensen, J.L. (2000). "Object and pixel-based reservoir modeling of a braided fluvial reservoir." *Math. Geol*., 32, 581-603. doi:10.1023/A:1007562221431.

Selroos, J., Walker, D., Ström, A., Gylling, B., and Follin, S. (2002). "Comparison of alternativemodelling approaches for groundwater flow in fractured rock." *J. Hydrol*., 257(1–4), 174–88.

Serrano, R.P., Guadagnini, L., Riva, M., Giudici, M., and Guadagnini, A. (2014). "Impact of two geostatistical hydro-facies simulation strategies on head statistics under non-uniform groundwater flow." *J. Hydrol*., 508, 343-355. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.11.009.

Simo, A.T., Marache, A., Lastennet, R., and Breysse, D. (2013). "Reconstructing hydraulic conductivity field for hydrogeological modeling in an urban environment."*Eng. Geol*., 158, 119-134. doi:10.1016/j.enggeo.2013.03.013.

Singh, A., Mishra, S., Ruskauff, G., 2010. Model averaging techniques for quantifying conceptual model uncertainty. Ground Water 48, 701–715.

Soares, A. (1998). "Sequential indicator simulation with correction for local probabilities." *Math. Geol*., 30(6), 761–765. doi: 10.1023/A:1022451504120.

Soares, A., (2000). *Geoestatistica Para as Ciencias da Terra e do Ambiente*. IST Press, USA.

Sonnenberg, T.O., Seifert, D., and Refsgaard, J.C. (2015). "Climate model uncertainty vs. conceptual geological uncertainty in hydrological modeling." *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss*., 12, 4353–4385.doi:10.5194/hessd-12-4353-2015.

Sophocleous, M. (1997). "Managing water resources systems: Why "safe yield" is not sustainable."*Ground Water*, 35(4), 561.

Sophocleous, M. (2000). "From safe yield to sustainable development of water resources: The Kansas experience." J*. Hydrol*.,235,

Spitz, K., and Moreno, F. (1996). *A practical guide to groundwater and solute transport modeling*. John Wiley and Sons, New York.

Stuart, W.T. (1945). *Groundwater resources of the Lansing area*, Mich. Dept. of Cons., Geol. Surv. Div. Rept.n 13.

Theis, C.V. (1935). "The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage." *Trans. Am. Geophys. Union*, 16, 519–524.

Thompson, A.M., Brown, R.A., Rosenberg, N.J., Srinivasan, R., and Izaurralde, R.C. (2005). "Climate change impacts for the coterminous USA: an integrated assessment." *Part 4: Water Resources. Clim. Change*, 69, 67–88.

Todd, D.K. (1959). *Ground water hydrology*. Chapman & Hall, London.

Trevisani, S., and Fabbri, P. (2010)."Geostatistical modeling of a heterogeneous site bordering the Venice Lagoon, Italy."*Ground Water*, 48(4), 614-623. doi: 10.1111/j.1745-6584.2009.00632.x.

Troldborg, L. (2004).*The influence of conceptual geological model on the simulation of flow and transport in Quaternary aquifer systems*. Ph.D. dissertation, Geological Survey of Denmark and Greenland Report 2004/107, GEUS, Copenhagen.

Troldborg, L., Refsgaard, J.C., Jensen, K.H., and Engesgaard, P. (2007). "The importance of alternative conceptual models for simulation of concentrations in multi-aquifer systems."*Hydrogeol. J*., 15, 843–60. doi: 10.1007/s10040-007-0192-y.

Tsai, F., and X. Li. (2008). "Inverse groundwater modeling for hydraulic conductivity estimation using Bayesian model averaging and variance window." *Water Resour. Res*., 44, W09434, doi: 10.1029/2007WR006576.

Tsai, F. (2010). "Bayesian model averaging assessment on groundwater management under model structure uncertainty."*Stoch. Environ. Res. Risk. Assess*., 24, 845–861.doi:10.1007/s00477-010-0382-3.

Weissmann, G.S., and Fogg, G.E. (1999). “Multi-scale alluvial fan heterogeneity modeled with transition probability geostatistics in a sequence stratigraphic framework.”*J.Hydrol*., 226, 48-65. doi:10.1016/S0022-1694(99)00160-2.

Weissmann, G.S., Carle, S.F., and Fogg, G.E. (1999).“Three-dimensional hydrofacies modeling based on soil surveys and transition probability geostatistics.”*Water Resour. Res*., 35, 1761–1770. doi: 10.1029/1999WR900048.

Weissmann, G.S., Zhang, Y., Labolle, E.M., and Fogg, G.E. (2002). “Dispersion of groundwater age in an alluvial aquifer system.”*Water Resour. Res*., 38, 1198-1211. doi: 10.1029/2001WR000907.

Wentworth, C.K. (1922).“A Scale of grade and class terms for clastic sediments.”*J. Geol*., 30(5), 377- 392.

Xu, W. (1995).Stochastic modeling of reservoir lithofacies and petrophysical properties. Ph.D. dissertation, Stanford University.

Wu, J.C., and Zeng, X.K. (2013). “Review of the uncertainty analysis of groundwater numerical simulation.” *Chinese Sci. Bull*., 58(25), 3044–3052.

Yen, B.C., Cheng, S.T., and Melching, C.S. (1986). “Stochastic and risk analysis in hydraulic engineering.”*Littleton: Water Resour. Pub*.

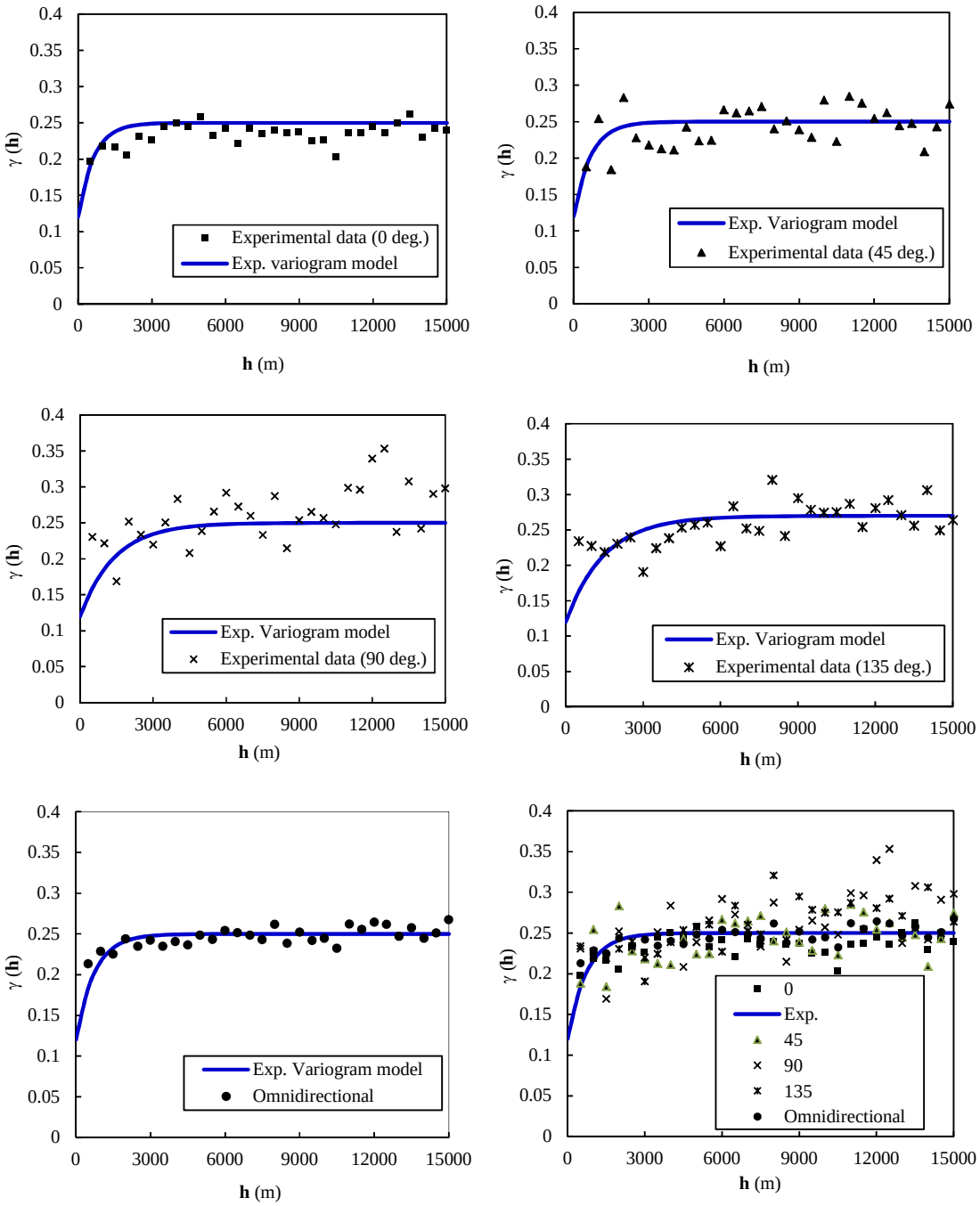
Ye, M., Neuman, S., Meyer, P., and Pohlmann, K. (2005). “Sensitivity analysis and assessment of prior model probabilities in MLBMA with application to unsaturated fractured tuff.”*Water Resour. Res*., 41, W12429, doi:10.1029/2005WR004260.

Ye, M., Meyer, P., and Neuman, S. (2008). “On model selection criteria in multimodel analysis.” *Water Resour. Res*., 44, W03428, doi:10.1029/ 2008WR006803.

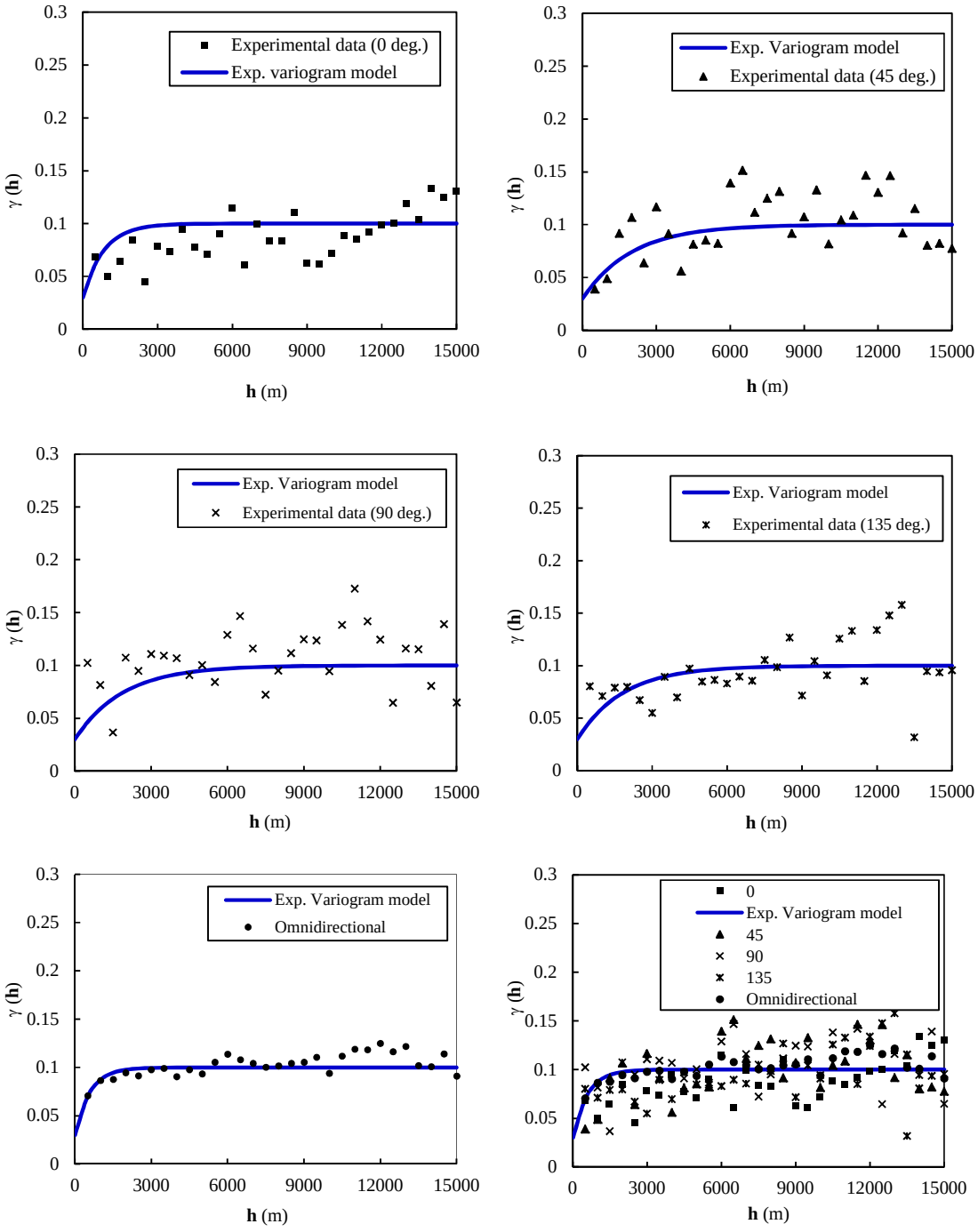
Ye, M., Pohlman, K., Chapman, J., Pohll, G., and Reeves, D. (2010). “A model-averaging method for assessing groundwater conceptual model uncertainty.” *Ground Water*, 48(5), 716–728. doi:10.1111/j.1745- 6584.2009.00633.x.

ภาคผนวก ก

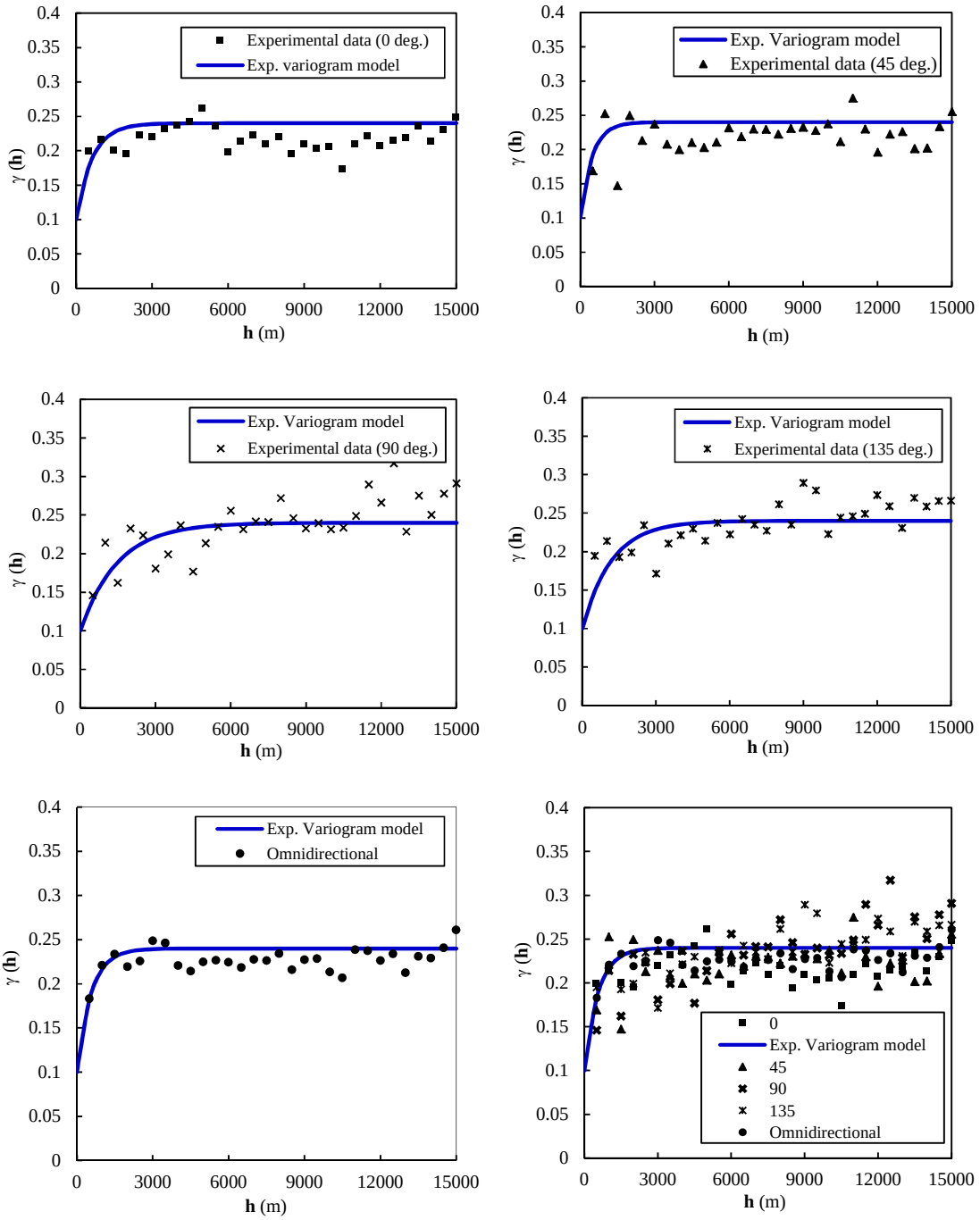
Variogram model and hydrofacies model



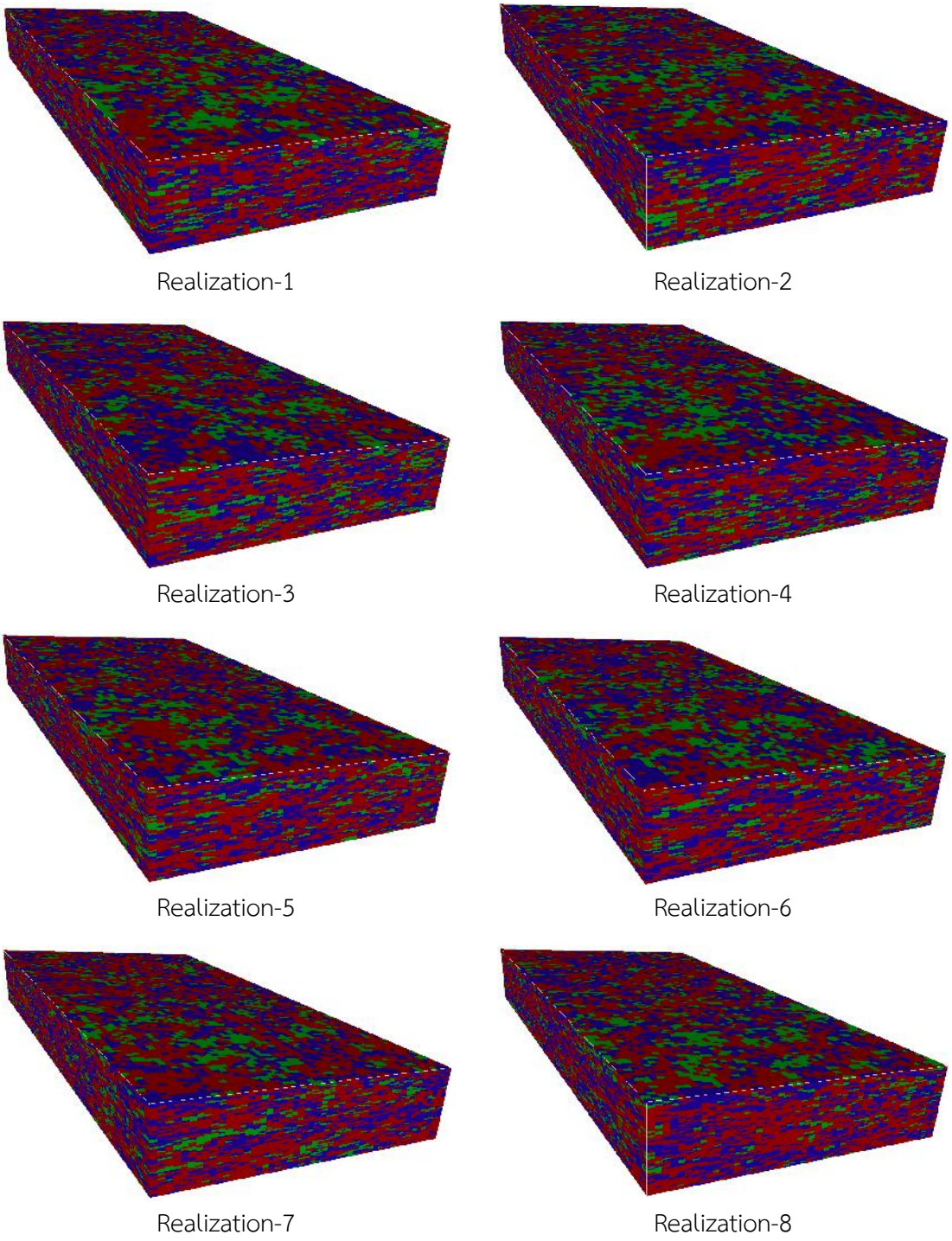
รูปที่ ก-1 แบบจำลองวาริโอแกรมตามแนวราบสำหรับ HFU-1



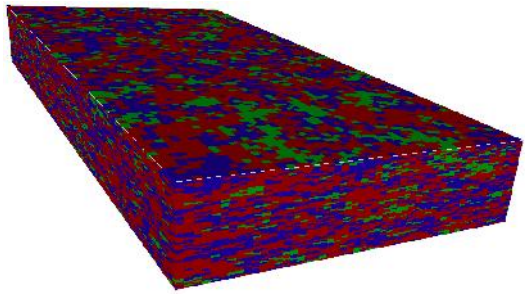
รูปที่ ก-2 แบบจำลองวาริโอแกรมตามแนวราบสำหรับ HFU-2



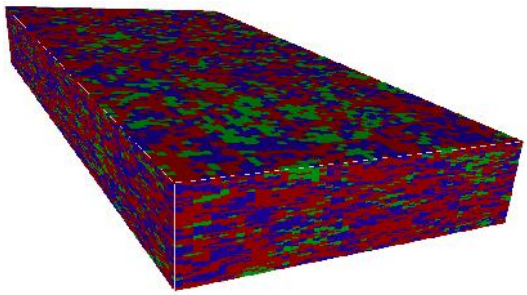
รูปที่ ก-3 แบบจำลองวาริโอแกรมตามแนวราบสำหรับ HFU-3



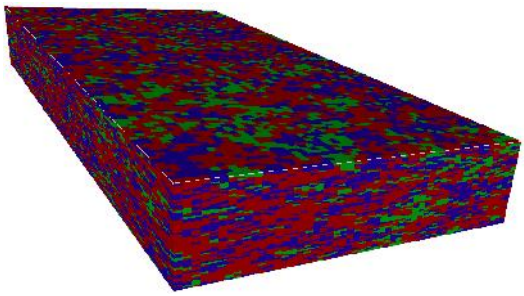
รูปที่ ก-4 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่ (Hydrofacies model) โดยใช้วิธี SISIM



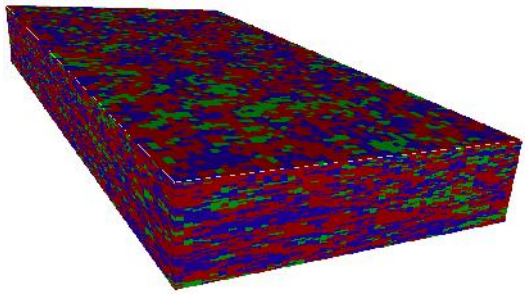
Realization-9



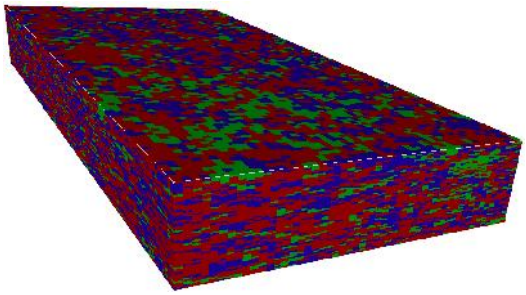
Realization-10



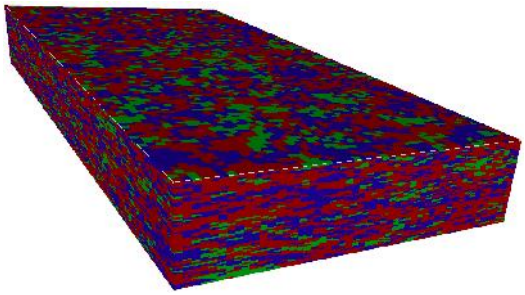
Realization-11



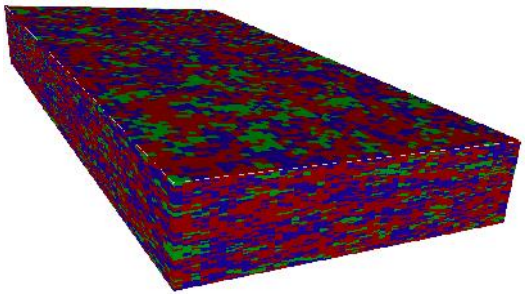
Realization-12



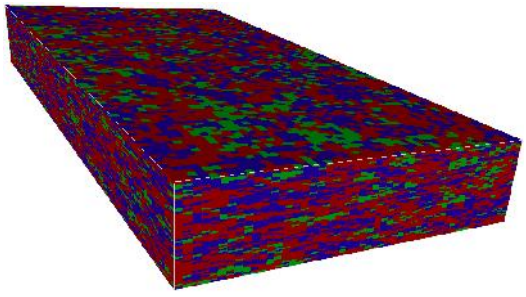
Realization-13



Realization-14

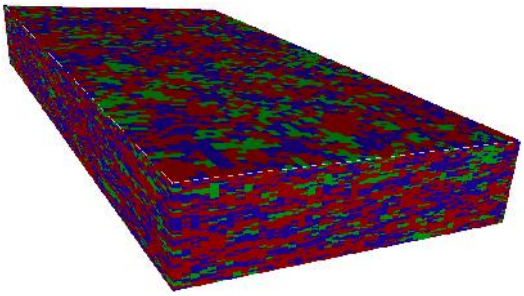


Realization-15

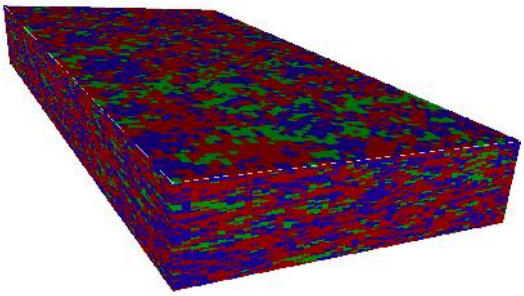


Realization-16

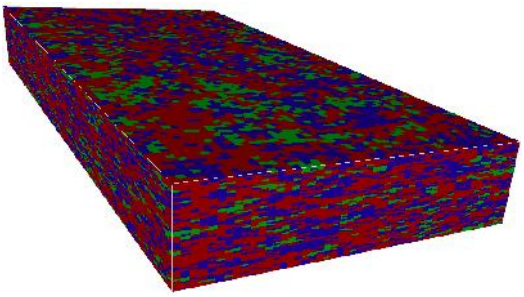
รูปที่ ก-4 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่ (Hydrofacies model) โดยใช้วิธี SISIM (ต่อ)



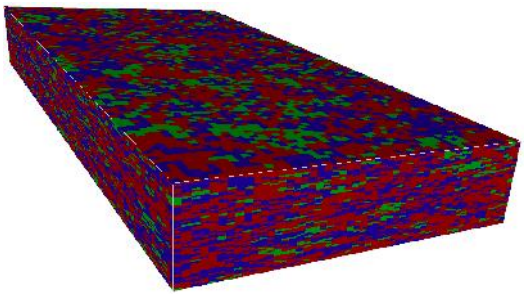
Realization-17



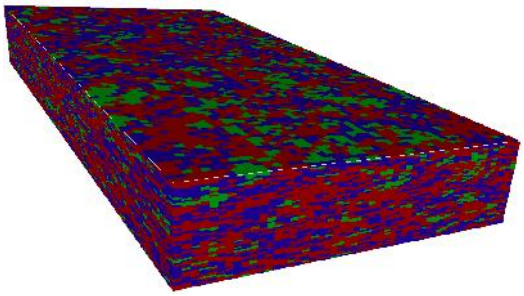
Realization-18



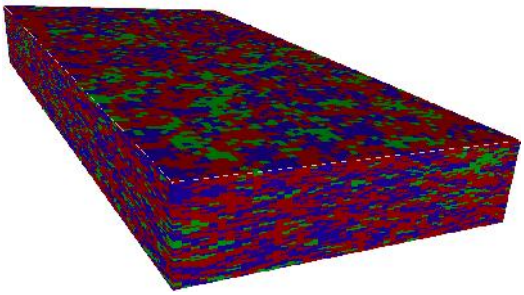
Realization-19



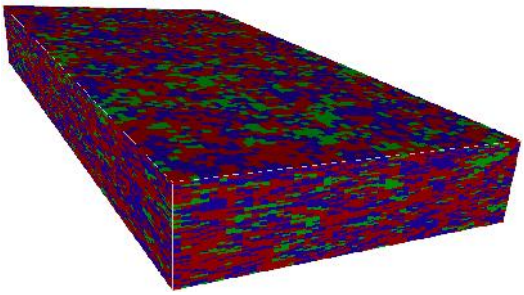
Realization-20



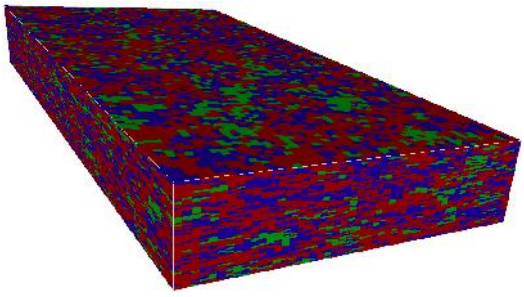
Realization-21



Realization-22

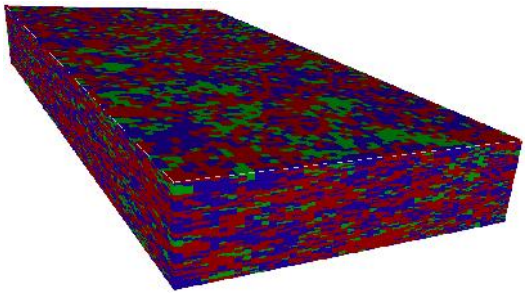


Realization-23

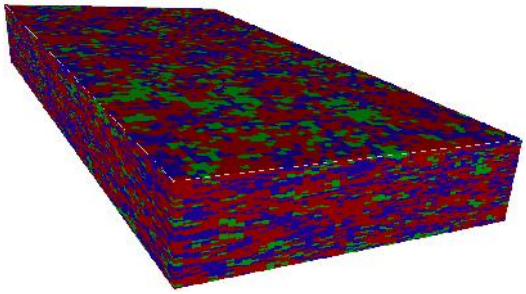


Realization-24

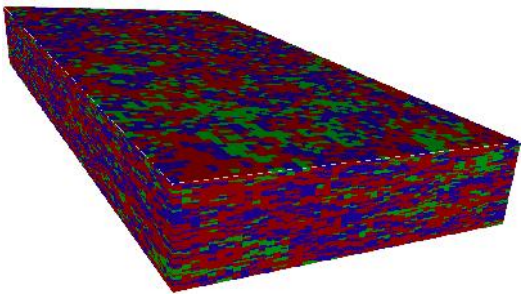
รูปที่ ก-4 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่ (Hydrofacies model) โดยใช้วิธี SISIM (ต่อ)



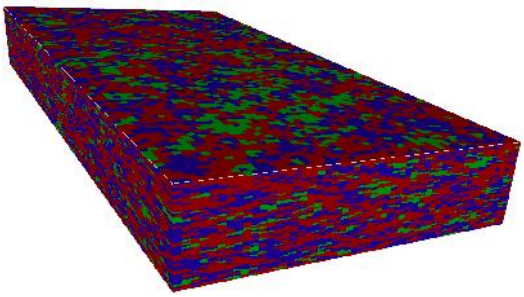
Realization-25



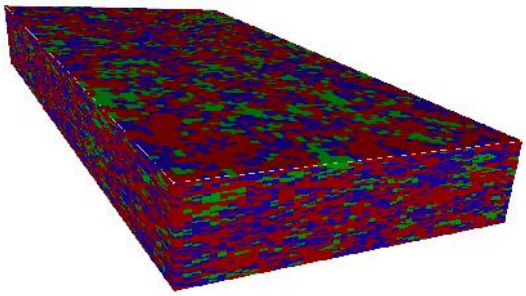
Realization-26



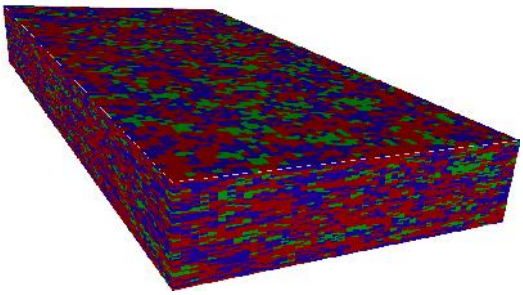
Realization-27



Realization-28

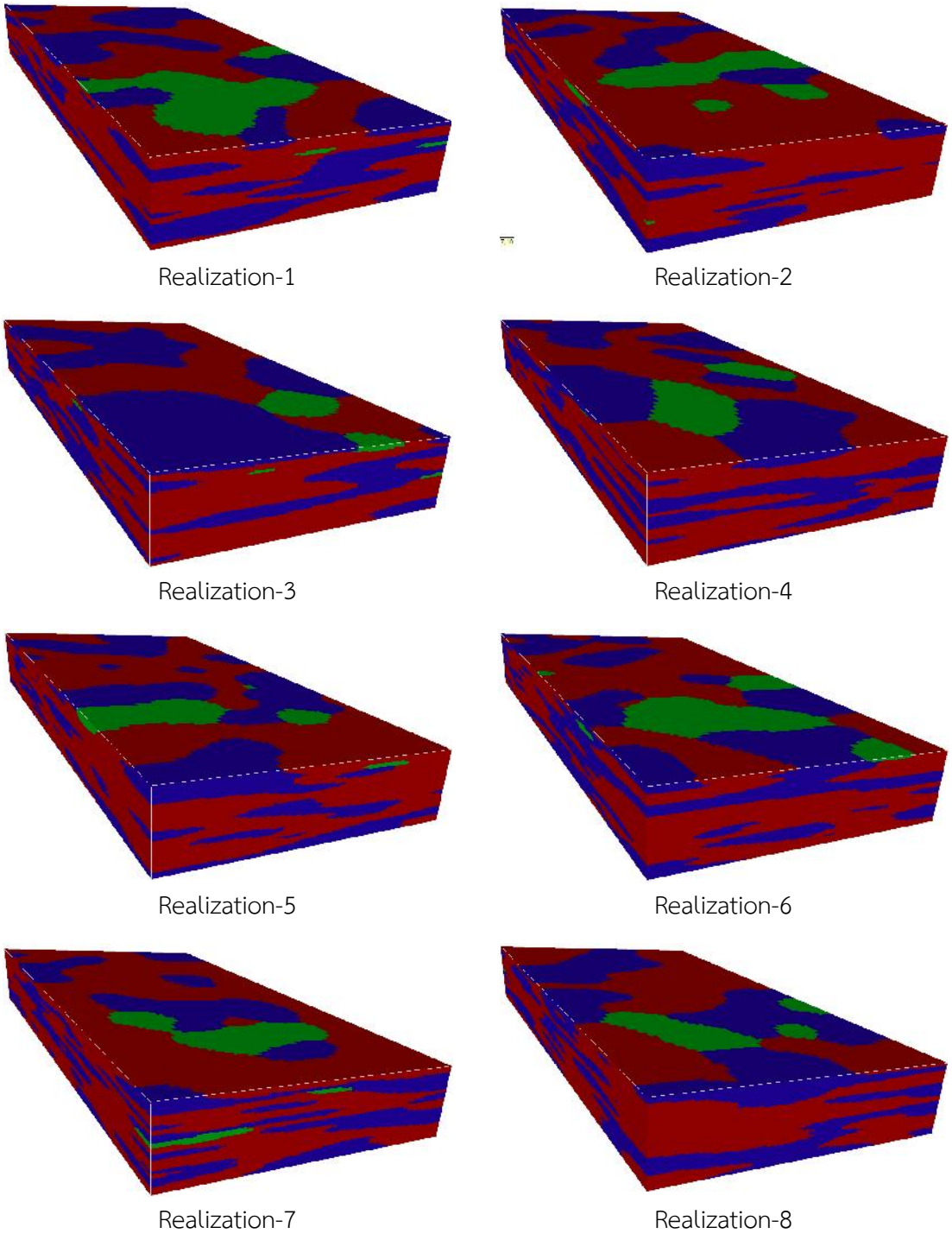


Realization-29

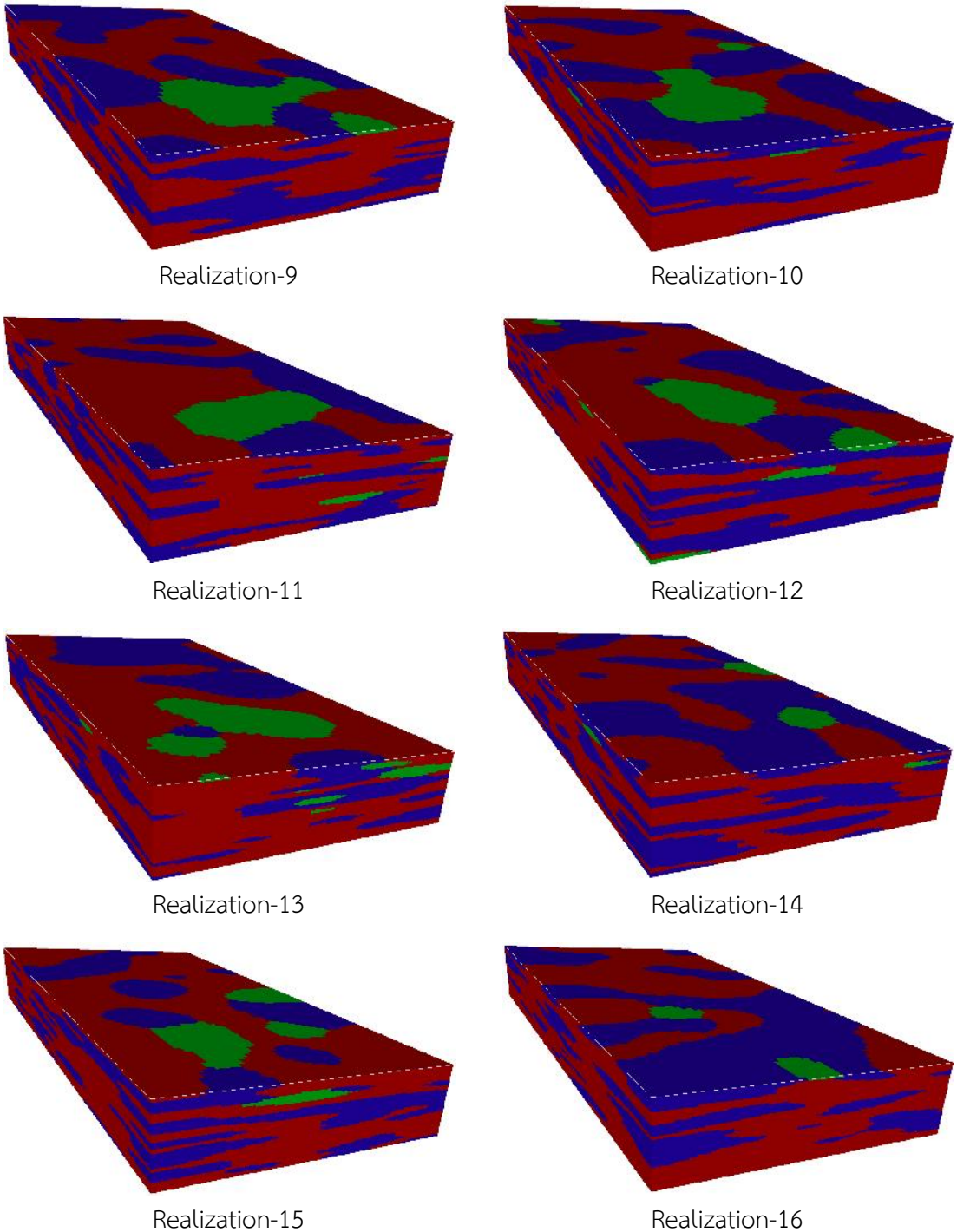


Realization-30

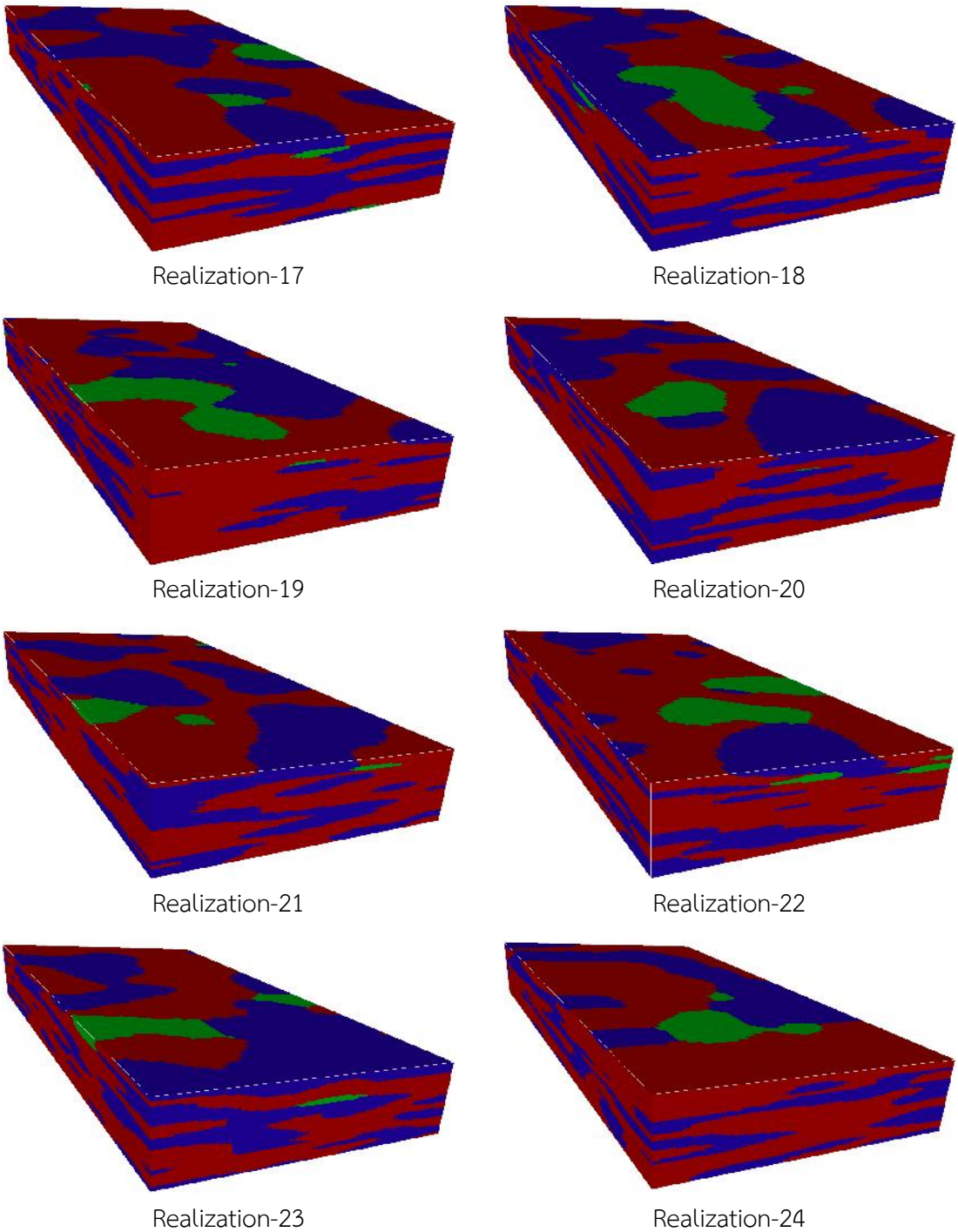
รูปที่ ก-4 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่ (Hydrofacies model) โดยใช้วิธี SISIM (ต่อ)



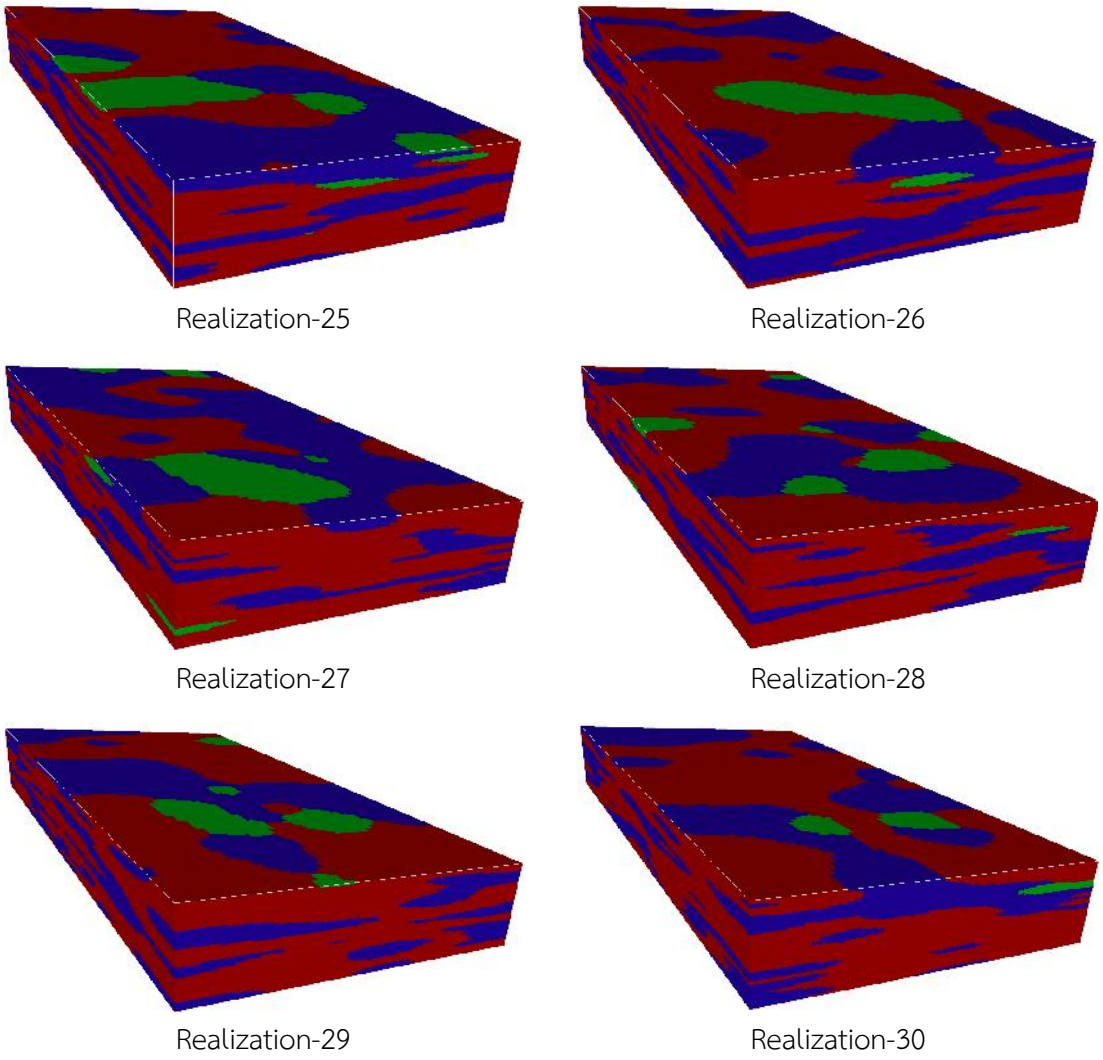
รูปที่ ก-5 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่ (Hydrofacies model) โดยใช้วิธี SISIM+TRANSCAT



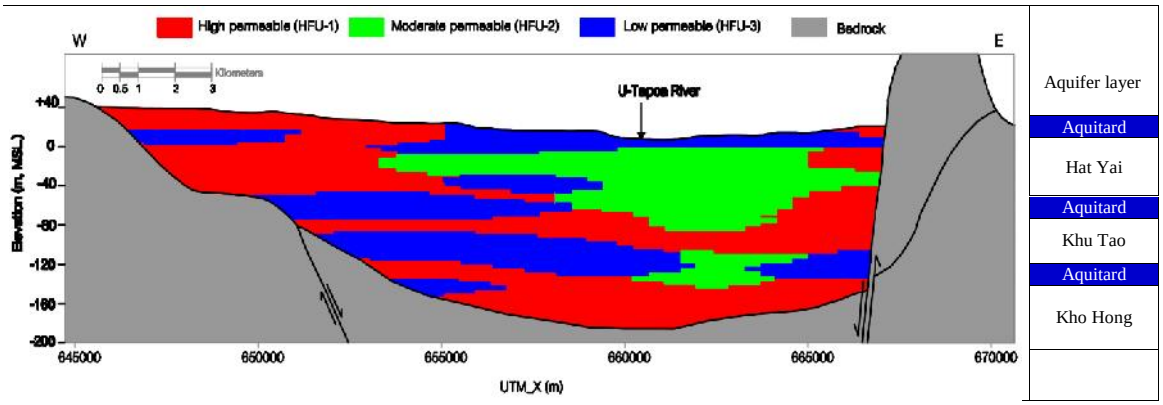
รูปที่ ก-5 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่ (Hydrofacies model) โดยใช้วิธี SISIM+TRANSCAT (ต่อ)



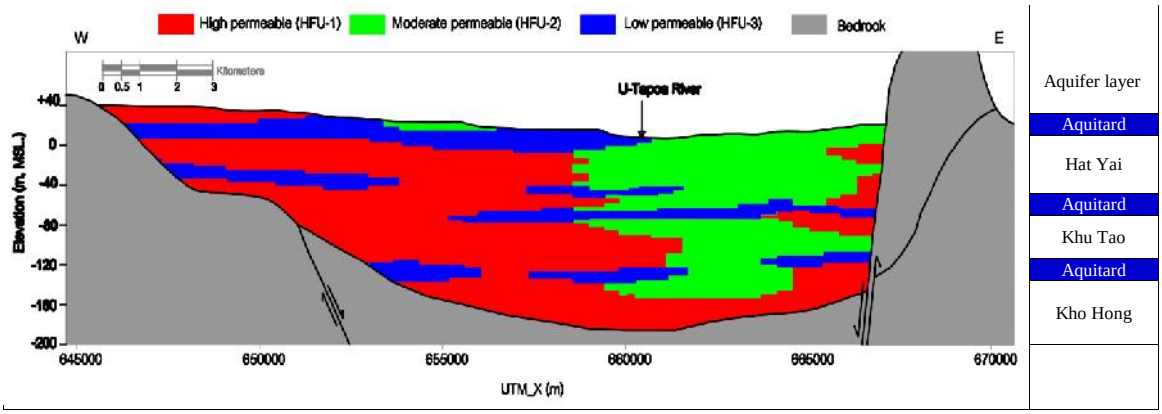
รูปที่ ก-5 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่ (Hydrofacies model) โดยใช้วิธี SISIM+TRANSCAT (ต่อ)



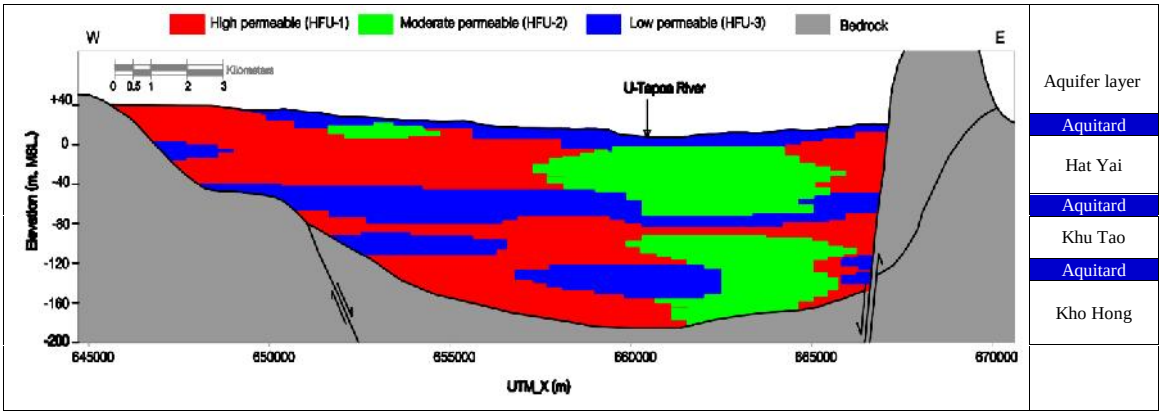
รูปที่ ก-5 แบบจำลองชั้นหินแอ่งหาดใหญ่ (Hydrofacies model) โดยใช้วิธี SISIM+TRANSCAT (ต่อ)



(a) Realization-13

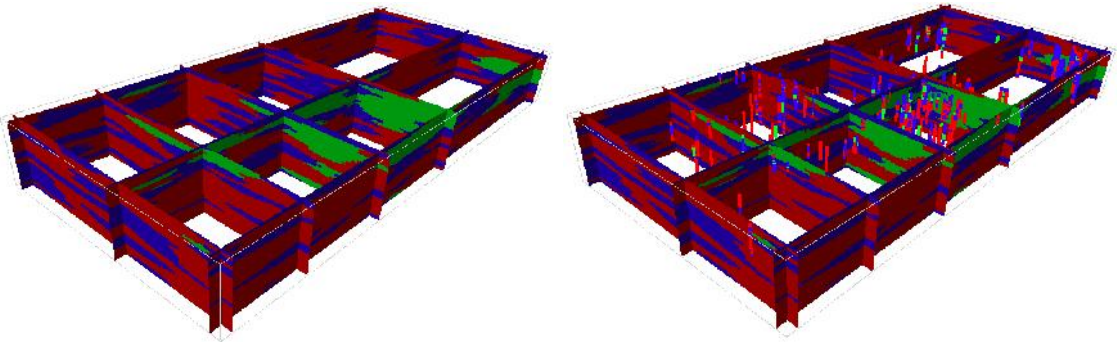


(b) Realization-19

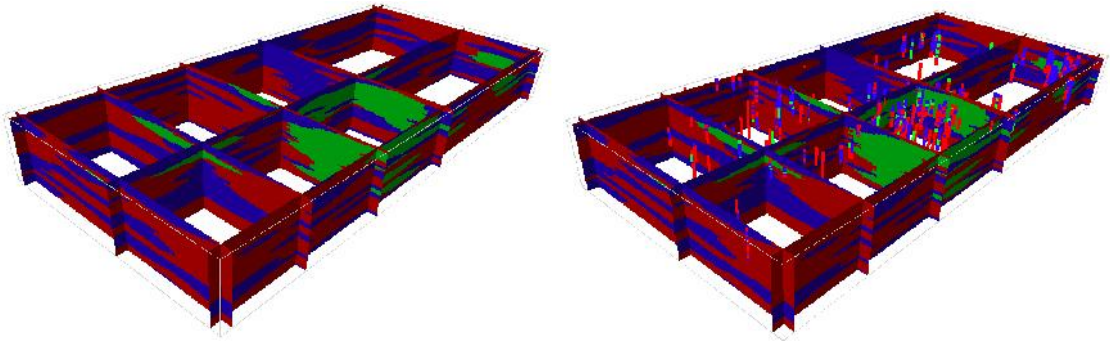


(c) Realization-29

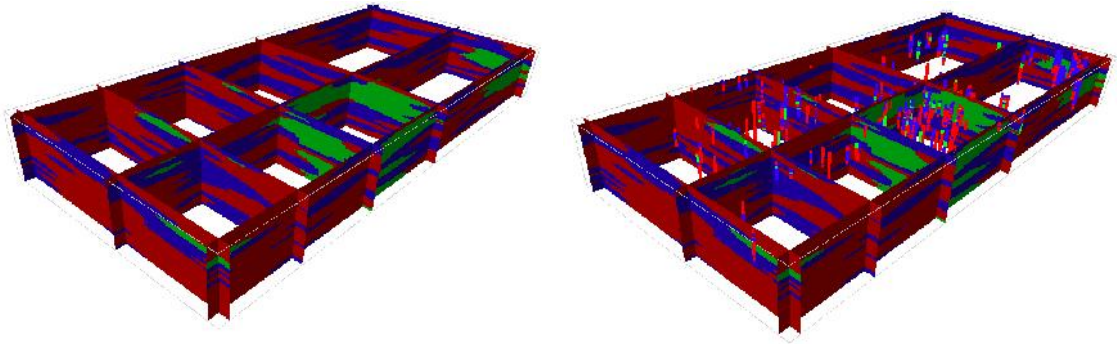
รูปที่ ก-6 ภาพตัดขวางตามแนวตะวันตก-ตะวันออกแบบจำลองชั้นหิน



Realization-13



Realization-19

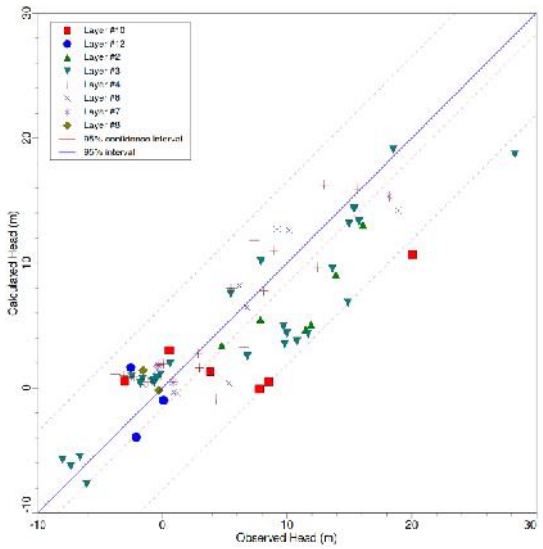


Realization-29

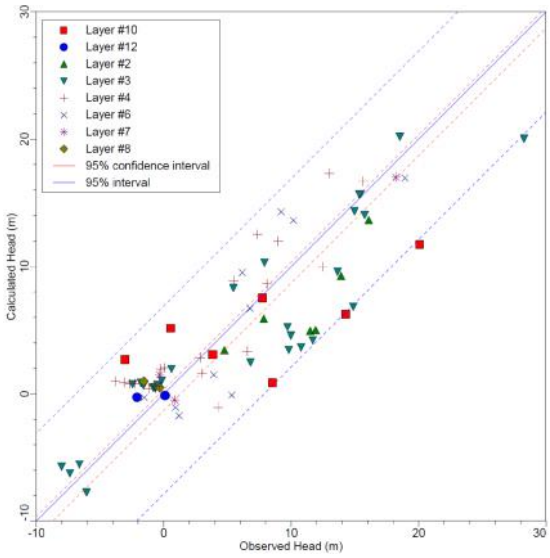
รูปที่ ก-7 Fence diagram of SISIM with TRANSCAT

ภาคผนวก ข

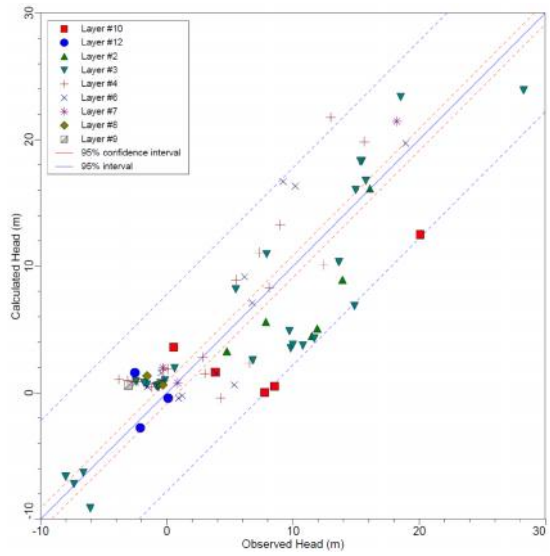
ผลการปรับเทียบแบบจำลอง



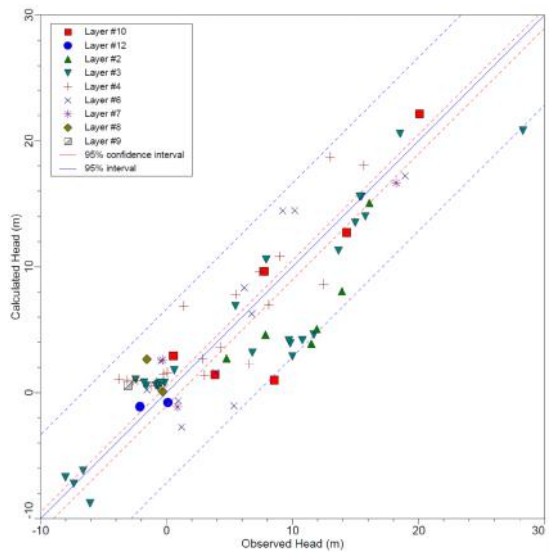
(M1a)



(M1e)

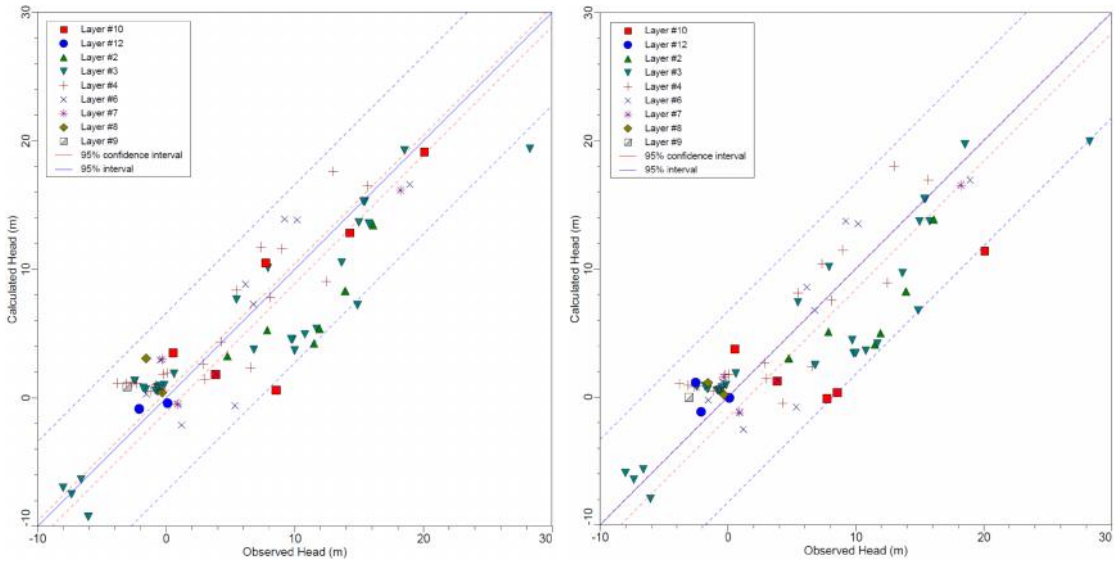


(M2a)



(M2b)

รูปที่ ข-1 ผลการปรับเทียบแบบจำลอง



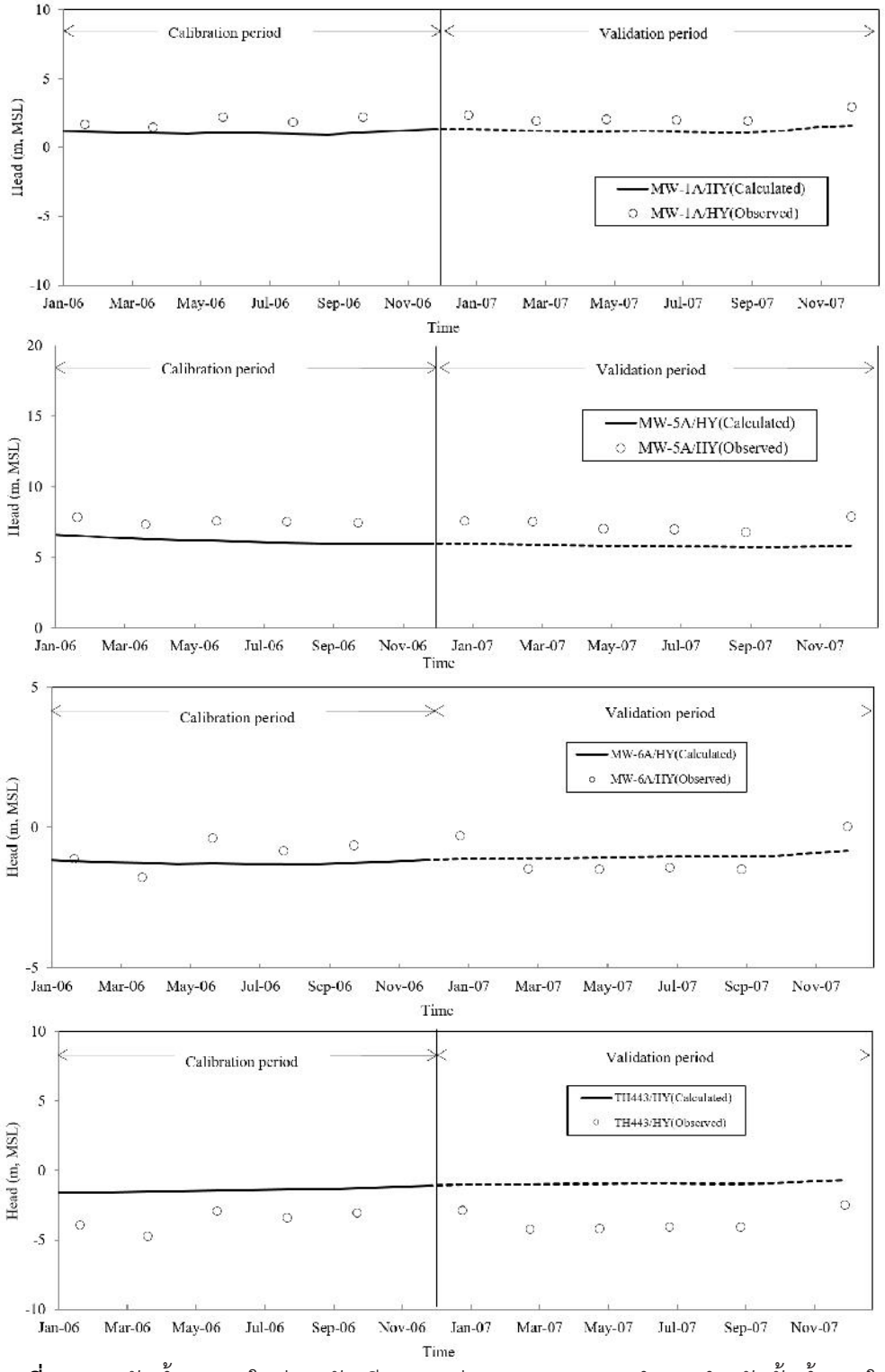
(M2c) (M2e)

รูปที่ ข-1 ผลการปรับเทียบแบบจำลอง (ต่อ)

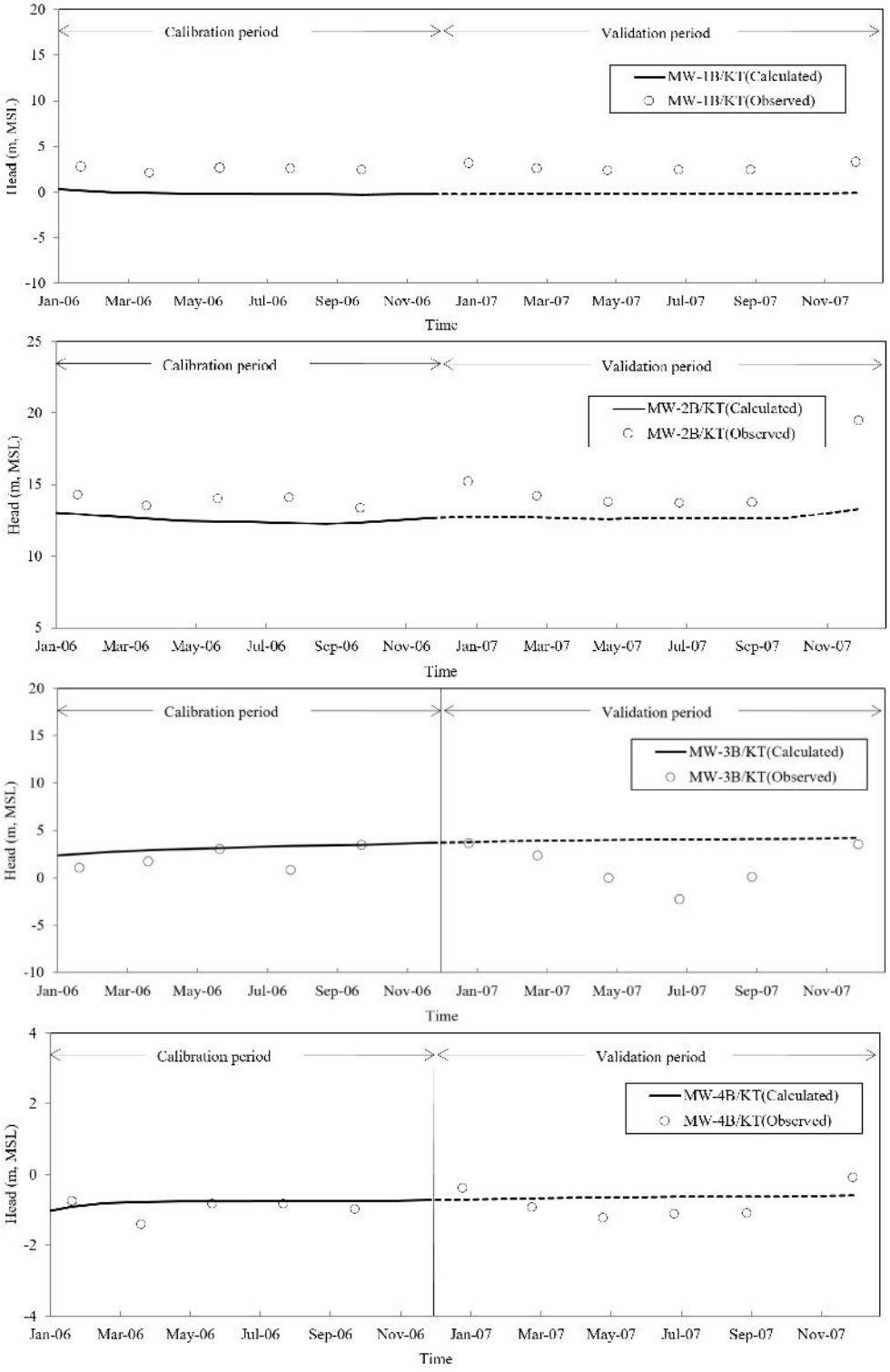
รูปที่ ข-2 ระดับแรงดันน้ำบาดาลจากการปรับเทียบแบบจำลอง M1a และ M1e

รูปที่ ข-3 ระดับแรงดันน้ำบาดาลจากการปรับเทียบแบบจำลอง M2a และ M2b

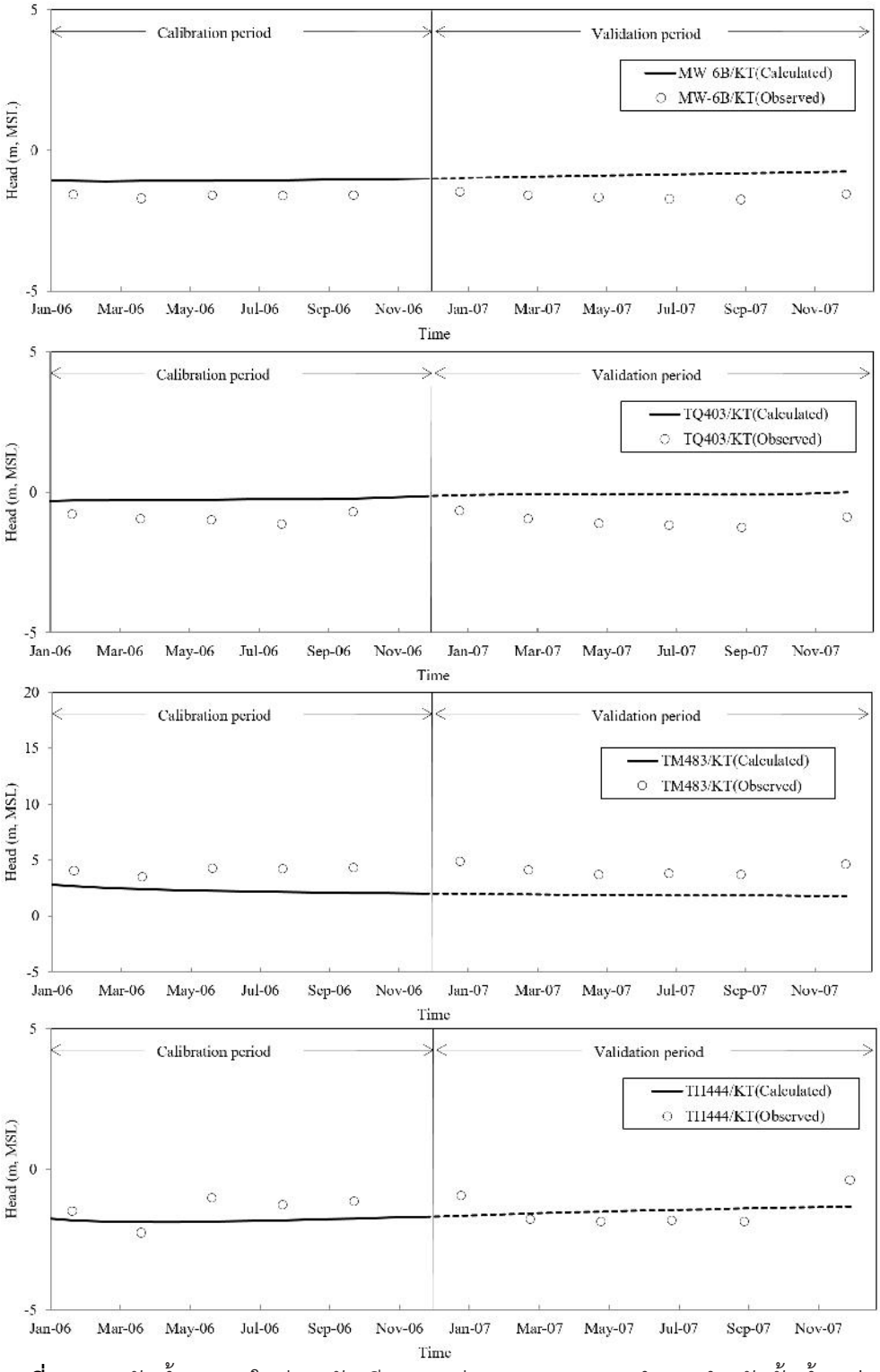
รูปที่ ข-4 ระดับแรงดันน้ำบาดาลจากการปรับเทียบแบบจำลอง M2c และ M2e



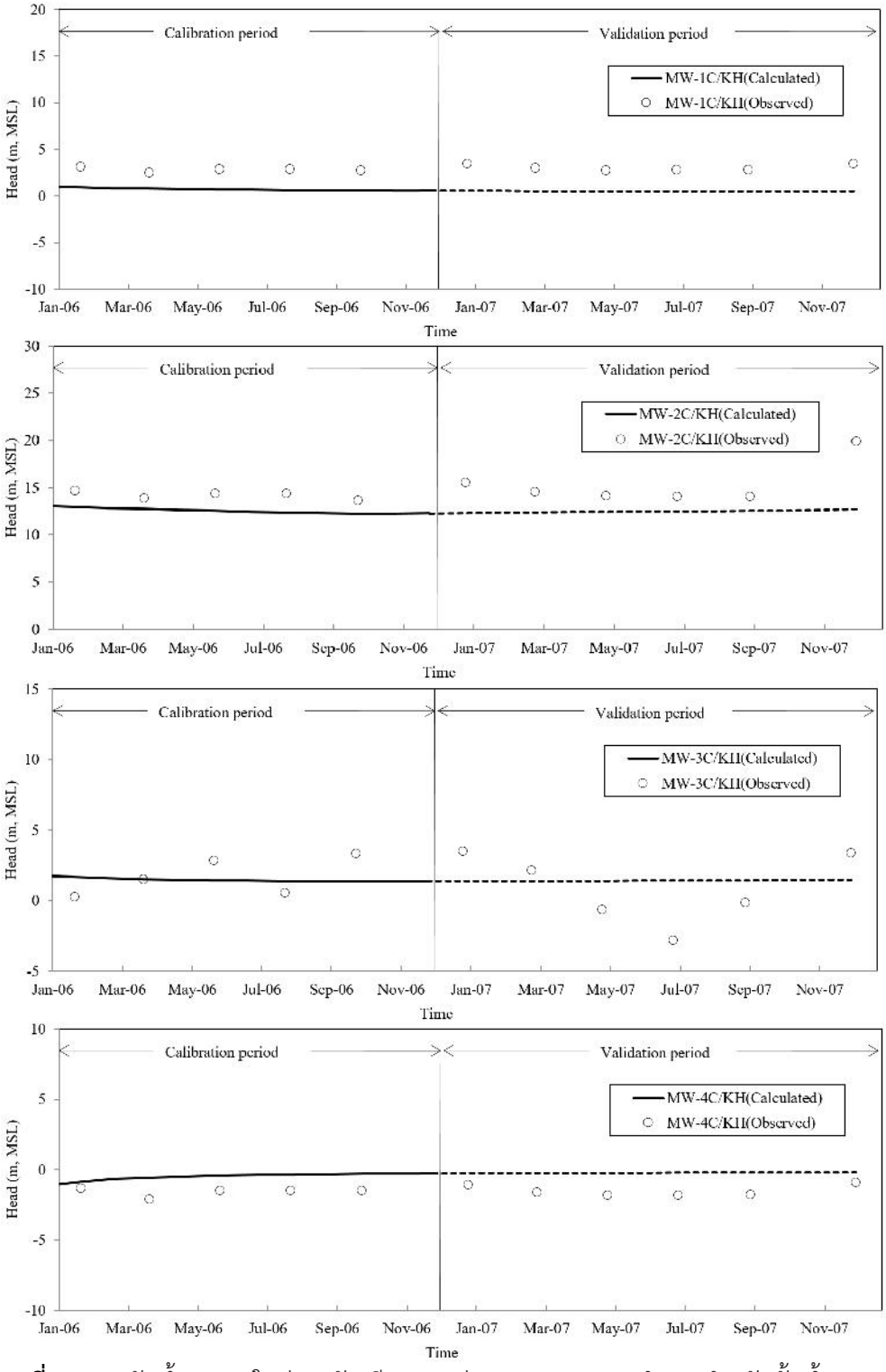
รูปที่ ข-5 ระดับน้ำบาดาลในช่วงปรับเทียบและช่วงตรวจสอบแบบจำลองสำหรับชั้นน้ำหาดใหญ่



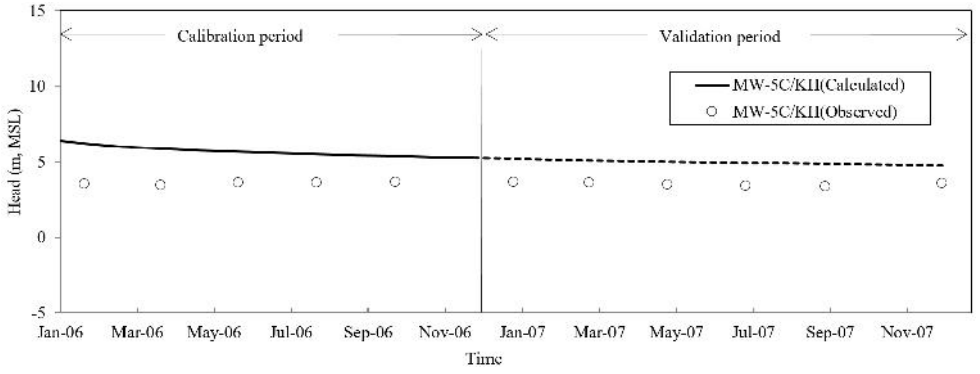
รูปที่ ข-6 ระดับน้ำบาดาลในช่วงปรับเทียบและช่วงตรวจสอบแบบจำลองสำหรับชั้นน้ำคูเต่า

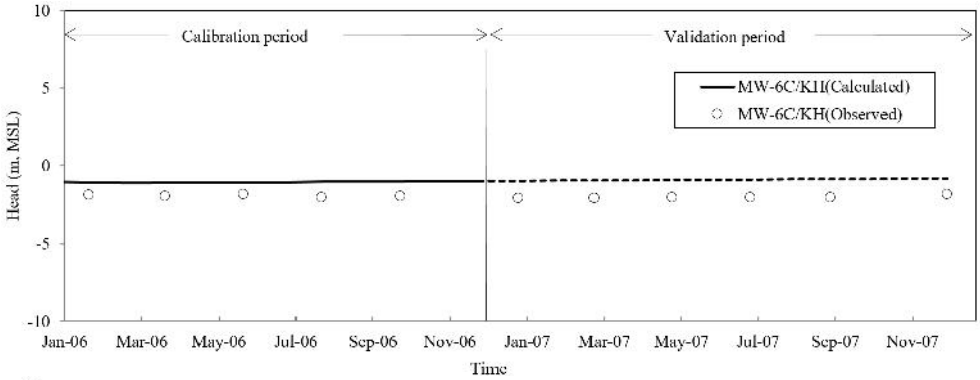


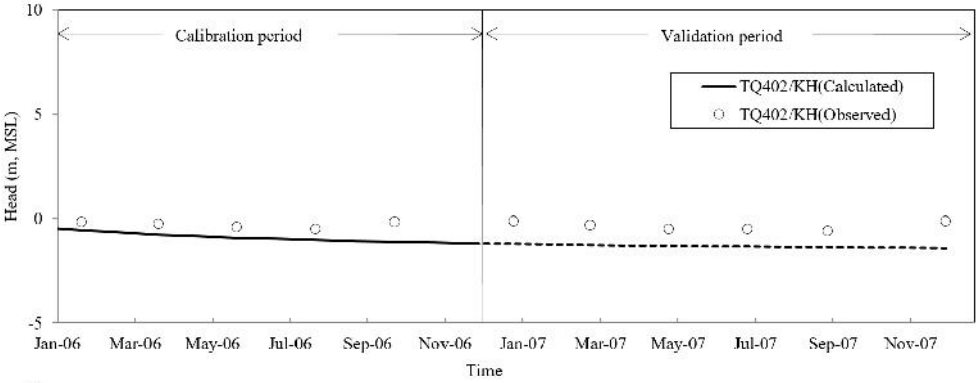
รูปที่ ข-6 ระดับน้ำบาดาลในช่วงปรับเทียบและช่วงตรวจสอบแบบจำลองสำหรับชั้นน้ำคูเต่า (ต่อ)

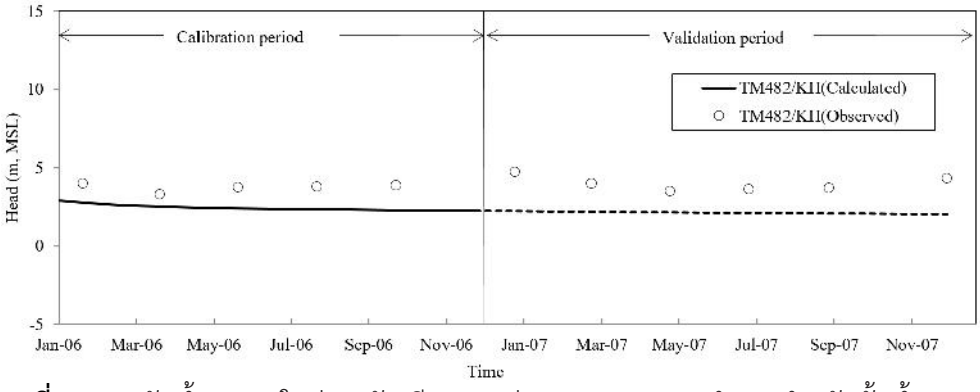


รูปที่ ข-7 ระดับน้ำบาดาลในช่วงปรับเทียบและช่วงตรวจสอบแบบจำลองสำหรับชั้นน้ำคอหงส์





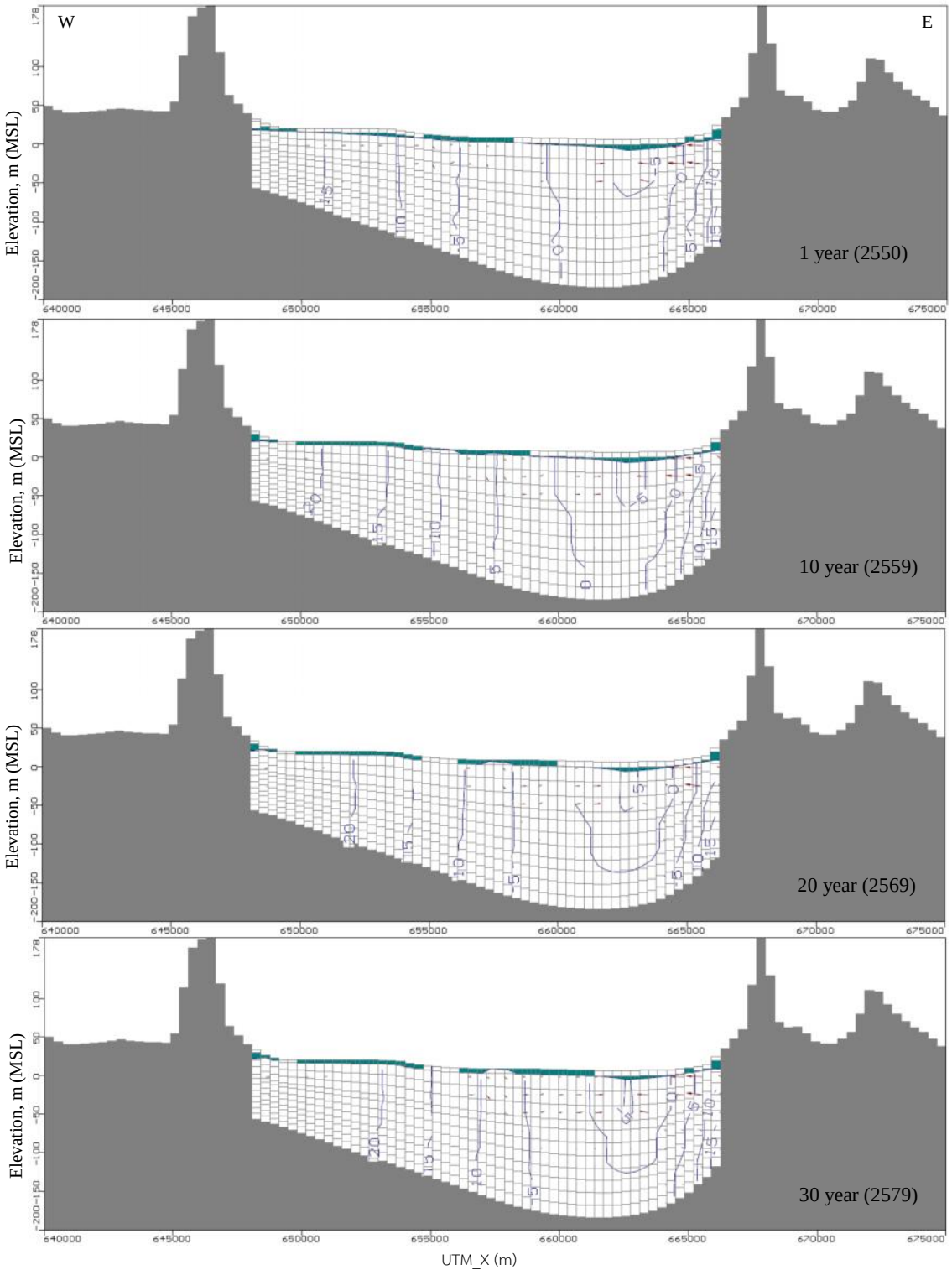




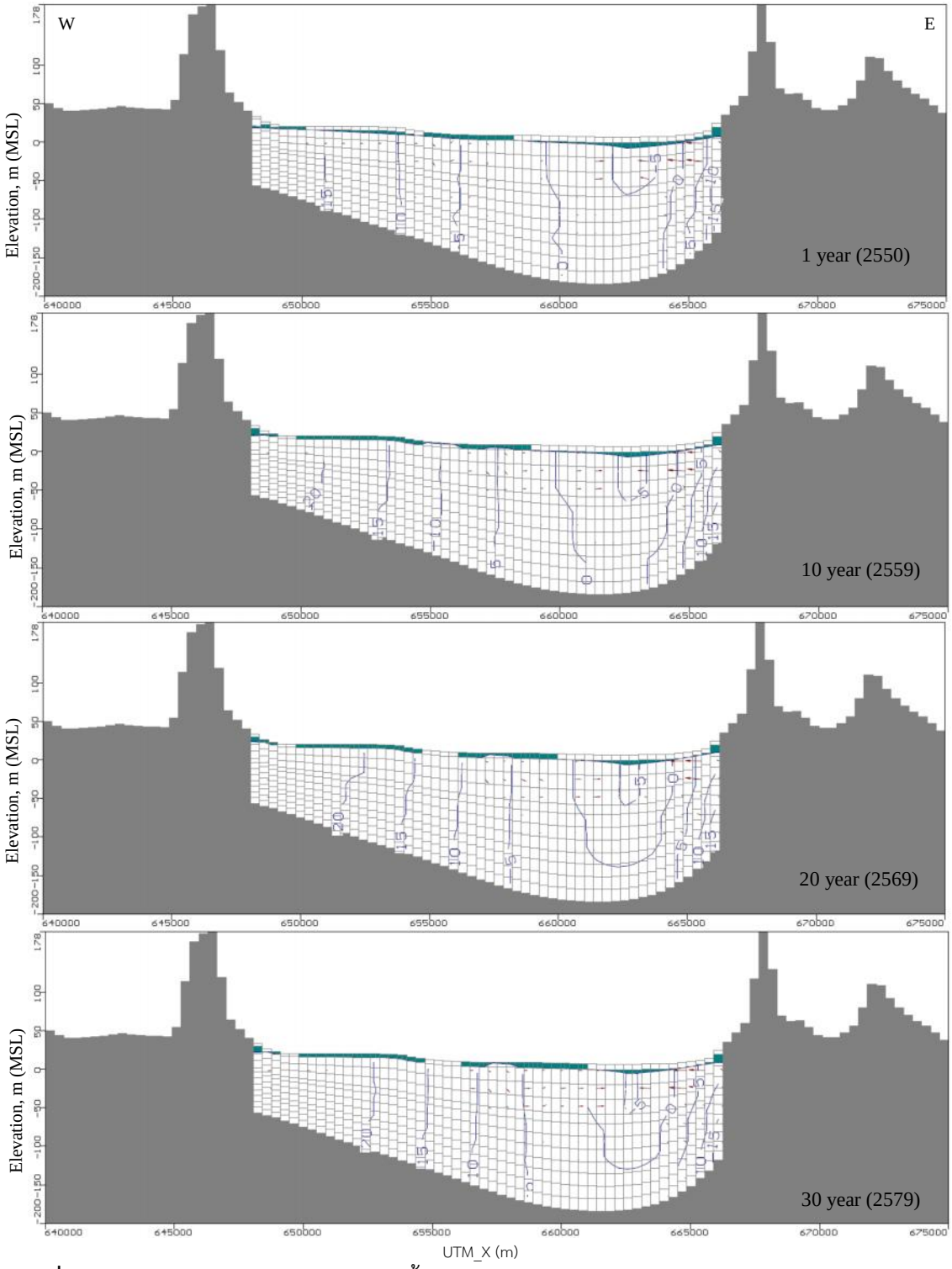
รูปที่ ข-7 ระดับน้ำบาดาลในช่วงปรับเทียบและช่วงตรวจสอบแบบจำลองสำหรับชั้นน้ำคอหงส์ (ต่อ)

ภาคผนวก ค

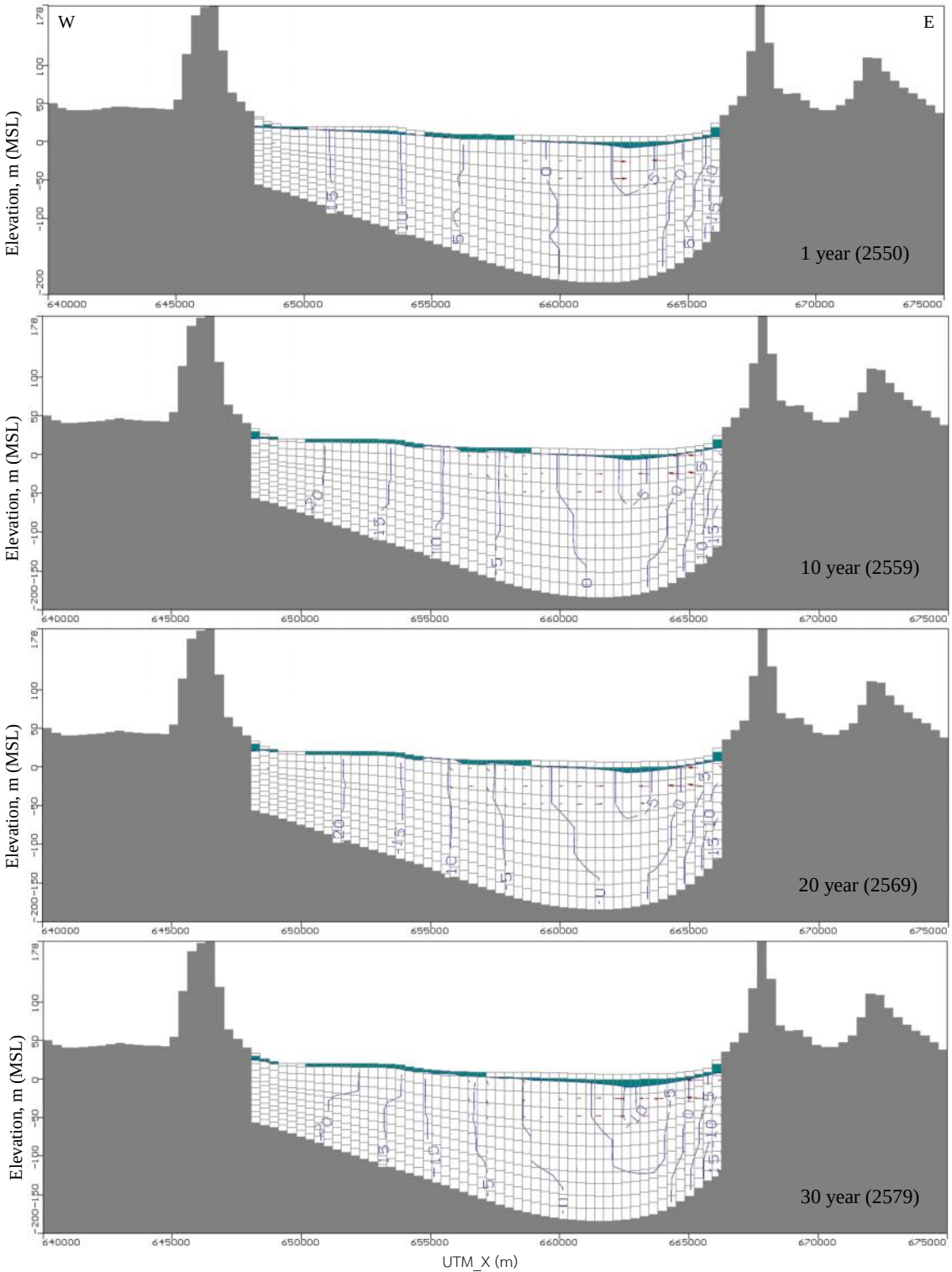
การประเมินศักยภาพน้ำบาดาล



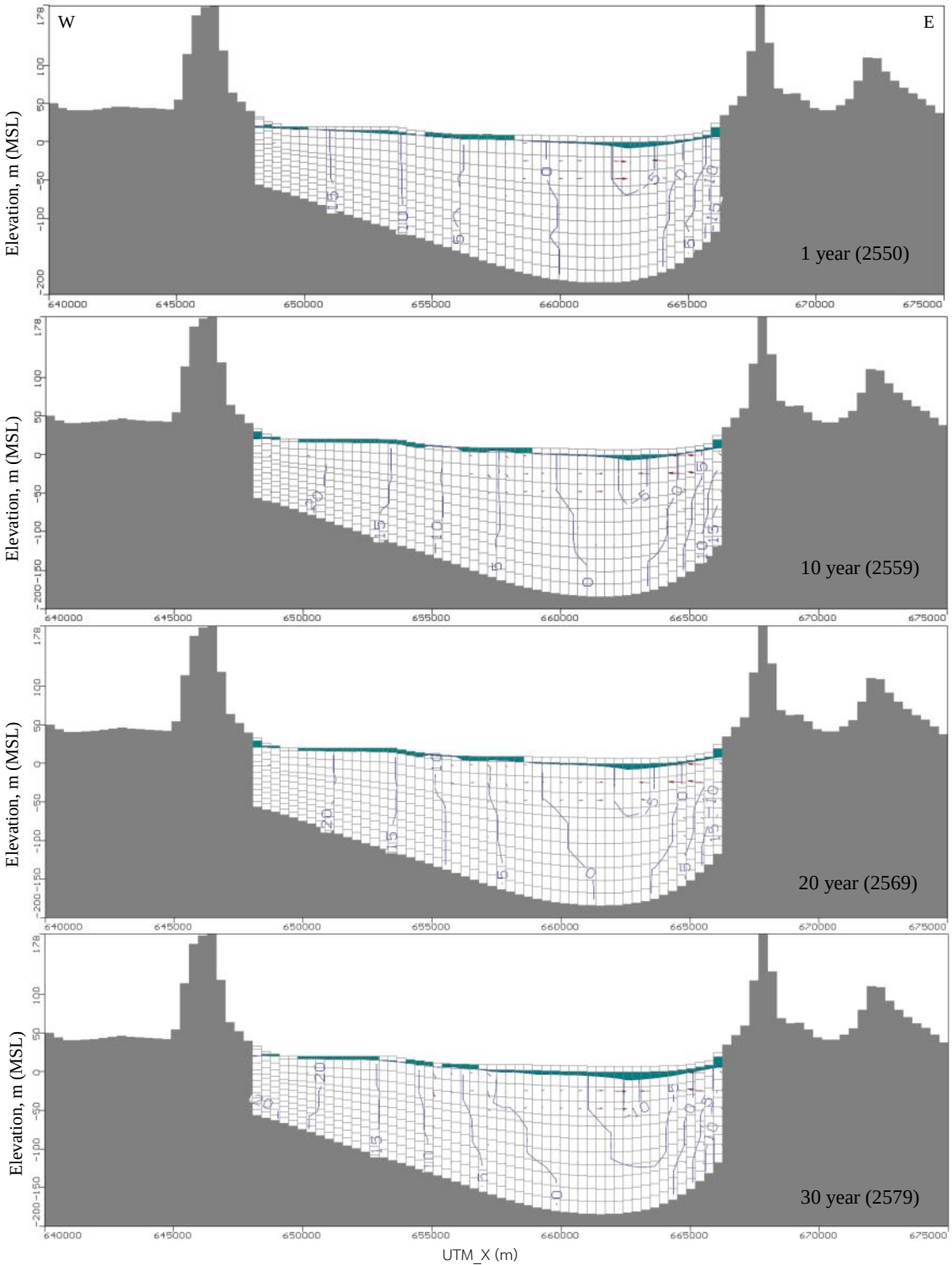
รูปที่ ค-1 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลจากแบบจำลอง P1R1



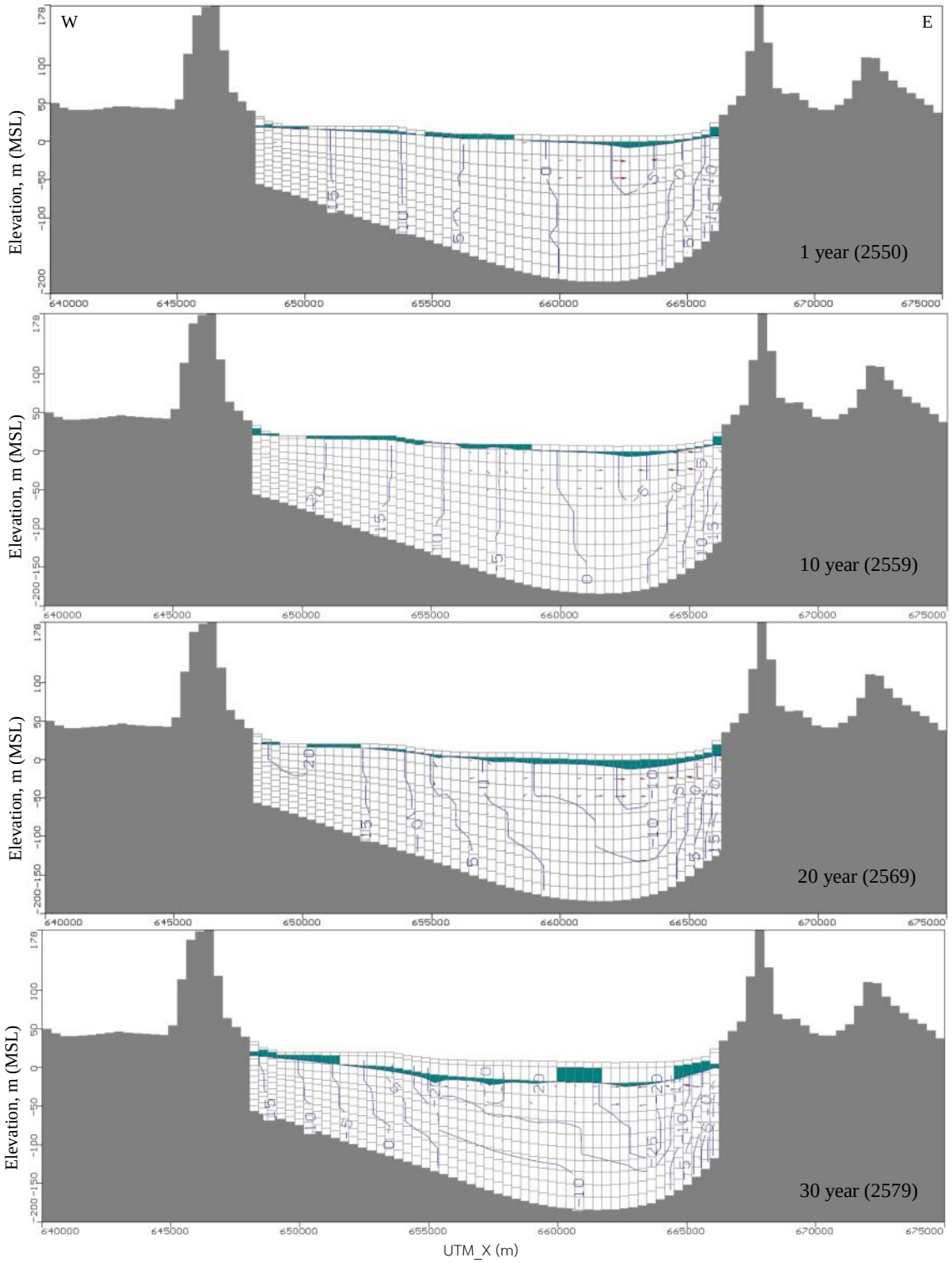
รูปที่ ค-2 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลจากแบบจำลอง P1R2



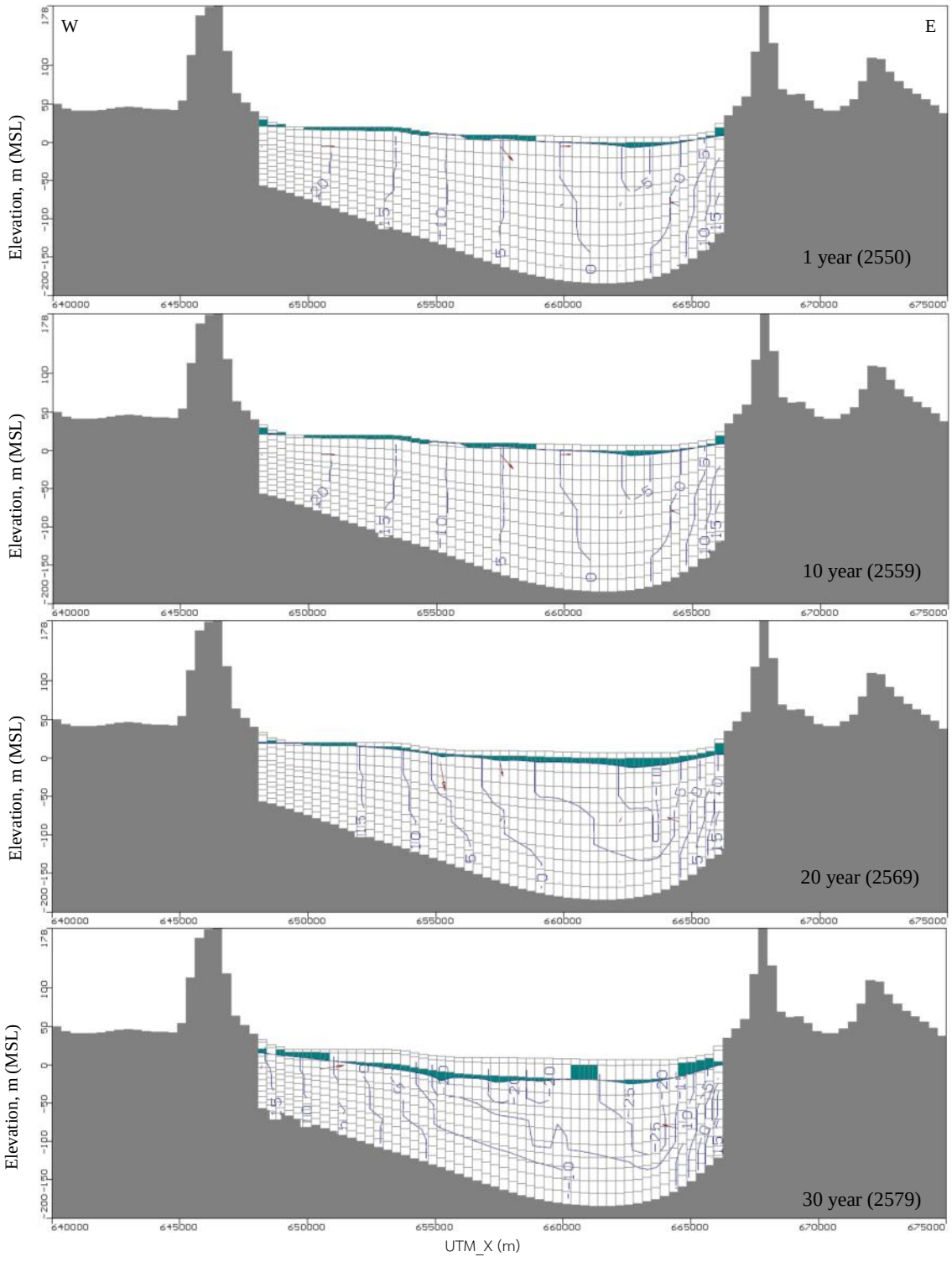
รูปที่ ค-3 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลจากแบบจำลอง P2R1



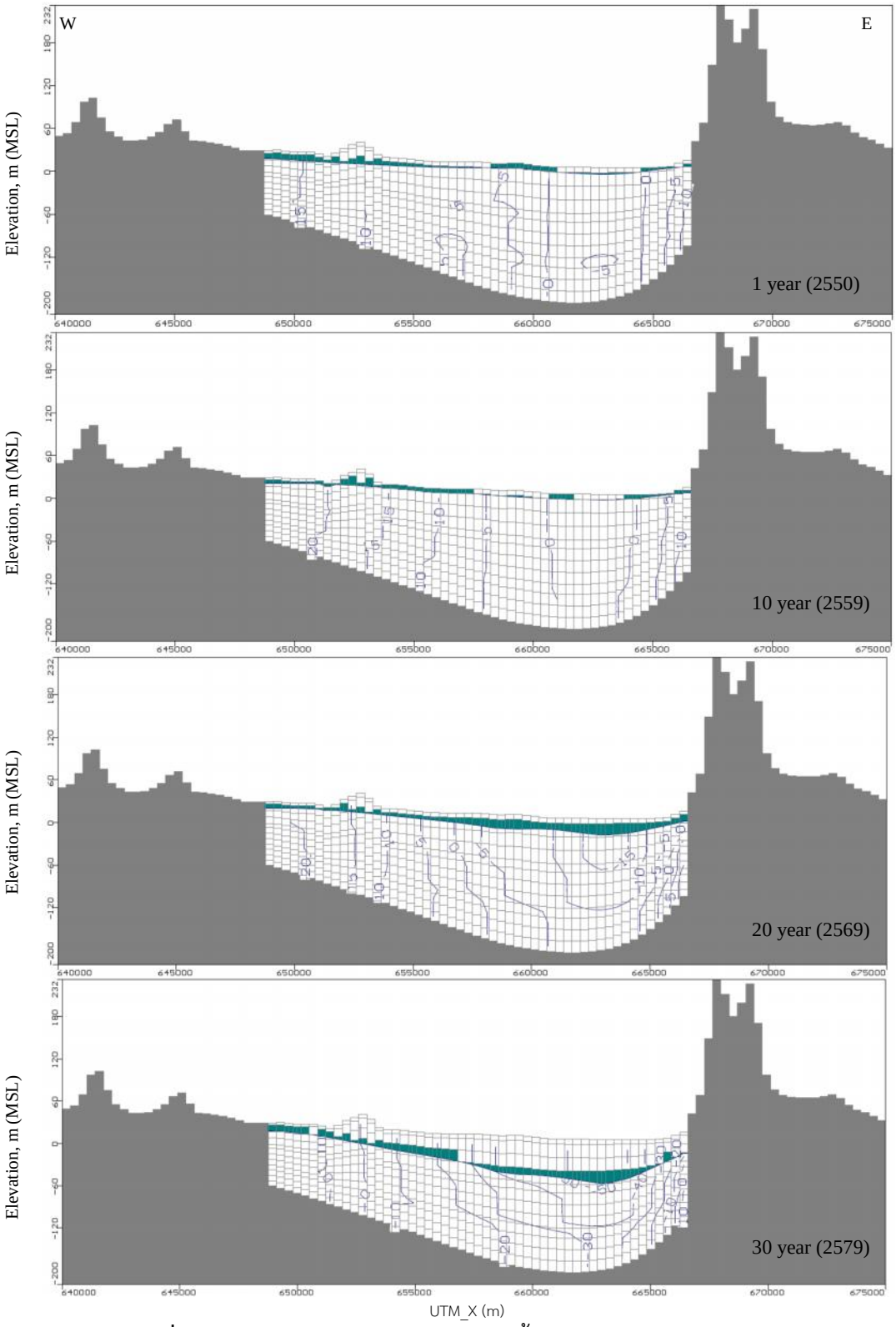
รูปที่ ค-4 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลจากแบบจำลอง P2R2



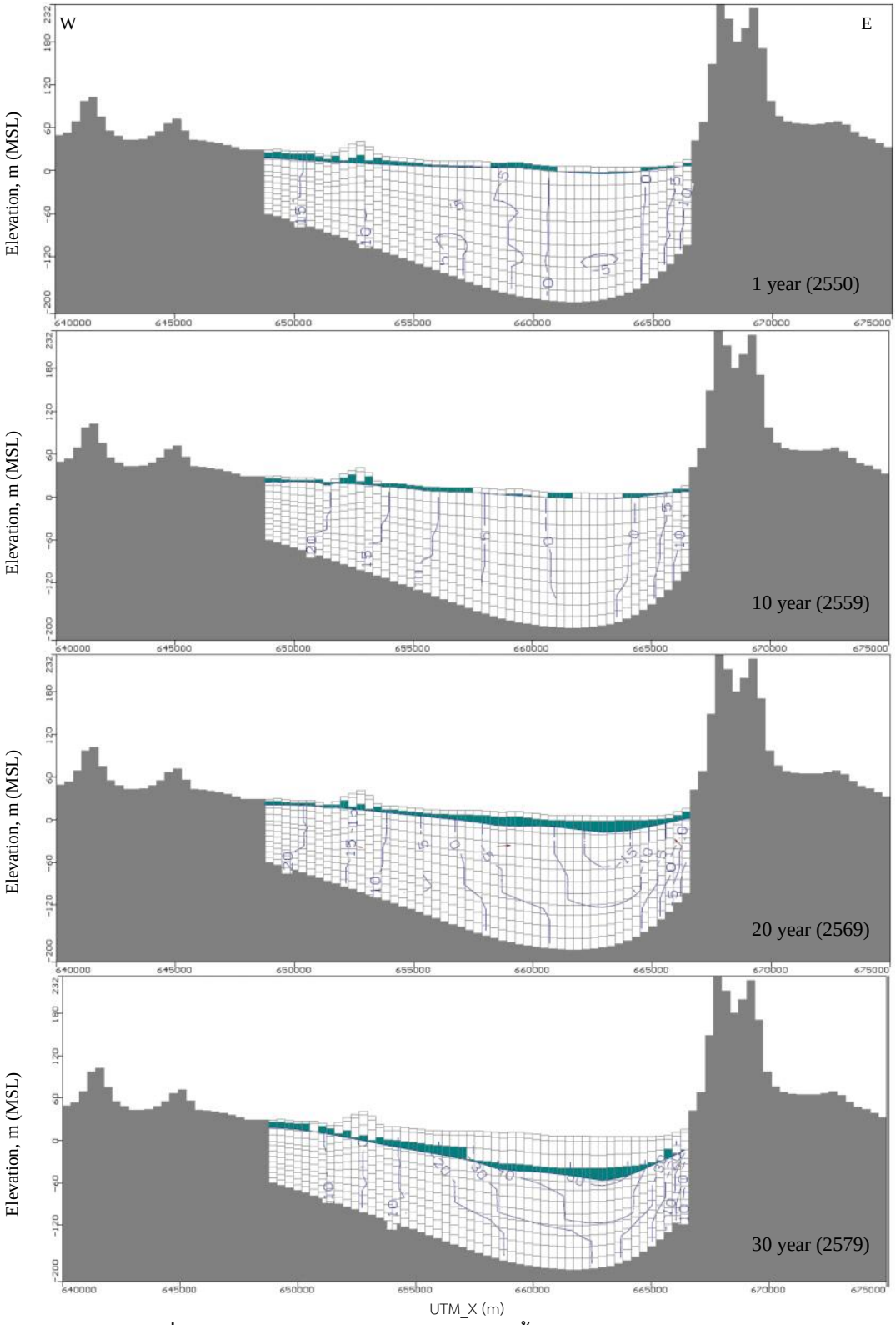
รูปที่ ค-5 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลจากแบบจำลอง P3R1



รูปที่ ค-6 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลจากแบบจำลอง P3R2



รูปที่ ค-7 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลจากแบบจำลอง P4R1



รูปที่ ค-8 ภาพตัดขวางแสดงระดับแรงดันน้ำบาดาลจากแบบจำลอง P4R2

ภาคผนวก ง

การตีพิมพ์เผยแพร่ผลงาน

ง-1 วารสารวิชาการระดับนานาชาติ

Environ Earth Sci (2017)76:316
DOI 10.1007/s12665-017-6637-2

ORIGINAL ARTICLE

Assessment of alluvial aquifer heterogeneity and development of stochastic hydrofacies models for the Hat Yai Basin in Southern Thailand

Arun Lukjan[1] · **Tanit Chalermyanont**[1]

Received: 18 October 2016 / Accepted: 9 April 2017
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2017

Abstract In previous studies, the groundwater flow models formulated for the Hat Yai Basin were conventional and deterministic because the geologic heterogeneity of the alluvial aquifer system in the basin had not yet been assessed. This paper describes an effort to develop hydrofacies models, such that the spatial variability of the aquifer system can be represented in a systematic way. Variogram parameters that characterize the alluvial aquifer heterogeneity were determined. Based on these variogram parameters, an indicator-based geostatistical approach was used to develop hydrofacies models using sequential indicator simulation. The hydrofacies models indicate three distinct aquifer units, namely Hat Yai, Khu Tao, and Kho Hong aquifers, which is in good agreement with a conceptual model, and incorporates spatial variability as observed in field data from borehole logs. The hydrofacies models can be used in groundwater modeling and simulations.

Keywords Hat Yai Basin · Aquifer heterogeneity · Geostatistics · Stochastic hydrofacies model · Hydrofacies unit

Introduction

Groundwater is an important natural resource in the Hat Yai Basin (HYB) of Songkhla province, in southern Thailand. Because of limited surface water, groundwater is in high demand by diverse sectors, such as households, tourism, industries, and agriculture. As a result, the excessive consumption of groundwater in Hat Yai city (central part of the HYB, Fig. 1) has led to serious problems, causing substantial decrease in the groundwater levels and seawater intrusion problems (Chalermyanont et al. 2009; Lukjan 2009; Lukjan et al. 2009a, b). Better understanding of these problems in local and regional scales can be achieved through numerical groundwater and mass transport models. Practically, the development of a numerical groundwater and mass transport model generally requires borehole data for adequate descriptions of lithological and hydraulic properties of subsurface materials and their spatial distributions. These define the three-dimensional groundwater system. However, such data for the HYB are currently sparse and inadequate, due to areas without any boreholes. In addition, the heterogeneity of subsurface materials in the HYB has not yet been assessed.

Geological heterogeneity of alluvial sediments can be assessed and modeled using geostatistical tools such as variogram models. Geostatistical methods can be applied to predict geological geometry and/or hydraulic properties at locations without data (Seifert and Jensen 1999; Renard et al. 2000). Using a variogram model, stochastic simulations produce a set of equiprobable images or alternative numerical models (realizations) of the spatial distribution of continuous or discrete variables, highlighting geological units, lithofacies or rock type, hydraulic conductivity, and porosity (Gego et al. 2001; Deutsch 2002; Quental et al. 2012; Modis and Sideri 2013).

Selection of a suitable geostatistical method is a key step affecting patterns of the subsurface setting, needed for groundwater and transport modeling (Falivene et al. 2007; Serrano et al. 2014). Two popular geostatistical methods, namely sequential indicator simulation (SISIM) and

✉ Tanit Chalermyanont
tanit.c@psu.ac.th

[1] Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Prince of Songkla University, Hat Yai, Songkhla, Thailand

Published online: 19 April 2017

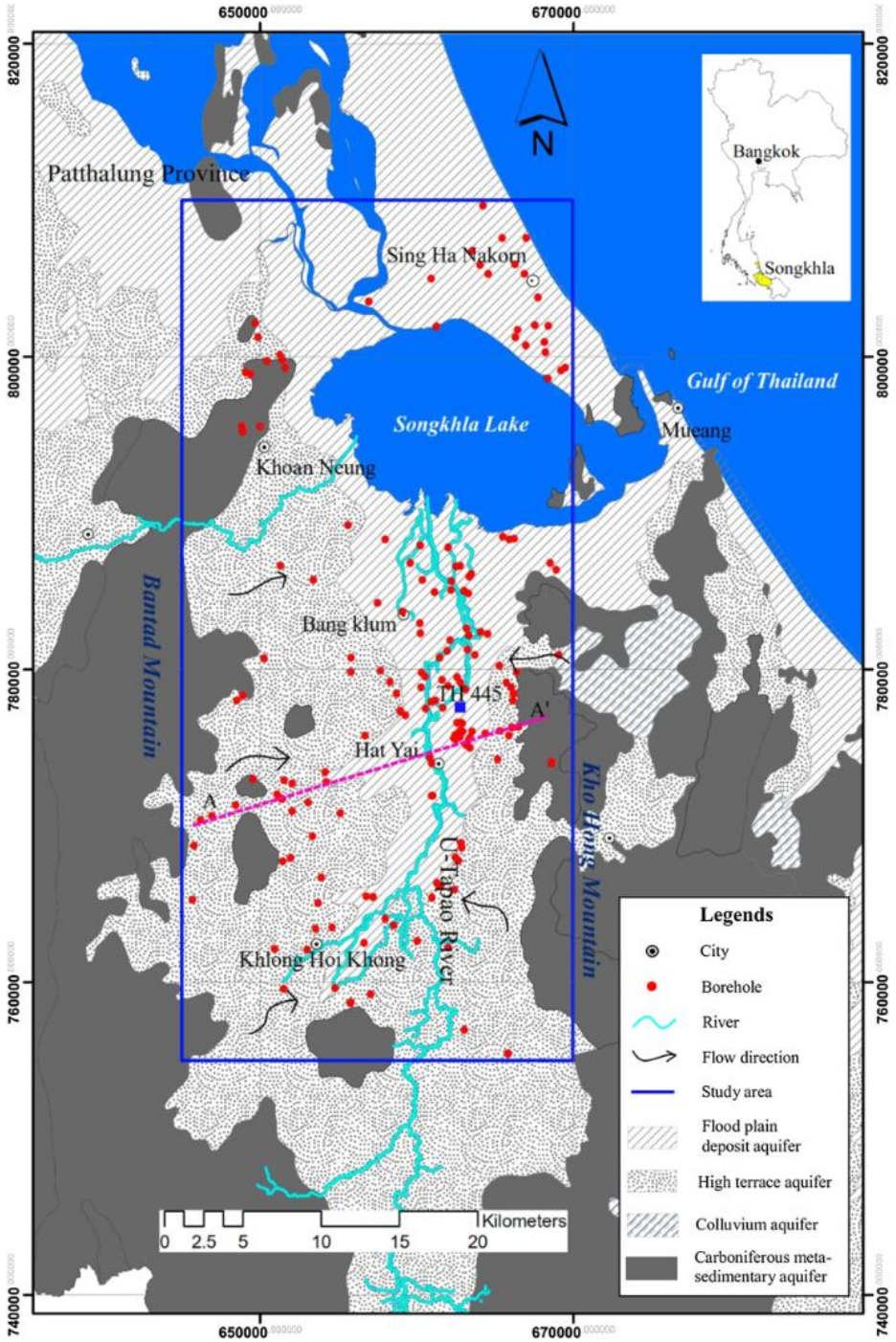


Fig. 1 Hydrogeological map of the Hat Yai Basin (HYB) showing the study area and its borehole locations

transition probability schemes (e.g., T-PROGS), have been applied in a variety of depositional settings, for instance with alluvial sediments (Fogg et al. 1998; Carle et al. 1998, 2006; Weissmann and Fogg 1999; Weissmann et al. 1999, 2002; Falivene et al. 2007; Trevisani and Fabbri 2010; dell'Arciprete et al. 2012; Phelps et al. 2011; Modis and Sideri 2013; Guastaldi et al. 2014; Serrano et al. 2014), fluvial materials (Journel et al. 1998; Seifert and Jensen 1999, 2000), volcanic materials (Gego et al. 2001), deltaic sediments (Cabello et al. 2007), and carbonate rocks (Almeida 2010). More in-depth reviews and applications of the alternative simulation techniques can be found in de Marsily et al. (2005), Falivene et al. (2007), and Almeida (2010).

This study had two objectives. The first objective was to assess the heterogeneity of alluvial aquifers of the HYB using a geostatistical approach. The expected results include variogram parameters describing the spatial variability of select aquifer materials. The second objective was to develop hydrofacies models based on the preceding variogram study, such that suitably represent the alluvial aquifers of the HYB and can be effectively used in groundwater and mass transport modeling.

The study area

The Hat Yai Basin

The Hat Yai Basin (HYB) is a sedimentary basin in the southern peninsula of Thailand (Fig. 1). It is located within Songkhla province, approximately between longitudes 100°15′E and 100°30′E and latitudes 6°30′N and 7°15′N. The HYB is about 60 km long and 20 km wide with an approximate area of 1200 km^2 at elevations ranging from 0 to 20 m above mean sea level (Lohawijarn 2005). In general, groundwater in the HYB flows from the Buntad Mountain on the west side and the Kho Hong Mountain on the east side to the center of the basin, and eventually flows northward to the Songkhla Lake. The U-Tapao River, the major source of surface water in the HYB, meanders through the center of the basin generally in the north–south direction (Fig. 1). The river is approximately 50 m wide, 3.5 m deep and 90 km long.

Geological setting

Structurally, the geological setting of the study area is described as a horst and graben (Fig. 2). The HYB is located on Quaternary sediment filling the graben. The Kho Hong and Buntad Mountains to the east and west are the horst parts. This horst and graben structure is also considered a southern extension of the geological structure formed by block faulting in the Gulf of Thailand (Sawata et al. 1983). The HYB has Carboniferous and Triassic sedimentary and metamorphic rocks forming the bedrock of this basin. Carboniferous rocks consist of sandstone, siltstone, shale, mudstone, chert, and argillite, whereas Triassic rocks consist of sandstone, siltstone, mudstone, conglomerate, massive limestone and chert. The granite is late Triassic to early Jurassic, and late Cretaceous. The Quaternary alluvium in the basin mainly consists of gravel, sand, sandy clay or clayey sand (Sakulkeaw 1996).

Methods and results

In order to realistically represent the field conditions in the HYB aquifer system, for better evaluation of groundwater yield and seawater intrusion, the alluvial aquifer heterogeneity was assessed and 3-D stochastic hydrofacies models were developed. Figure 3 illustrates how these models were developed. First, a geological conceptual model of the HYB was formulated based on available literature data and maps. Lithological descriptions of available borehole logs were interpreted and re-classified. For the purpose of geostatistical simulation, these lithoclasses were categorized into three permeability classes, namely high, moderate, and low permeabilities, and these classes are hereafter referred to as hydrofacies units. Indicator-based geostatistical analysis was conducted on these hydrofacies units in order to obtain hydrofacies proportion statistics along with the corresponding variograms. Finally, stochastic hydrofacies models were reconstructed using sequential indicator simulation (SISIM) and a categorical transformation algorithm (TRANSCAT). Variogram analysis, SISIM, and TRANSCAT are application modules in the Stanford Geostatistical Modeling Software (SGeMS), which is an open-source computer package for solving problems involving spatially related variables. SGeMS provides geostatistics practitioners with a user-friendly interface, interactive 3-D visualizations, and a wide selection of algorithms. Details of the algorithms used by SISIM are given in Remy et al. (2009).

Formulation of the geological conceptual model

The modeling of a groundwater system begins with developing a geologic conceptual model (Troldborg et al. 2007; Quental et al. 2012). Formulation of this model is crucial for the groundwater modeling that follows. The model can be formulated based on available data such as geological maps, borehole logs, and cross-sectional maps. The geologic conceptual model for the HYB in this current study was adapted from the work by Ramnarong et al. (1984), and is shown schematically in Fig. 2. Ground surface is conceptualized as the first confining layer

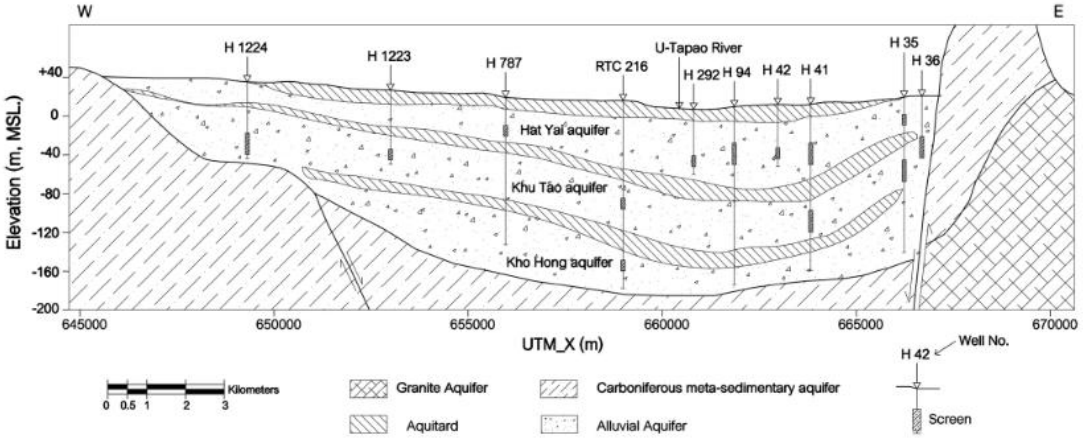


Fig. 2 Hydrogeologic cross section of the Hat Yai Basin along the line *A*–*A*′ in Fig. 1. Adapted from Ramnarong et al. (1984)

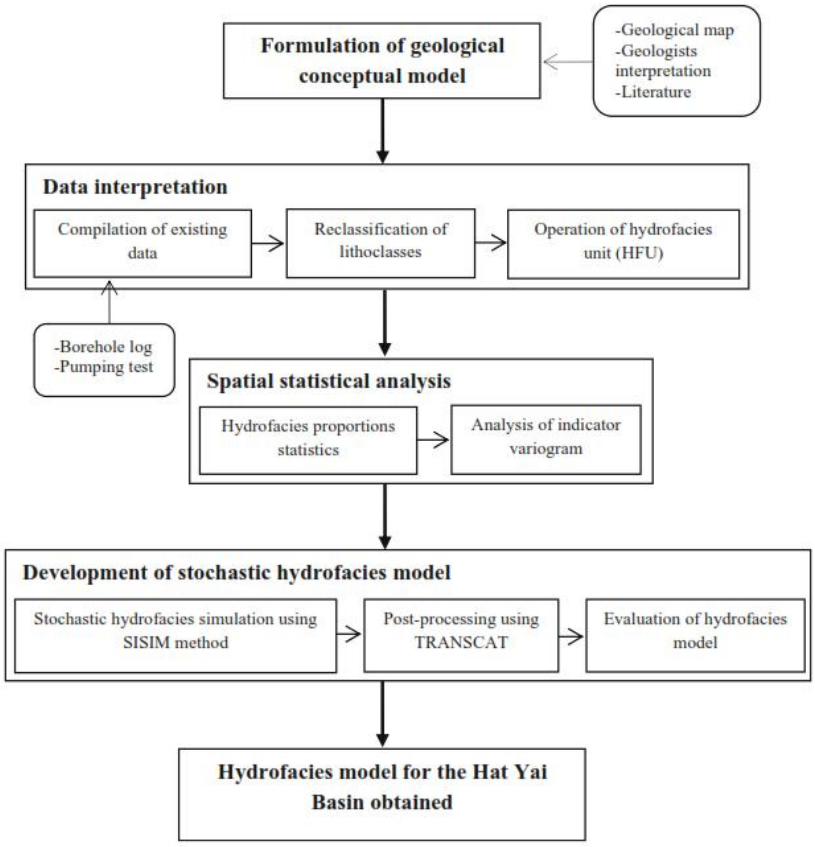


Fig. 3 Flowchart of the approach used in the current study

underlain by three aquifers and two aquitards. The three alluvial aquifers are Hat Yai, Khu Tao, and Kho Hong aquifers. These aquifers lie approximately at depths of 20–50, 45–80 m and deeper than 100 m, respectively (Ramnarong et al. 1984; Sakulkeaw 1996). Average thicknesses are 30–50 m for the aquifer units and 10–30 m for the confining layers (aquitards). The Hat Yai aquifer is a semi-confined aquifer, while both the Khu Tao and the Kho Hong aquifers are confined. This conceptual model by Ramnarong et al. (1984) has been widely adopted in later groundwater related work on the same geographic area, such as groundwater modeling (DGR 2003, 2006), geophysical study (Lohawijarn 2005), seawater intrusion modeling (Lukjan 2009), and groundwater management (Riyapan 2012).

Data interpretation

Compilation of existing data

Available borehole logs together with measured field hydraulic conductivity data from pumping tests were compiled, and the spatial statistical properties of the alluvial aquifers were determined. The compilation mainly depended on two sets of data. Firstly, the location and lithological description of borehole logs were retrieved from the Thai Department of Groundwater Resources (DGR) database, which can be accessed online at www.dgr.or.th. A total of 315 borehole logs were initially collected, but after careful validation only 210 were used (Fig. 1). Lithological descriptions of the borehole logs obtained show that thickness of the alluvium ranges from 13.5 to 276 m (with an average of approx. 100 m), and the combined vertical depth of these boreholes exceeds 13,140 m.

Secondly, hydraulic property data, including hydraulic conductivity and transmissivity from 68 pumping tests using both the single well and the observation well methods, were obtained from the DGR (2003). The hydraulic conductivities were averaged from time-drawdown, Theis analysis, and recovery test methods (Theis 1935; Cooper and Jacob 1946). The average hydraulic conductivity ranges from 1.52×10^{-4} to 1.00×10^{-3}, 8.11×10^{-5} to 1.36×10^{-3}, and 5.70×10^{-5} to 1.28×10^{-3} m/s in the Hat Yai, Khu Tao, and Kho Hong aquifers, respectively.

Re-classification of lithoclass

The plurality of lithological descriptions used in borehole logs makes it difficult to correlate them with the sedimentary processes, as reported by Trevisani and Fabbri (2010). In this study, both the Wentworth grain size classification (1922) and the Folk classification (1954) were partly adopted to re-classify the sediment textures into 14 lithoclasses. This re-classification was applied to the acquired 210 borehole logs, as shown in Table 1. However, many researchers (e.g., Seifert and Jensen 1999; Deutsch 2002) suggest that only two or three lithoclasses should be used in geostatistical modeling, so the 14 lithoclasses used initially were further simplified into three permeability classes, as shown in Table 2. As suggested by de Marsily et al. (1998) and Michael and Voss (2009), three permeability classes, namely high permeability class, moderate permeability class, and low permeability class, were used. Lithoclasses Nos. 1–9 were pooled into the high permeability class having hydraulic conductivity greater than 10^{-5} m/s. Lithoclasses Nos. 10–13 formed the moderate permeability class having hydraulic conductivity between 10^{-7} and 10^{-5} m/s. Finally, lithoclass No. 14 (Clay) fell into the low permeability class with hydraulic conductivity less than 10^{-7} m/s.

Operation of hydrofacies units (HFU)

To generate a hydrofacies model, the hydrofacies units (HFU) were defined by the permeability classes, as shown in Table 2, so units 1, 2, and 3 correspond to high, moderate, and low permeability, respectively. In addition, these units were also used as the indicator variables in indicator-based simulations. Data from the well TH-445 are used to illustrate how the hydrofacies units were assigned to each lithoclass (Fig. 4). The TH-445 is about 90 m deep and located at the center of HYB (Fig. 1). It comprises two aquifer units, the Hat Yai and the Khu Tao aquifers. At the depth of about 50 m (i.e., in the Hat Yai aquifer), for example, the lithoclass is sand and gravel assigned to hydrofacies unit 1 (HFU-1). A 3-D visualization of the borehole distribution with assigned hydrofacies units is shown in Fig. 5.

Spatial statistical analysis using indicator variables

Spatial statistical analysis was conducted to determine the proportions and spatial correlation of hydrofacies units, using data from totally 210 boreholes. In this study, each indicator variable was used to represent the hydrofacies unit for a given location within 1.5 m depth intervals. The coding of assigned hydrofacies units 1, 2, and 3 to indicator variables (I) at any given point in space ($\mathbf{u}_\alpha$) was done by defining

$$I(\mathbf{u}_\alpha, k) = \begin{cases} 1 & \text{if hydrofacies } k \text{ prevails at location } \mathbf{u}_\alpha \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}, \quad k = 1, 2, \text{ and } 3 \tag{1}$$

As described by Seifert and Jensen (1999) and by Quental et al. (2012), in order to determine the individual hydrofacies statistics according to aquifers or aquitards, the

Table 1 Generalized lithoclasses based on boreholes descriptions. Modified from Wentworth (1922) and Folk (1954)

No.	Lithoclass	Rationale for classification
1	Gravel	Used for cobble beds, boulder beds, pebble and where gravel was reported as having no fine-grained matrix or consisted of gravel more than 80% of the total
2	Coarse sand	Used for sand sizes between 2.0 and 4.75 mm or sand more than 90%, includes coarse or very coarse sand, or where coarse sand was reported
3	Medium sand	Used for sand sizes between 0.425 and 2.0 mm or sand was more than 90%, includes medium sand, or where medium sand was reported
4	Sand and gravel	Used for sand and gravel mixtures where proportion of sand and gravel or pebbles were 45–55% or sand and gravel was reported
5	Sandy gravel	Used for sand and gravel mixtures where consisted of gravel or pebbles were 30–80% or more and proportions of sand: silt + clay was more than 9:1
6	Gravelly sand	Used for sand and gravel mixtures where consisted of sand was 30–80% or proportions of sand: silt + clay was more than 9:1, whereas gravel or pebbles were 2–30% or less than of the total
7	Fine sand	Used for sand sizes between 0.075 and 0.425 mm or sand more than 90%, includes fine or very fine sand, or where fine sand was reported
8	Clayey sand	Used for sand and clay mixtures where consisted of sand was more than 50%, clay/silt ratio > 2:1, clay + silt < 50%, gravel < 2%, or where clayey mixed was reported
9	Silty sand	Used for sand and silt mixtures where consisted of sand was more than 50%, silt/clay ratio > 2:1, clay + silt < 50%, gravel < 2%, or where silty mixed was reported
10	Sandy silt	Used for sand and silt mixtures where consisted of silt was more than 50%, silt/clay ratio > 2:1, clay + silt > 50%, gravel < 2%, or where sandy mixed was reported
11	Silt	Used for intervals where silt was specifically identified
12	Sandy clay	Used for clay and sand mixtures where consisted of clay/silt ratio > 2:1, clay + silt > 50%, sand < 50%, gravel < 2%, or where sandy mixed was reported
13	Silty clay	Used for clay and sand mixtures where consisted of clay/silt ratio > 2:1, clay + silt < 50%, sand < 10%, gravel < 2%, or where silty mixed was reported
14	Clay	Used for intervals where clay was specifically identified

Table 2 Hydrofacies unit assignment by lithoclass, based on permeability range

No.	Lithoclass[a]	Range of K[b] (m/s)	Permeability class	Hydrofacies unit
1	Gravel	$>10^{-5}$	High	1
2	Coarse sand			
3	Medium sand			
4	Sand and gravel			
5	Sandy gravel			
6	Gravelly sand			
7	Fine sand			
8	Clayey sand			
9	Silty sand			
10	Sandy silt	10^{-7}–10^{-5}	Moderate	2
11	Silt			
12	Sandy clay			
13	Silty clay			
14	Clay	$<10^{-7}$	Low	3

[a] Description of these lithoclasses is shown in Table 1

[b] de Marsily et al. (1998)

HYB aquifer system was divided into six layers (Table 3) in accordance with the geological conceptual model. The aquifer system was simplified into a block model where elevations and thicknesses are constant across the model domain (i.e., a layer-cake model). The total thickness of the system is 180 m with the top and bottom elevations +15 and −165 m (msl.), respectively. Layer 1 represents the top confining unit with a thickness of 15 m. Layers 2, 4, and 6

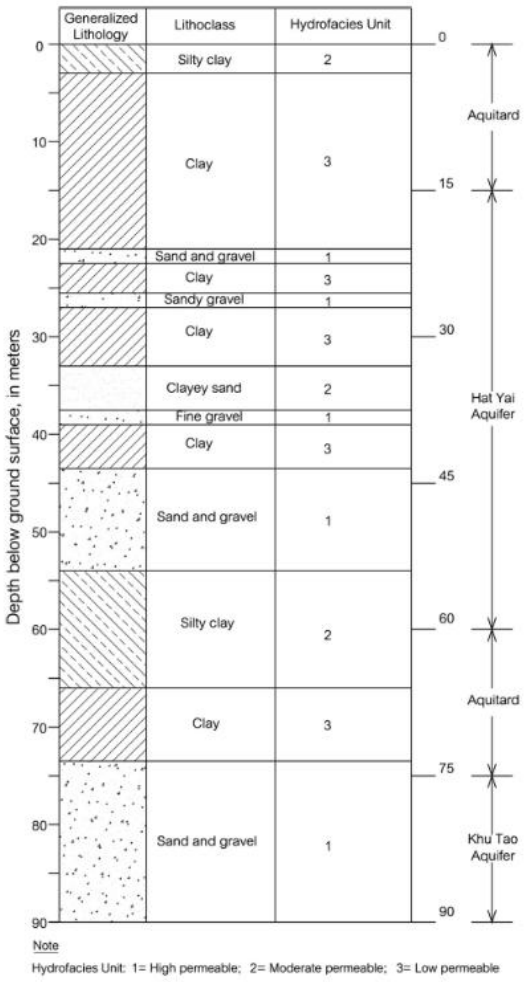


Fig. 4 Assigning the lithological data for the well TH-445 into three hydrofacies units

representing the Hat Yai, Khu Tao, and Kho Hong aquifers, respectively, are 45 m thick. Layers 3 and 5 are the confining units, each with a thickness of 15 m.

Hydrofacies proportions

Hydrofacies proportions are significant parameters, particularly when an indicator-based method is used. The proportion statistics are generally determined from all available borehole logs (Seifert and Jensen 1999). In this study, the total depth of the 210 borehole logs used was 13,140 m. Within this length, 11.37, 10.80, and 2.61% were assigned to the confining units in layers 1, 3, and 5, respectively. Similarly, 54.45, 16.89, and 3.88% of the depth coverage were assigned to the actual aquifers in layers 2, 4, and 6, respectively. Most of the borehole depth represented the Hat Yai aquifer (i.e., 54.45%), which is the main aquifer for groundwater extraction in the HYB.

Hydrofacies proportions (in terms of borehole depth) in the HYB aquifer system are shown in Table 3. The high portions of HFU-1 and HFU-2 in layer 2 (Hat Yai aquifer) indicate clearly that the subsurface of layer 2 in the HYB truly is an aquifer, in accordance with the conceptual model. Similarly, the combined fraction of HFU-1 and HFU-2 is 72% in the Khu Tao (layer 4) and 97% in the Kho Hong (layer 6) aquifer. In contrast, in the confining units (layers 3 and 5) high fraction of HFU-3 with low permeability is found. The fraction of HFU-3 is 54% in layer 3 and 54% in layer 5. The top layer 1 is mixed with fractions from all the hydrofacies units. This is probably due to complex sediment heterogeneity in this layer, and Ramnarong et al. (1984) state that the top layer constitutes a semi-confined aquifer. They report that in edge areas of the HYB the top soil layer is an unconfined aquifer, while in other locations it is a confining unit. In addition, considering the whole study domain of the HYB, the fractions of HFU-1, 2, and 3, were 48, 14, and 38%, respectively.

Indicator variogram models

To determine spatial correlations of the hydrofacies units, experimental variograms of the indicator variables were computed. An indicator variogram quantifies the spatial variability by assessing effects of spatial shifts, such as from $I(\mathbf{u})$ to $I(\mathbf{u}+\mathbf{h})$ (Remy et al. 2009). The analysis of experimental indicator variograms, providing the range, sill, and anisotropy coefficients, reveals important spatial patterns that characterize the distribution of hydrofacies, such as the direction of higher continuity, the periodicity, and the trends (Trevisani and Fabbri 2010). Furthermore, the variograms are used to develop indicator models that can be then used in sequential indicator simulations (Goovaerts 1997).

The semivariogram $\gamma(\mathbf{h})$ of an indicator variable compares pairs of data points separated by a vector $\mathbf{h}$ and is defined by:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2N(\mathbf{h})}\left\{\sum_{\alpha=1}^{N(\mathbf{h})}[I(\mathbf{u}_\alpha) - I(\mathbf{u}_\alpha+\mathbf{h})]^2\right\} \quad (2)$$

where $N(\mathbf{h})$ denotes the pair number, $\mathbf{h}$ denotes the lag distance, $\mathbf{u}_\alpha$ is a given spatial location, and I is the indicator variable (here indicating the hydrofacies). Note that only semivariograms were determined in this current work, but the term variogram is used throughout for conciseness.

Three experimental variograms for each of the three hydrofacies units (HFU-1, HFU-2, and HFU-3) were calculated from Eq. 2 for vertical and horizontal directions

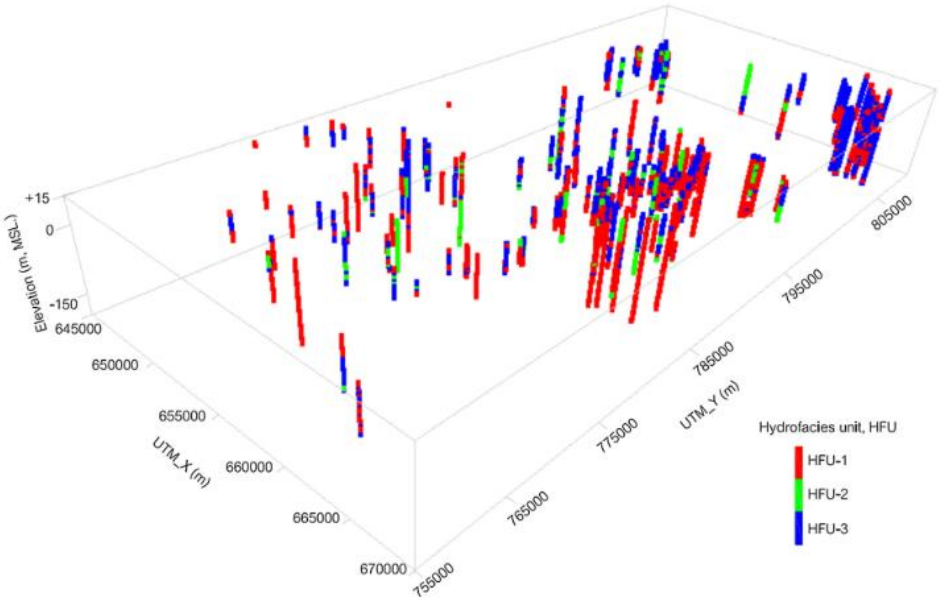


Fig. 5 3-D Visualization of the borehole configuration with the assigned hydrofacies units (HFUs). Vertical exaggeration is 35 fold

Table 3 Proportions of hydrofacies units in the HYB aquifer system

Hydrofacies unit (HFU)	Hydrofacies proportion (%)					
	Layer 1 (aquitard)	Layer 2 (Hat Yai aquifer)	Layer 3 (aquitard)	Layer 4 (Khu Tao aquifer)	Layer 5 (aquitard)	Layer 6 (Kho Hong aquifer)
HFU-1	46	45	32	60	20	85
HFU-2	9	10	14	12	26	12
HFU-3	45	45	54	28	54	3
Percent of borehole depth	11.37	54.45	10.8	16.89	2.61	3.88

using the SGeMS Software (Remy et al. 2009). Three alternative variogram models, namely exponential, spherical, and Gaussian model, were fitted to the indicator variable data to assess the spatial characteristics of each hydrofacies unit. The variogram models were:

- Exponential model

$$\gamma(\mathbf{h}) = C_0 + C_1\left[1 - \exp\left(\frac{-3\mathbf{h}}{\lambda}\right)\right], \quad 0 \le \mathbf{h} \le 3\lambda \qquad (3)$$

- Spherical model

$$\gamma(\mathbf{h}) = \begin{cases} C_0 + C_1\left[1.5\frac{\mathbf{h}}{\lambda} - 0.5\left(\frac{\mathbf{h}}{\lambda}\right)^3\right], & \mathbf{h} \le \lambda \\ C_0 + C_1, & \mathbf{h} > \lambda \end{cases} \qquad (4)$$

- Gaussian model

$$\gamma(\mathbf{h}) = C_0 + C_1\left[1 - \exp\left(\frac{-3\mathbf{h}^2}{\lambda^2}\right)\right], \quad 0 \le \mathbf{h} \le 3\lambda \qquad (5)$$

where $\mathbf{h}$ is the lag distance (or shift) along a given direction, and λ is the range (correlation length). For the exponential and Gaussian models, λ is the distance at which 95% of the sill is reached, and C_0 and C_1 are the nugget and the model components, respectively (Goovaerts 1997; Remy et al. 2009).

A variogram model that fits well the experimental variogram is the key factor determining spatial correlations in each hydrofacies unit and can be used to develop hydrofacies models. The variogram model describes the shape fit to experimental variograms, and in turn determines the

spatial correlations in aquifer material, stemming from the origin of formation or from sedimentation. Robertson (2008) explains that the spherical model is a modified quadratic function for which, at some distance (i.e., the correlation length), pairs of points no longer correlate, and the variogram reaches an asymptote. The exponential model is similar to the spherical in that it approaches the sill gradually, but differs in the rate at which the sill is approached, and also differs in the fact that the model never actually converges to the sill. The Gaussian model is similar to the exponential model but assumes a gradual rise of the y-intercept.

Variogram results

For the HYB, the fitted variogram parameters and the corresponding coefficients of determination (R^2) are tabulated in Table 4 for the three variogram models used. In the horizontal direction, the R^2 values are slightly different for each hydrofacies unit. The nugget, sill, and model component values of all three models are similar at all hydrofacies units, but the correlation lengths differ significantly. These differences in correlation length stem from the definitions used in each model. Generally, it is seen in Table 4 that the exponential variogram model gives the greatest correlation lengths, while the spherical variogram yields the smallest ones. In the vertical direction, the exponential variogram model shows clearly the best fit for all the hydrofacies units considered, with R^2 values ranging from 0.933 to 0.968. Similar to the horizontal direction, all the variogram parameters are relatively similar across the various types of variogram models.

Among the three alternative variogram models fitted, the best fit to the indicator variable data was obtained with the exponential model. The goodness of fit of the exponential model in terms of the R^2 (Table 4) ranges from 0.76 to 0.86 in the horizontal direction, and from 0.93 to 0.97 in the vertical direction. The other models gave poorer R^2 values, so only the exponential model results are shown and discussed further. The horizontal experimental variograms

Table 4 Parametric models fit to indicator-based variograms in the (a) horizontal and (b) vertical directions

HFU	Models	R^2	RSS	Variogram parameter					Spatial class
				C_0	C_1	λ_h (m)	C_S	C_0/C_S	
(a) Horizontal direction									
HFU-1	Exponential	0.8592	0.0034	0.12	0.13	2235	0.25	48.00	M
	Gaussian	0.8380	0.0040	0.12	0.13	1665	0.25	48.00	M
	Spherical	0.8359	0.0041	0.12	0.13	1166	0.25	48.00	M
HFU-2	Exponential	0.7647	0.0046	0.02	0.08	1770	0.10	20.00	M
	Gaussian	0.7414	0.0048	0.02	0.08	1315	0.10	20.00	M
	Spherical	0.7341	0.0049	0.02	0.08	915	0.10	20.00	M
HFU-3	Exponential	0.8621	0.0190	0.10	0.14	1688	0.24	41.67	M
	Gaussian	0.8669	0.0189	0.10	0.14	1322	0.24	41.67	M
	Spherical	0.8597	0.0186	0.10	0.14	956	0.24	41.67	M
HFU	Models	R^2	RSS	Variogram parameter					Spatial class
				C_0	C_1	λ_v (m)	C_S	C_0/C_S	
(b) Vertical direction									
HFU-1	Exponential	0.9330	0.0091	0.01	0.153	25	0.163	6.13	S
	Gaussian	0.8936	0.0113	0.01	0.155	25	0.165	6.06	S
	Spherical	0.8381	0.0127	0.02	0.145	17	0.165	12.12	S
HFU-2	Exponential	0.9683	0.0006	0.003	0.08	30	0.083	3.61	S
	Spherical	0.8724	0.0026	0.01	0.07	21	0.080	12.50	S
	Gaussian	0.8632	0.0027	0.001	0.08	23	0.081	1.23	S
HFU-3	Exponential	0.9552	0.0033	0.001	0.175	23	0.176	0.57	S
	Gaussian	0.9204	0.0057	0.02	0.16	23	0.180	11.11	S
	Spherical	0.8926	0.0080	0.03	0.145	16	0.175	17.14	S

HFU, hydrofacies unit; R^2, coefficient of determination; RSS, residual sum of squares; C_0, nugget; C_1, model component according to Eqs. 3–5; C_s, sill; λ_h, horizontal correlation length; λ_v, vertical correlation length; Unit of C_0/C_S, percent spatial class; *S*, strong spatial dependency ($C_0/C_S < 25\%$); *M*, moderate spatial dependency ($C_0/C_S = 25$–75%); *W*, weak spatial dependency ($C_0/C_S > 75\%$)

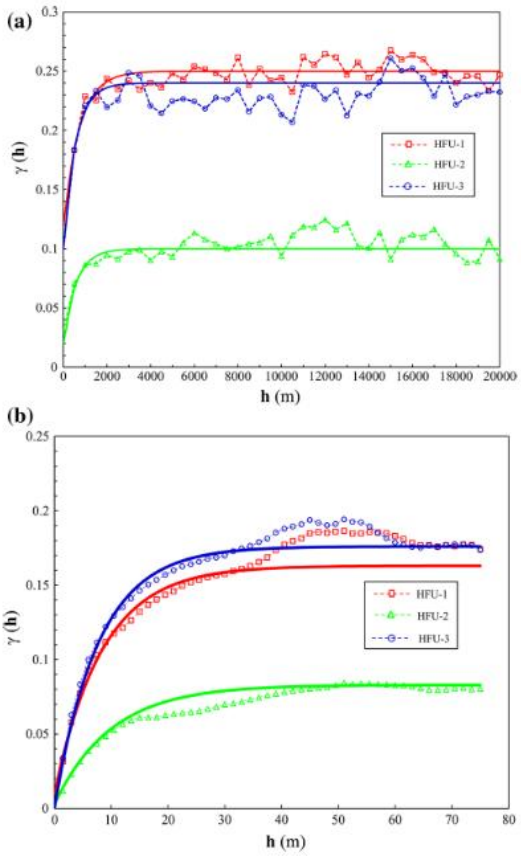


Fig. 6 Experimental data (*dashed lines*) and fitted models (*solid lines*) for the variograms in, **a** horizontal and **b** vertical direction

and fitted variogram models are shown in Fig. 6a, and the corresponding indicator variogram model parameters are given in Table 4. The horizontal correlation lengths are 2235, 1770, and 1688 m for HFU-1, HFU-2, and HFU-3, respectively. The computed sills are 0.25, 0.10, and 0.24 which are relatively close to the corresponding theoretical sills given by $p(1-p)$, where p is the hydrofacies proportion. The sill of HFU-2 is less than that of the other two HFUs due to its smallest proportion. A lower proportion leads to smaller variability and, in turn, results in a smaller sill. Nugget effects (i.e., C_0 in Table 4) are observed for all the horizontal experimental variograms. Nugget effects may be caused by insufficient borehole data or geological structures with correlation range shorter than the sampling resolution. Additionally, spatial classes, defined by the ratio of nugget to sill, are also shown in Table 4. The computed spatial classes for all the HFUs are in the range from 25 to 75%, indicating moderate spatial dependency.

The vertical variograms for the three hydrofacies units are shown in Fig. 6b. The vertical correlation lengths of the variogram models for HFU-1, 2, and 3 (Table 4) are 25, 30, and 23 m, respectively. These vertical correlation lengths relate to the thicknesses of the aquifers and the aquitards and are matching well with thicknesses in the conceptual model of the HYB. Additionally, in the vertical direction, all the HFUs have strong spatial dependency according to the assessed indicators.

Development of hydrofacies models

Development of a hydrofacies model consists of the following steps: (a) generation of equiprobable realizations of the hydrofacies model for the HYB using sequential indicator simulation, (b) post-processing of the simulated hydrofacies model images to simplify the alluvial aquifer system, and (c) validation of the hydrofacies models generated to ensure that the simulated results represent the field conditions.

Stochastic hydrofacies simulation using SISIM

Stochastic hydrofacies simulations were conducted using sequential indicator simulations (SISIM) with the Stanford geostatistical modeling software (SGeMS) by Remy et al. (2009). SISIM is widely used because of its ease of implementation, effective statistical control through variogram, and realistic results for the geological setting on various local scales (Deutsch 1998; Deutsch and Journel 1992; Goovaerts 1996; Soares 1998; Almeida 2010). The grid configuration used in this study had 50 × 110 × 60 cells (330,000 cells) in the x-, y-, and z-directions, with the cell size of 500 × 500 × 3 m. This grid resolution was chosen in order to ensure that the cells are smaller than the correlation lengths in corresponding directions, as suggested by Modis and Sideri (2013) and Troldborg (2004). Hydrofacies models of the HYB were generated using corresponding sets of indicator variogram parameters (i.e., nugget, sill, and correlation length) previously obtained (Table 4). Thirty equiprobable realizations of the hydrofacies models were generated, and a representative realization was chosen for demonstration purposes.

Post-processing using TRANSCAT

The hydrofacies models obtained from SISIM always present unrealistic small-scale variations, and, in some cases, fail to meet the objectives of simulation, for example by mismatch with the target proportions in each category (Deutsch 1998; Soares 1998). Thus, there is a need to clean the unrealistic small-scale variations in each realization generated. Image post-processing to clean the realizations

and to comply with the target proportions is a convenient and sometimes necessary solution (Deutsch 1998). The image cleaning has been tackled by a number of approaches, such as by simulated annealing (Deutsch 1992; Quental et al. 2012), quantile-transformation (Journel and Xu 1994; Xu 1995), maximum a posteriori selection or MAPS (Goovaerts 1996; Deutsch 1998), and correction for local probabilities (Soares 1998). In this study, a categorical transformation algorithm (TRANSCAT) was used. It aims to clean the small-scale variations so that clear pictures comparable to the conceptual model emerge. It also aims to match the target proportions while preserving the local statistics and patterns.

Hydrofacies simulation results

Representative 3-D hydrofacies models generated using SISIM, and SISIM with TRANSCAT, are shown in Fig. 7. It can be seen that from SISIM (Fig. 7a) the simulated hydrofacies model has small-scale variations complicating it. On the other hand, the generated hydrofacies model from SISIM with TRANSCAT (Fig. 7b) shows a smoother image with better connectivity of the aquifer/aquitard, similar to the conceptual model of the HYB. Thus, only the SISIM with TRANSCAT simulation results are discussed further. A fence diagram (Fig. 7c) of this representative hydrofacies model shows that the distribution of each HFU corresponds well to the hydrogeological pattern in the HYB. For example, the flood plain deposit aquifer at the center of the basin consists mainly of HFU-1 and HFU-2, and in the high terrace aquifer at the edges of the HYB on the east and west sides, the HFU-1 is the main aquifer material.

The West–East cross-sectional image of the hydrofacies model, shown in Fig. 8, can be used to compare the simulation results with the borehole data and the conceptual model. The sequence and depth of aquifers and aquitards shown in this figure conform to those in the conceptual model of the HYB (Fig. 2). As seen in Fig. 8, the generated hydrofacies model consists of three layers of aquifers separated by aquitards. The top layer is the first aquitard (i.e., HFU-3) underlain by the aquifer materials (i.e., HFU-1 and HFU-2). These aquifer materials are in the Hat Yai aquifer. The aquifer materials underneath the next aquitards are for Khu Tao and Kho Hong aquifers, respectively.

In a hydrofacies simulation, the simulated hydrofacies proportions generally differ from the input proportions, because of other conditions imposed, such as conditioning the data and the variogram parameters. (dell'Arciprete et al. 2012). Thus, it is important to screen the simulation results, by checking whether the simulation results have reproduced statistical parameters of the input proportions (Deutsch 1998). In this study, for both the SISIM, and the SISIM with TRANSCAT results, proportions of the simulated hydrofacies models (30 realizations) were computed and compared with the input proportions. These hydrofacies unit proportions (Table 5) clearly indicate that the material proportions in the borehole data set of the HYB were well preserved by the SISIM, and the SISIM with TRANSCAT simulations of hydrofacies models. Regarding the actual aquifer materials (i.e., HFU-1 and HFU-2 combined), their input fraction is 62%, which is reasonably similar to those in the SISIM results (63.30%), and in the SISIM with TRANSCAT results (61.87%). Likewise, for the aquitard materials (HUF-3), the input fraction is 38%, which is comparable to those in the SISIM results (36.70%), and in the SISIM with TRANSCAT results (38.13%).

Preservation of field variogram parameters is another simulation performance issue. The exponential variogram parameters used to generate the hydrofacies models are shown in Table 4. For HFU-1, for example, the input sill is 0.25; the input nugget is 0.12; and the input correlation length is 2235 m. The corresponding output variogram parameters are sill 0.25, nugget 0.12, and correlation length 2350 m. The variogram parameters of the representative hydrofacies model are found to be effectively similar to the input ones. This is an indication that the field spatial distribution of each simulated hydrofacies was preserved.

Discussion

Aquifer heterogeneity is always the main problem in groundwater modeling studies. Usually, it is handled by manual simplification (as shown in a conceptual model), which sometimes may lead to misunderstanding of the natural characteristics of the aquifers in local or regional scales, and can result in unrealistic model outputs. In this work, in order to account for the heterogeneity, the simplification/approximation process was enhanced by systematic 3-D spatial statistical analysis. Three-dimensional stochastic hydrofacies models that realistically incorporate the heterogeneity of alluvial aquifers were developed using sequential indicator simulations. An advantage of this approach is that the aquifer materials of areas without borehole logs are systematically generated.

Material lithological descriptions obtained from borehole logs are the main source of data for developing a 3-D hydrofacies model. Aquifer materials and their properties (e.g., hydraulic conductivities) are important parameters for groundwater flow and contaminant transport modeling. Because of the plurality of lithological descriptions, these needed to be re-classified based on hydraulic conductivity. For this reason, in this study, the Wentworth grain size classification (Wentworth 1922) and the Folk classification

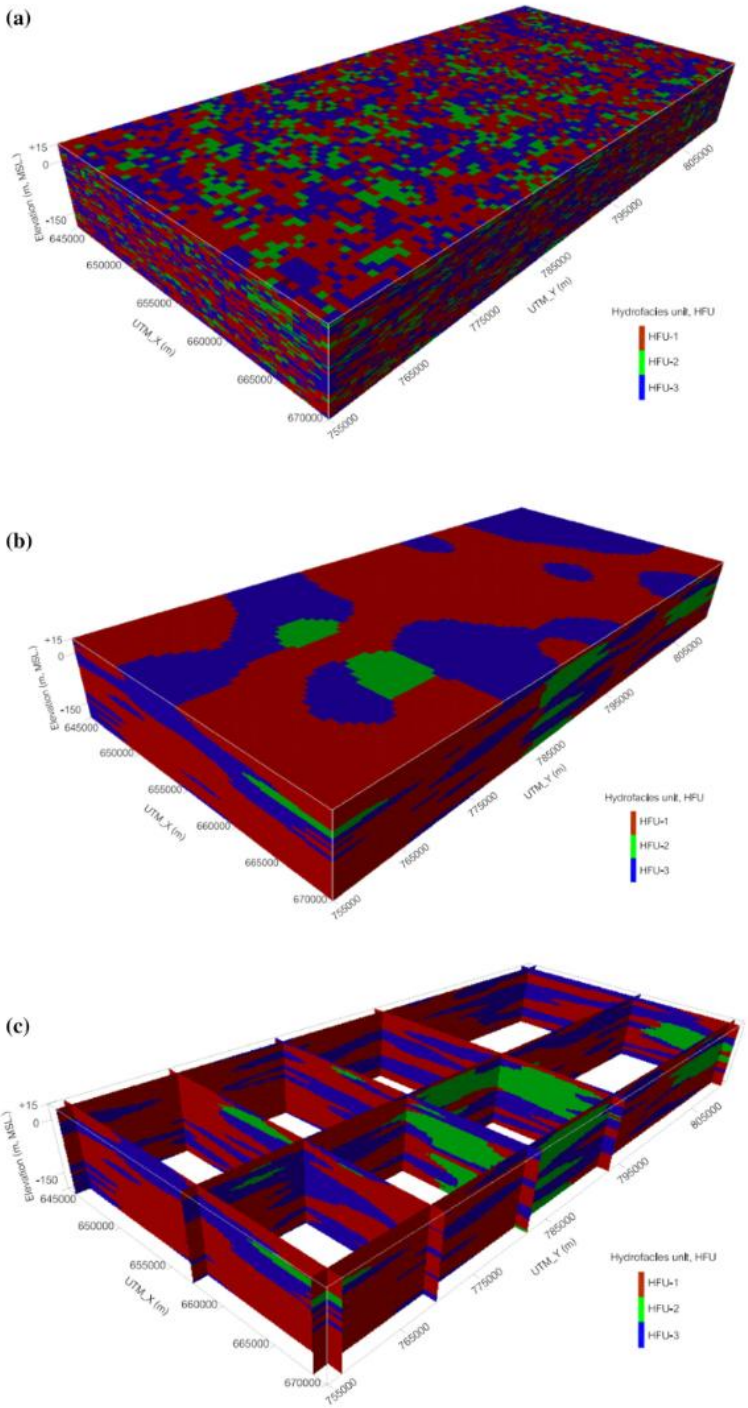


Fig. 7 3-D representations of stochastic hydrofacies model. **a** SISIM, **b** SISIM with TRANSCAT, **c** fence diagram of SISIM with TRANSCAT. Vertical exaggeration in all figures is 35 fold

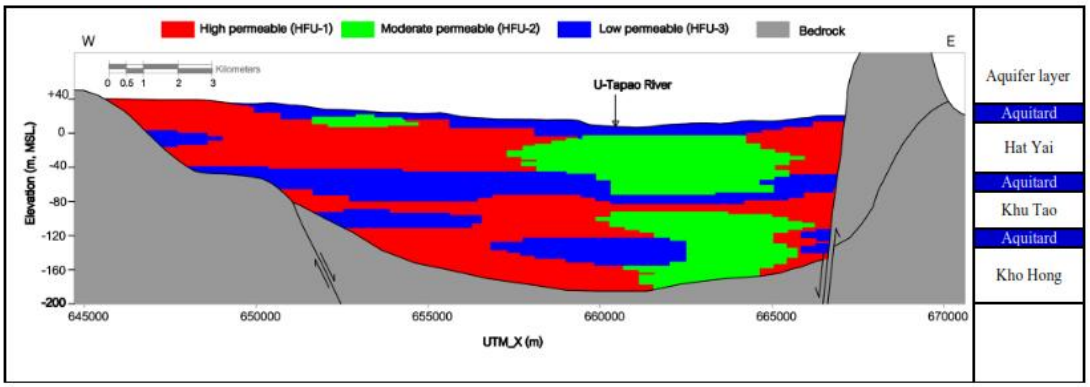


Fig. 8 Cross-sectional images of the aquifer layers along west–east direction in the simulated hydrofacies model

Table 5 Proportions of hydrofacies contributing to aquifers and aquitards, in initial data and in simulated models

Alluvial material	Input proportion (%)	Average simulated proportion (%)	
		SISIM	SISIM with TRANSCAT
Aquifer (HFU-1 and 2)	62	63.30	61.87
Aquitard (HFU-3)	38	36.70	38.13

(Folk 1954) were partly adopted (i.e., generalized litho-classes shown in Table 1 were used) to re-classify the aquifer materials. These two classification methods are preferred over the Unified Soil Classification System (USCS) because the USCS does not allow for adequate description of sorting, average grain size, and other depositional attributes that can affect hydraulic conductivity in an aquifer (Fogg et al. 1998).

For the alluvial aquifers of the HYB, the material proportion results obtained by conducting the indicator-based geostatistical analysis show that the fractions of HFU-1 (high permeability), HFU-2 (moderate permeability), and HFU-3 (low permeability) were 48, 14, and 38%, respectively. The fractions of HFU-1 and HFU-2 combined (62%) are considered aquifer material, while HFU-3 is considered aquitard material. The aquifer material fractions 54, 72, and 97% (Table 3) were found for the Hat Yai (layer 2), Khu Tao (layer 4), and Kho Hong (layer 6) aquifers, respectively. This indicates that these three layers are truly aquifer layers in accordance with the conceptual model. In additions, among these three aquifers, the Hat Yai aquifer is the main one for groundwater extraction. Sixty percent of the groundwater used in HYB is extracted from this aquifer, and therefore most of the boreholes by depth (i.e., 54.34% of 13,140 m from 210 boreholes) represent the Hat Yai aquifer.

In the variogram analysis, three alternative variogram models were tested and the exponential variogram was found to provide the best fit to the alluvial aquifer of the HYB, both vertically and horizontally. The horizontal correlation lengths of the exponential variograms for HFU-1, HFU-2, and HFU-3 were 2235, 1770, and 1688 m, respectively. The corresponding vertical correlation lengths for HFU-1, HFU-2, and HFU-3 were 25, 30, and 23 m, respectively. The vertical correlation length can be pictured as thickness of the aquifer, and had the values similar to those in the conceptual model of Ramnarong et al. (1984). For the alluvial sediment elsewhere, the exponential model has similarly been the best model for describing spatial correlations, according to several reports, such as Falivene et al. (2007), Trevisani and Fabbri (2010), Phelps et al. (2011), Simo et al. (2013), and Serrano et al. (2014). The spherical model, on the other hand, was found to provide the best fit to deltaic sediments (Cabello et al. 2007, Ouellon et al. 2008).

The 3-D stochastic hydrofacies model incorporating aquifer heterogeneity was developed as shown in Figs. 7b, c, and 8. The model was found to be consistent with field data, in terms of material proportions and spatial distributions (i.e., variogram). For example, the actual fractions of aquifer and aquitard materials from the borehole data were 62 and 38%, while those found in the model using SISIM and TRANCAT simulation were 61.87 and 38.13%, respectively. In addition, the hydrogeological pattern of the model shows the sequence of the aquifer units (from top to bottom) as the Hat Yai, Khu Tao, and Kho Hong aquifers, which is in good agreement with the conceptual model. The mutual consistency of the borehole data, the

conceptual model and the hydrofacies model developed is a good proof of the model as an appropriate representation of the aquifer system.

With the hydrofacies model developed, properties in areas without borehole data are extrapolated in a systematic manner and the spatial distribution characteristics of aquifer materials are preserved. At this point, the hydrofacies model is ready for use in various applications related to groundwater flow and mass transport studies. For example, the determination of groundwater safe yield can be based on such groundwater model. The groundwater safe yield is defined as the amount of water that can be withdrawn without producing undesired effects (Todd 1959). With several required inputs, such as groundwater recharge, groundwater level, groundwater extraction, groundwater boundary conditions, a numerical groundwater flow model can be set up using the 3-D hydrofacies model representing the aquifer domains. The aquifer domains are the media for porous flow, and flows in the interconnected grid and the groundwater head at each grid node can be computed. The average hydraulic conductivity of each aquifer (described in "Compilation of existing data" section) can be used initially to represent the hydraulic properties of the aquifer. With groundwater level monitoring data and groundwater flow calibration processes, the groundwater safe yield can be determined. This groundwater flow model supports also contaminant transport modeling. For instance, if a contaminant enters the aquifer domain, using the groundwater transport parameters (e.g., dispersion and adsorption parameters), the concentration and traveling time of the contaminant to any location (usually depicted as a concentration plume) can be calculated. Detailed examples of applying hydrofacies models are presented elsewhere, for example in Serrano et al. (2014) and Guastaldi et al. (2014) for groundwater flow, and in Weissmann et al. (2002), Troldborg (2004), and Carle et al. (2006) for contaminant transport modeling.

Conclusions

In this study, the complex hydrogeology of the Hat Yai Basin (HYB) was studied in order to develop an appropriate hydrofacies model that realistically represents the alluvial aquifer system. Such models are necessary in groundwater and mass transport modeling. Alluvial materials from borehole logs were categorized into 14 lithoclasses subsequently lumped into three hydrofacies units according to the hydraulic conductivities. The hydrofacies units were then analyzed using geostatistical approach; in particular, the variogram parameters describing spatial variability were obtained. These variogram parameters were used to simulate hydrofacies models using sequential indicator simulation (SISIM), and the models were post-processed using the categorical transformation algorithm (TRANSCAT). A representative hydrofacies model had three main aquifer layers, namely the Hat Yai, the Khu Tao, and the Kho Hong aquifers, similar to the earlier conceptual model by Ramnarong et al. (1984). Thus, the simulated hydrofacies model of the Hat Yai basin effectively took into account the observed spatial variability in this systematic approach, without conflicting with an earlier simpler model. The current improved quantitative model is intended for use in subsequent groundwater flow simulations.

Acknowledgements This research was supported partly by the Graduate study fund, Prince of Songkla University (PSU), and by the Rajamangala University of Technology Srivijaya (RMUTSV) fund, which is gratefully acknowledged. The authors would like to thank the Department of Groundwater Resources (DGR) for providing the borehole log data to this analysis. The authors would like to thank Dr. Seppo Karrila for reviewing the manuscript. Thanks are also given to anonymous reviewers for valuable comments.

References

Almeida JA (2010) Stochastic simulation methods for characterization of lithoclasses in carbonate reservoirs. Earth Sci Rev 101:250–270. doi:10.1016/j.earscirev.2010.05.002

Cabello P, Cuevas JL, Ramos E (2007) 3D modelling of grain size distribution in Quaternary deltaic deposits (Llobregat Delta, NE Spain). Geol Acta 5:231–244

Carle SF, Labolle EM, Weissmann GS, Van Brocklin D, Gogg GE (1998) Conditional simulation of hydrofacies architecture: a transition probability/Markov approach. In: Fraser GS, Davis JM (eds) Hydrogeologic models of sedimentary aquifers. Concepts in hydrogeology and environmental geology. SEPM Special Publication, Tulsa, pp 147–170

Carle SF, Esser BK, Moran JE (2006) High-resolution simulation of basin-scale nitrate transport considering aquifer system heterogeneity. Geosphere 2:195–209. doi:10.1130/GES00032.1

Chalermyanont T, Lukjan A, Arrykul S (2009) Development of a seawater intrusion model for the Hat Yai Basin, Southern Thailand. In: International symposium on efficient groundwater resources management (IGS-TH 2009), Bangkok, Thailand

Cooper HH, Jacob CE (1946) A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. Trans Am Geophys Union 24:526–534

de Marsily G, Delay F, Teles V, Schafmeister MT (1998) Some current methods to represent the heterogeneity of natural media in hydrogeology. Hydrogeol J 6:115–130. doi:10.1007/s100400050138

de Marsily G, Delay F, Gonçalves J, Renard P, Teles V, Violette S (2005) Dealing with spatial heterogeneity. Hydrogeol J 13:161–183. doi:10.1007/s10040-004-0432-3

dell'Arciprete D, Bersezio R, Felletti F, Giudici M, Comunian A, Renard P (2012) Comparison of three geostatistical methods for hydrofacies simulation: a test on alluvial sediments. Hydrogeol J 20:299–311. doi:10.1007/s10040-011-0808-0

Department of Groundwater Resources: DGR (2003) Groundwater balance and modeling assessment of Hat Yai basin, Songkhla Province. Final Report (**in Thai**)

Department of Groundwater Resources: DGR (2006) Development and conservation of groundwater using mathematical models in Songkhla Lake Basin. Final Report (**in Thai**)

Deutsch CV (1992) Annealing techniques applied to reservoir modeling and the integration of geological and engineering (well test) data. Dissertation, Stanford University

Deutsch CV (1998) Cleaning categorical variable (lithofacies) realizations with maximum a posteriori selection. Comput Geosci 24(6):551–562. doi:10.1016/S0098-3004(98)00016-8

Deutsch CV (2002) Geostatistical reservoir modeling. Oxford University Press, New York

Deutsch CV, Journel AG (1992) GSLIB: geostatistical software library and user's guide. Oxford University Press, New York

Falivene O, Cabrera L, Muñoz JA, Arbués P, Fernández O, Sáez A (2007) Statistical grid-based facies reconstruction and modeling for sedimentary bodies: alluvial-palustrine and turbiditic examples. Geol Acta 5:199–230

Fogg GE, Noyes CD, Carle SF (1998) Geologically-based model of heterogeneous hydraulic conductivity in an alluvial setting. Hydrogeol J 6:131–143. doi:10.1007/s100400050139

Folk RL (1954) The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. J Geol 62(4):344–359

Gego EL, Johnson GS, Hankins M (2001) An evaluation of methodologies for the generation of stochastic hydraulic conductivity fields in highly heterogeneous aquifers. Stoch Environ Res Risk Assess 15:47–64. doi:10.1007/s004770000060

Goovaerts P (1996) Stochastic simulation of categorical variables using a classification algorithm and simulated annealing. Math Geol 28(7):909–921. doi:10.1007/BF02066008

Goovaerts P (1997) Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press, New York

Guastaldi E, Carloni A, Pappalardo G, Nevini J (2014) Geostatistical methods for lithological aquifer characterization and groundwater flow modeling of the Catania Plain Quaternary aquifer (Italy). J Water Resour Protect 6:272–296. doi:10.4236/jwarp.2014.64032

Journel AG, Xu W (1994) Posterior identification of histograms conditional to local data. Math Geol 26:323–359. doi:10.1007/BF02089228

Journel AG, Gundeso R, Gringarten E, Yao T (1998) Stochastic modelling of a fluvial reservoir: a comparative review of algorithms. J Pet Sci Eng 21:95–121. doi:10.1016/S0920-4105(98)00044-8

Lohawijarn W (2005) Potential ground water resources of Hat Yai basin in peninsular Thailand by gravity study. Songklanakarin J Sci Technol 27(3):633–647

Lukjan A (2009) Study of seawater intrusion into aquifers in Hat Yai basin using a mathematical model. Thesis, Prince of Songkla University (**in Thai**)

Lukjan A, Chalermyanont T, Arrykul S (2009a) Three-dimensional density-dependent seawater intrusion modeling for the Hat Yai basin. In: Proceeding of 14th national convention on civil engineering, nakhon ratchasima, Thailand, pp 1253–1259 (**in Thai**)

Lukjan A, Chalermyanont T, Chaipraphat S, Jespatananon P (2009b) Groundwater balance and safe yield in Hat Yai basin, Songkhla province. In: 7th PSU-engineering conference, Songkhla, Thailand, pp 608–613 (**in Thai**)

Michael HA, Voss CI (2009) Estimation of regional-scale groundwater flow properties in the Bengal basin of India and Bangladesh. Hydrogeol J. doi:10.1007/s10040-009-0443-1

Modis K, Sideri D (2013) Geostatistical simulation of hydrofacies heterogeneity of the West Thessaly aquifer systems in Greece. Nat Resour Res. doi:10.1007/s11053-013-9200-1

Ouellon T, Lefebvre R, Marcotte D, Boutin A, Blais V, Parent M (2008) Hydraulic conductivity heterogeneity of a local deltaic aquifer system from the kriged 3D distribution of hydrofacies from borehole logs, Valcartier, Canada. J Hydrol 351:71–86. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.040

Phelps GA, Boucher A, Halford KJ (2011) A refined characterization of the alluvial geology of yucca flat and its effect on bulk hydraulic conductivity. U.S. Geological Survey, Open-File Report 2010-1307

Quental P, Almeida JA, Simões M (2012) Construction of high-resolution stochastic geological models and optimal upscaling to a simplified layer-type hydrogeological model. Adv Water Resour 39:18–32. doi:10.1016/j.advwatres.2012.01.001

Ramnarong V, Songsawat S, Sakulkeaw S, Phanjasutharot S (1984) Hydrological map of Hat Yai basin, Songkhla, Scale 1:50000. Groundwater Division, Department of Mineral Resources, Bangkok

Remy N, Boucher A, Wu J (2009) Applied geostatistics with SGeMS: a user's guide. Cambridge University Press, New York

Renard P, Le Loc'h G, Ledoux E, de Marsily G, Mackay R (2000) A fast algorithm for the estimation of the equivalent hydraulic conductivity of heterogeneous media. Water Resour Res 36:3567–3580. doi:10.1029/2000WR900203

Riyapan N (2012) Groundwater management of Hat Yai basin using a mathematical model. Thesis, Prince of Songkla University (**in Thai**)

Robertson GP (2008) GS+: geostatistics for the environmental sciences. Gamma Design Software, Plainwell

Sakulkeaw S (1996) Groundwater vicinity Hat Yai basin, Songkhla Province. Department of Groundwater Resources, Bangkok (**in Thai**)

Sawata H, Wongsomsak S, Tanchotikul A, Dansawasdi R, Maneeprapun K, Muenlek S (1983) A hypothetical idea on the formation of HatYai basin and the Songkhla lagoon. Proceedings of the Annual Technical Meeting, Department of Geological Sciences, Chiang Mai University, pp 109–120

Seifert D, Jensen JL (1999) Using sequential indicator simulation as a tool in reservoir description: issues and uncertainties. Math Geol 31:527–550. doi:10.1023/A:1007563907124

Seifert D, Jensen JL (2000) Object and pixel-based reservoir modeling of a braided fluvial reservoir. Math Geol 32:581–603. doi:10.1023/A:1007562221431

Serrano RP, Guadagnini L, Riva M, Giudici M, Guadagnini A (2014) Impact of two geostatistical hydro-facies simulation strategies on head statistics under non-uniform groundwater flow. J Hydrol 508:343–355. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.11.009

Simo AT, Marache A, Lastennet R, Breysse D (2013) Reconstructing hydraulic conductivity field for hydrogeological modeling in an urban environment. Eng Geol 158:119–134. doi:10.1016/j.enggeo.2013.03.013

Soares A (1998) Sequential indicator simulation with correction for local probabilities. Math Geol 30(6):761–765. doi:10.1023/A:1022451504120

Theis CV (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. Trans Am Geophys Union 16:519–524

Todd DK (1959) Ground water hydrology. Chapman & Hall, London, p 336

Trevisani S, Fabbri P (2010) Geostatistical modeling of a heterogeneous site bordering the Venice Lagoon, Italy. Ground Water 48(4):614–623. doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00632.x

Troldborg L (2004) The influence of conceptual geological model on the simulation of flow and transport in Quaternary aquifer systems. Dissertation, Geological Survey of Denmark and Greenland Report 2004/107, GEUS, Copenhagen

Troldborg L, Refsgaard JC, Jensen KH, Engesgaard P (2007) The importance of alternative conceptual models for simulation of concentrations in multi-aquifer systems. Hydrogeol J 15:843–860. doi:10.1007/s10040-007-0192-y

Weissmann GS, Fogg GE (1999) Multi-scale alluvial fan heterogeneity modeled with transition probability geostatistics in a sequence stratigraphic framework. J Hydrol 226:48–65. doi:10.1016/S0022-1694(99)00160-2

Weissmann GS, Carle SF, Fogg GE (1999) Three-dimensional hydrofacies modeling based on soil surveys and transition probability geostatistics. Water Resour Res 35:1761–1770. doi:10.1029/1999WR900048

Weissmann GS, Zhang Y, Labolle EM, Fogg GE (2002) Dispersion of groundwater age in an alluvial aquifer system. Water Resour Res 38:1198–1211. doi:10.1029/2001WR000907

Wentworth CK (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. J Geol 30(5):377–392

Xu W (1995) Stochastic modeling of reservoir lithofacies and petrophysical properties. Dissertation, Stanford University

ง-2 การประชุมวิชาการระดับนานาชาติ

Available online at www.sciencedirect.com

ScienceDirect

Procedia Engineering 154 (2016) 308 – 316

Procedia Engineering

www.elsevier.com/locate/procedia

12th International Conference on Hydroinformatics, HIC 2016

Importance of Alternative Conceptual Model for Sustainable Groundwater Management of the Hat Yai Basin, Thailand

A. Lukjan[a,b*], S. Swasdi[b], T. Chalermyanont[a,c]

aDepartment of Civil Engineering, Prince of Songkla University, Hat Yai, Songkhla 90110, Thailand
bDepartment of Civil Engineering, Rajamangala University of Technology Srivijaya, Muang, Songkhla 90000, Thailand
cSouthern Natural Disaster Research Center, Prince of Songkla University, Hat Yai, Songkhla 90110, Thailand

Abstract

This study evaluates two sources of conceptual model uncertainty of a groundwater flow model for the Hat Yai Basin (HYB). Two hydrogeological interpretations and five boundary conditions are considered. Ten alternative conceptual models are proposed and implemented in a 3D-mathematical model (MODFLOW). Model uncertainty is evaluated through the information criteria based method. Study results show that the contribution of uncertainty in hydrogeological interpretation has more impact on groundwater system than the boundary conditions. Additionally, these results strongly indicate the importance of conceptual model uncertainty in groundwater modeling for sustainable groundwater management.

© 2016 The Authors. Published by Elsevier Ltd. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).
Peer-review under responsibility of the organizing committee of HIC 2016

Keywords: Hat Yai Basin; conceptual model; model selection.

* Corresponding author.
E-mail address: federun9@gmail.com

1. Introduction

The Hat Yai basin (HYB) is a sedimentary basin located in the Southern peninsular of Thailand (Fig. 1). Groundwater in the HYB is an important water resource. Because of limited surface water, groundwater demands are high in every sector, such as household, tourism, industry, and agriculture. Over pumping of groundwater has led to serious problems, such as substantial decrease in groundwater levels and seawater intrusion problems. In order to assess groundwater potential, numerical model based on a single conceptual model is often produced in the HYB (e.g., [1-3]). However, consideration only one conceptual model may lead to statistical bias and uncertainty in model

1877-7058 © 2016 The Authors. Published by Elsevier Ltd. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).
Peer-review under responsibility of the organizing committee of HIC 2016
doi:10.1016/j.proeng.2016.07.480

prediction. In last ten years, conceptual model uncertainty has received more attention in groundwater applications (e.g., [4-10]). Many studies point out that the impact of conceptual model uncertainty is more significant than parameter uncertainty. Multi-model theory is a popular method in handling model uncertainties. A discrimination criterion (or model ranking) is developed based on posterior model probabilities or a model weight that directly uses to evaluate model importance [10].The objective of this study is to generate the multiple conceptual models by incorporating the uncertainty in hydrogeological interpretations and boundary conditions into groundwater flow model of the HYB. The Akaike Information Criteria based Model Averaging (AICMA) method [11, 12] is used to rank and select the plausible or best conceptual model and evaluate the impact on groundwater modeling and groundwater management of the HYB.

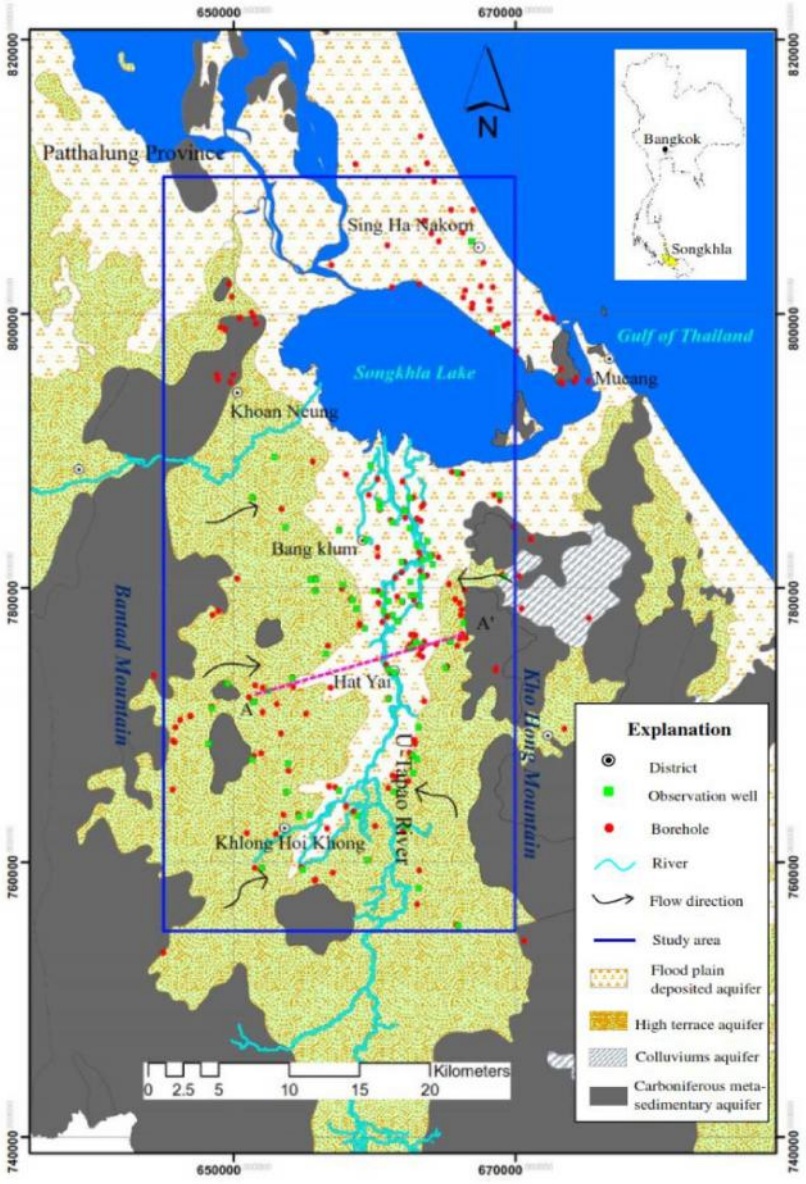


Fig 1. Map of the study area showing geological and hydrological data along with borehole locations and groundwater flow direction

2. Study area

The HYB is about 60-km long and 20-km wide with an approximate area of 1,200 km2 with elevations of 0 to 20 m above mean sea level [13]. Geological setting of the study area is thought to be a horst-and-graben (Fig.2). The

HYB is the graben part whereas the Kho Hong and Buntad Mountains on the east and west, respectively, are the horst parts. This horst and graben structure is also thought to be a southern extension of a geological structure formed by block faulting in the Gulf of Thailand [14]. Quaternary alluvium in the basin mainly consists of gravel, sand, sandy clay or claeyey sand [15].

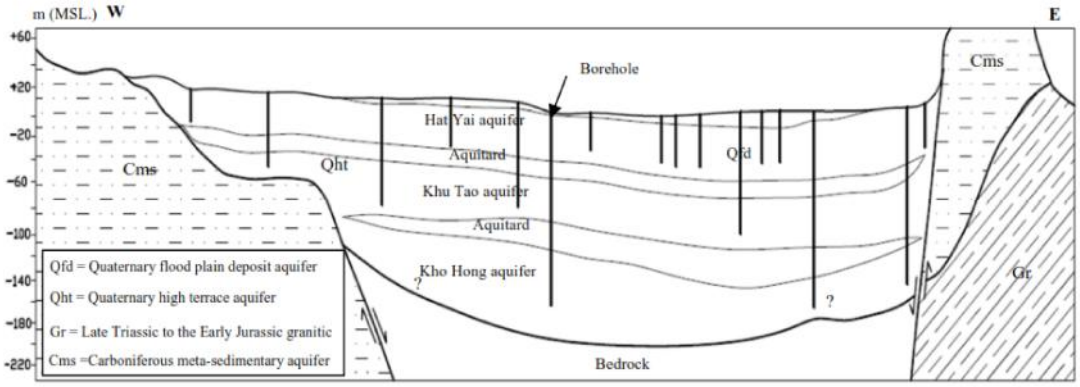


Fig. 2 . Hydrogeologic cross section (line A-A' in fig. 1) of the Hat Yai basin (Adapted from [16]).

3. Material and methods

3.1 Alternative conceptual models

The HYB are conceptualized into three main alluvial aquifers (Fig.2) namely; Hat Yai, Khu Tao, and Kho Hong aquifers which lie approximately at depths of 20 to 50 m, 45 to 80 m and deeper than 100 m, respectively [15, 16]. In order to assess the model uncertainty, the 10 plausible alternative conceptual models based on two hydrogeological interpretations and five boundary conditions, are proposed. Two hydrogeological models which differ in the interpretation of hydraulic conductivity were used. They are homogenous hydraulic conductivity (H1) and zoning of hydraulic conductivity (H2). Model H1 considered constant values of hydraulic conductivity, while model H2 included zonation approach obtained from the available data (210 borehole logs). In this model, lithological data were converted to hydraulic conductivity data by assigning an appropriated hydraulic conductivity value [17] to each litholoclass and then these hydraulic conductivities were spatial interpolated in each aquifer layer using the inverse distance weight (IDW) algorithm.

Songkhla lake and Gulf of Thailand located at northern part of the model were set as constant head boundaries. Recharge boundaries were delineated accross the model domain based on the combination of soil type and land use information obtained from Arun[1]. Head dependent flow (river boundary) was defined for the U-Tapoa river on top layer. However, there was uncertainty about the type of lateral flow boundaries.To be able to obtain the impact of leteral boundary uncertainty, five boundary conditions were modeled. For model B1, lateral flow was modeled as no flow boundary. Model B2 was head dependent boundary (GHB) for eastern, western and, southern boundaries. Model B3 was GHB boundary for only eastern and western boundaries. For model B4 and B5, the lateral flows were considered as GHB for eastern and western, boundaries, respectively. Combination of the proposed uncertainties from two hydrological interpretations and five lateral flow boundary conditions results in 10 groundwater models (Table 1). Each model was evaluated by calibrating the models with the a set of groundwater head observation data from 82 monitoring wells.

3.2 Numerical simulation procedure

The groundwater flow model of the HYB was developed using MODFLOW-2000 [18]. Ten steady state models were calibrated using a trial-and error method. Each model was discretized into 100 rows and 200 columns having the cell size of 300 m by 350 m [1]. Based on the conceptual model, the model consisted of 12 layers with thickness varying from 7.5m to 45m. Groundwater head from 82 monitoring wells during 2002 to 2006 were used in model calibration process. Groundwater extraction was 24.65 Mm3/year. Model calibrations were evaluated by considering in term of goodness-of-fit between observed and calculated head. For calibration propose, normalized root mean squared (NRMS) was set to be less than 10% [19].

3.3 Model selection criteria

In order to select the best model, Poeter and Anderson [11] recommend the simple and effective approach based on K-L information [20] criteria which can be used to evaluate the weight of alternative models. K-L value represents the loss of information as compared to the real groundwater system. The K-L distance (I) between models Mk and f is defined as

$$I[f, M_k] = \int f(x) \log\left(\frac{f(x)}{p(M_k|D)}\right) dx \tag{1}$$

where f (x) is the real distribution and p(Mk|D) is the distribution of model Mk given the set of calibrated parameter D.

However, for groundwater models, K-L information cannot be computed since the real distribution f (e.g., hydraulic conductivity values, boundary conditions, and fluxes) is unknown. Thus, the relative K-L information can be approximated using the Akaike Information Criteria (AIC) [7, 11]. In this study, the modified Akaike Information Criteria-based Model Averaging (AICMA) method [12] was used to approximating the likelihood function.

$$p(D|M_k) = \exp\left(-\frac{1}{2}\Delta IC_k\right) \tag{2}$$

where ΔICk = AICck - AICcmin , AICcmin is the minimum AICc value of model Mk. The AICc value [11, 21] has been proposed as:

$$AICc_k = N \ln(\sigma^2) + 2P_k + \left(\frac{2P_k(P_k+1)}{N - P_k - 1}\right) \tag{3}$$

where N is the number of observations, Pk is the number of parameter for model k, σ2 is the estimated residual variance. The estimator of σ2 = WSSRk/N and, WSSRk is the weighted sum of squared residuals for model k.

Conceptual model's posterior probability is obtained by combining conceptual model's prior probability and integrated likelihood value p(D|Mk) which indicates the performance on reproducing groundwater observations. Additional, AICc can be derived under a Bayes' framework [11]. Thus, posterior model probabilities for model Mk given the data D can be defined as:

$$p(M_k|D) = \frac{p(D|M_k)p(M_k)}{\sum_{k=1}^{10} p(D|M_k)p(M_k)} \tag{4}$$

where p(Mk|D) is the posterior model probabilities (or model weighted) of the ten models; p(Mk) is prior probabilities for model k with k = (1,…, 10) and equal prior probabilities (1/10 =0.10) is used in this study.

In this study, to evaluate each alternative model and select the best model by consideration of: (1) model which having high posterior model probabilities and, (2) an inverted evidence ratio value. It is convenient to take ratios of the posterior model probabilities for models i and j are called evidence ratios and are calculated as [11]

$$\text{Evidence ratio} = p(M_k|D)_i \,/\, p(M_k|D)_j \tag{5}$$

when i is the best model. Burnham and Anderson [22] suggest that when the evidence ratio of the best and second best models is less than about 2 (equivalent to an inverted evidence ratio greater than about 50 percent), model selection uncertainty is likely to be high. That is, given other sets of data, a different model in the group is likely to be identified as "best".

3.4 Assessing conceptual model uncertainty

The best model obtained from the model selection process in previous section was used to assess the impact of proposed models on corresponding computed water balance of the HYB. Model validation was performed and groundwater budget of aquifers was calculated. Then, the uncertainties in term of groundwater components used to assess of the influence of the proposed models.

4. Result and Discussions

4.1 Model calibration

The results of model calibration are shown in Table 1.The NRMS of 10 groundwater models ranks from 8.019 to 9.734%, which are acceptable values (i.e., less than 10%). The good fittings of calculated and measured groundwater level (not shown) indicate adequacy of using homogenous the hydraulic conductivity rather than the zonation one. The calibrated values for the hydraulic conductivity vary between 1.75x105 to 0.001 m/s for aquifers and 5x108 m/s for aquitards. Groundwater recharges range from 4.75 to 11.05% of annual average rainfall.

4.2Model ranking

Table 1 shows the AICc information criteria, ranks, and probabilities of 10 conceptual models. Consideration the Δ values among 10 models indicates that model H1B1 is the very good model (Δi< 2), model H1B5 and H1B4 are having less empirical support (4 Δi< 7), while seven remained model can be dismissed from future consideration (Δi>10) [11].The inverted evidence ratios indicates that no other model is even half as probable as H1B1 model (all other inverted evidence ratios are less than 50% [23]). All selection criteria results support model H1B1 as the best groundwater model for the HYB with probabilities of 77.50%. This evident firmly support the conceptual model that the HYB are having homogenous layers of aquifers with no flow boundaries at the edge of basin. However, this ranking procedure is discriminated based on information criteria technique only. The multi-model selection criteria are required for further consistency check across model ranking.

4.3 Groundwater balance and assessing conceptual model uncertainty

Applying H1B1, H1B5 and, H1B4 models, which chosen from the model selection processes, were used in developing groundwater models. Observation head data in 2007 were used to evaluate model validation. Fig.3 displays the relationship between simulated and observed groundwater head for a groundwater model developed using model H1B1. It shows an acceptable calibration with NRMS = 9.077% (R2 = 0.8106). Comparison between simulated and observed head of model H1B1 shows in fig. 4. Flow direction and a little differ between calculated and observed head are satisfied result of the selecton model. Using the simulated results of the MODFLOW to describe groundwater balance of the HYB, comparison of three model shows in table 2. The result shows of groundwater balance of the HYB has steadily received about 108.93 Mm3/year.While, groundwater balance of the two model H1B5 and H1B4 are 164.75 Mm3/year and 239.18 Mm3/year, respectively. Using model H1B1 to

describe mass balance of the HYB, most of inflow into model come from recharge (95%). The remaining inflow is from U-Tapoa river (4.6.5%) and Songkhla Lake (0.40%), respectively. Groundwater outflow from the model are river, constant head boundary and , groundwater pumping of 45%, 33%, 22%, respectively. Hence, from this difference of groundwater components, it shows the importance of using the best model from proposed conceptual models in groundwater model application for best groundwater management.

Table 1. The AICc model criterion values, and resulting Δvalues, posterior model probabilities, and inverted evidence ratios.

	Alternative conceptual models										Total
	H1B1	H1B2	H1B3	H1B4	H1B5	H2B1	H2B2	H2B3	H2B4	H2B5	
NRMS %	8.716	8.019	8.888	8.182	9.237	9.515	9.626	9.663	9.734	9.297	
AICc	56.57	72.33	71.53	60.76	60.16	95.49	116.36	109.30	106.34	101.11	
$WSSR_k$	81.71	85.35	88.76	81.61	81.02	81.02	85.69	84.23	86.79	81.44	
ΔICc_k	0.00	15.77	14.96	4.19	3.59	38.92	59.79	52.73	49.77	44.55	
P_k	21	24	23	22	22	30	33	32	31	31	
$p(M_k)$	(1/10)	(1/10)	(1/10)	(1/10)	(1/10)	(1/10)	(1/10)	(1/10)	(1/10)	(1/10)	1.00
$p(D\|M_k)$	1.000	0.0004	0.0006	0.1232	0.1658	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.29
$p(M_k\|D)$ %	77.50	0	0	9.60	12.90	0	0	0	0	0	100
Rank	1	5	4	3	2	6	10	9	8	7	
Inverted evidence ratio%	100	0.04	0.06	12.32	16.58	3E-07	1E-11	3E-10	1E-09	2E-08	

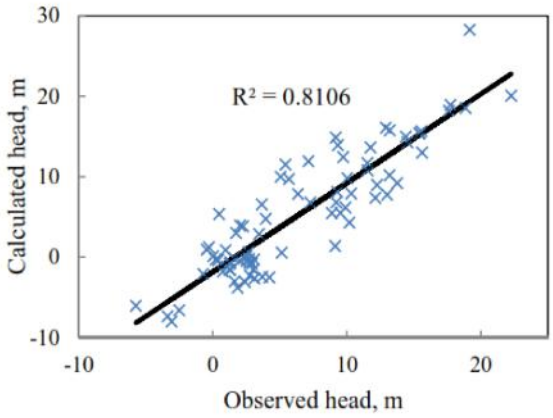


Fig. 3. Scatter plot of simulate and observed groundwater head for the validation of model H1B1

Table 2. Summary of groundwater balance (Mm^3/year) in steady state for year 2007.

	H1B1		H1B5		H1B4	
Flow components	Inflow	Outflow	Inflow	Outflow	Inflow	Outflow
Recharge	103.00	-	109.30	-	103.28	-
River	5.03	48.32	9.15	77.19	9.12	175.28
Constant head	0.90	35.96	0.68	51.44	0.48	38.54
Head dependent (GHB)	-	-	45.62	11.47	126.30	0.71
Pumping usage	-	24.65	-	24.65	-	24.65
Total	**108.93**	**108.93**	**164.75**	**164.75**	**239.18**	**239.18**

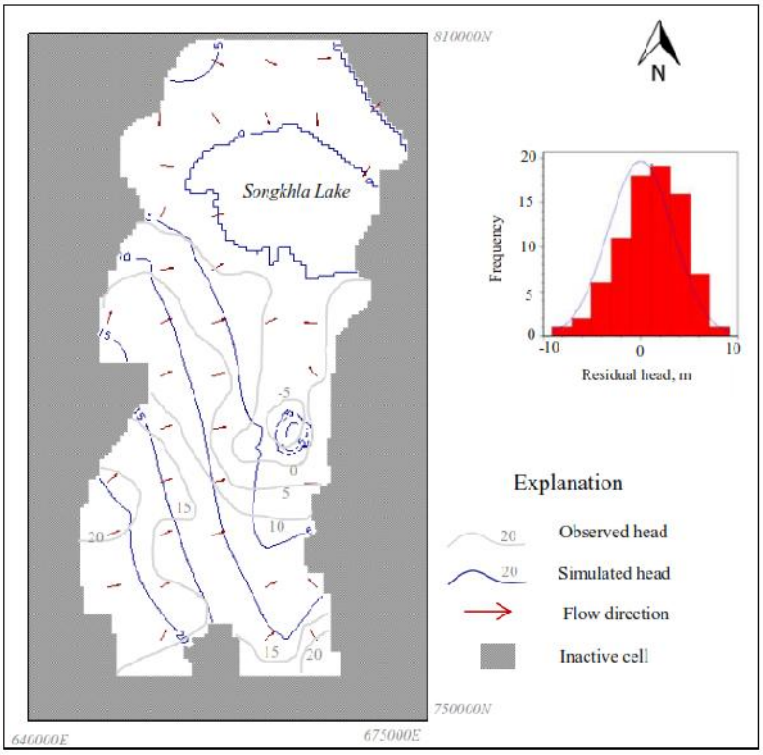


Fig. 4. Head distribution of simulated (blue line) and observed (gray line) in Hat Yai aquifer for steady state condition of model H1B1. Insert graph is a histogram of residual error.

5. Conclusion

This study assesses two sources uncertainty for groundwater flow of the HYB through ten alternative models. The highly probable models are identified using information criteria-based method for the hydrogeological interpretations and boundary conditions. All information criteria results support model H1B1 as the best groundwater model for the HYB. This indicates that between two hydrogeological interpretations, the groundwater model with homogenous hydraulic conductivity is more probable than the models with zonation hydraulic conductivity field. While, probable lateral boundary conditions are no flow boundaries, rather than head dependent boundaries. In addition, three selected models (H1B1, H1B5 and, H1B4) were used in assessment of groundwater balance uncertainty. The simulation result shows that the groundwater budget varies significantly with boundary conditions used. Variations in groundwater budget found in this study may affect groundwater management for the HYB. However, further study is required to be able to obtain the best conceptual model and best HYB groundwater flow model that can be used for sustainable groundwater management.

Acknowledgements

This research was supported partly by Graduate study fund, Prince of Songkla University (PSU) and Rajamangala University of Technology Srivijaya (RMUTSV) fund. These supports are gratefully acknowledged. The authors would like to thank the Department of Groundwater Resources (DGR) for the necessary borehole logs data for the analysis.

References

[1] A. Lukjan, Study of seawater intrusion into aquifers in Hat Yai Basin using a mathematical model, M.Eng. Thesis, Prince of Songkla University, 2000. (in Thai)
[2] A. Wattanathum, Numerical simulation of groundwater flow in HatYai basin, Changwat Songkhla, MS.Envi. Management Thesis, Prince of Songkla University, 2006.(in Thai)
[3] DGR :Department of Groundwater Resources, Development and conservation of groundwater using mathematical models in Songkhla Lake Basin, Final report, 2006. (in Thai)
[4] L. Troldborg, J.C. Refsgaard, K.H. Jensen, P. Engesgaard, The importance of alternative conceptual models for simulation of concentrations in multi-aquifer systems, Hydrogeology Journal. 15 (2007) 843–860, doi: 10.1007/s10040-007-0192-y
[5] R. Rojas, L. Feyen, A. Dassargues, Conceptual model uncertainty in groundwater modeling: Combining generalized likelihood uncertainty estimation and Bayesian model averaging, Water Resources Research. 44 (2008) W12418. DOI: 10.1029/2008WR006908.
[6] R. Rojas, O. Batelaan, L. Feyen, A. Dassargues, Assessment of conceptual model uncertainty for the regional aquifer Pampa del Tamarugal-North Chile, Hydrol. Earth Syst. Sci. 14 (2010) 171–192.
[7] M. Ye, K.F. Pohlmann, J.B. Chapman, G.M. Pohll, D.M. Reeves, A model-averaging method for assessing groundwater conceptual model uncertainty, Ground Water. 48 (2010) 716–28. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00633.x
[8] R. Rojas, S. Kahunde, L. Peeters, Application of a multimodel approach to account for conceptual model and scenario uncertainties in groundwater modelling, J. Hydrol. 394 (2010) 416–435.
[9] T.O. Sonnenborg, D. Seifert, J.C. Refsgaard, Climate model uncertainty vs. conceptual geological uncertainty in hydrological modelling, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 12 (2015) 4353–4385.
[10] H.V. Pham, F.T.-C. Tsai, Bayesian experimental design for identification of model propositions and conceptual model uncertainty reduction, Advances in Water Resources. 83 (2015) 148–159.
[11] E. Poeter, D. Anderson, Multimodel ranking and inference in ground water modeling, Ground Water. 43 (4) (2005) 597–605.
[12] A. Singh, S. Mishra, G. Ruskauff, Model averaging techniques for quantifying conceptual model uncertainty, Ground Water. 48 (2010) 701–715.
[13] W. Lohawijarn, Potential ground water resources of Hat Yai Basin in Peninsular Thailand by gravity study, Songklanakarin Journal Science Technology. 27 no.3 (2005) 633-647.
[14] H. Sawata, S. Wongsomsak, A. Tanchotikul, R. Dansawasdi, K. Maneeprapun, S. Muenlek, A hypothetical idea on the formation of HatYai basin and the Songkhla lagoon, Proceedings of the Annual Technical Meeting. Department of Geological Sciences, Chiang Mai University, 1983, pp. 109-120.
[15] S. Sakulkeaw, Groundwater vicinity Hat Yai basin Songkhla Province, Department of Groundwater Resources, Bangkok, 1996.
[16] V. Ramnarong, S. Songsawat, S. Sakulkeaw, S. Phanjasutharot, Hydrological map of Hat Yai basin, Songkhla, Scale 1:50000. Groundwater Division, Department of Mineral Resources, 1984.
[17] K. Spitz, F. Moreno, A practical guide to groundwater and solute transport modelling, John Wiley and Sons Inc, New York, 1996.
[18] Visual MODFLOW V.4.1: User's manual for professional applications in three-dimensional groundwater flow and contaminant transport Modeling, Waterloo Hydrogeologic Inc, Ontario, 2005.
[19] Environmental Simulations, Inc. (ESI), Guides to using groundwater vista: version 5, Environmental Simulations Inc, 2007.
[20] S. Kullback, R.A. Leibler, On information and sufficiency, Annals of Mathematical Statistics. 22 (1951) 79–86.
[21] C.M. Hurvich, C-L. Tsai, Regression and time series model selection in small samples: Biometrika, 76 no.2 (1989) 297–307.
[22] K.P. Burnham, D.R. Anderson, Model selection and multi-model inference—A practical information-theoretic approach, Springer-Verlag, New York, 2002.
[23] L. Foglia, S.W. Mehl, M.C. Hill, P. Perona, P. Burlando, Testing alternative ground water models using cross validation and other methods, Ground Water. 45 no. 5 (2007) 627–641.

ง-3 การประชุมวิชาการระดับชาติ

การประชุมวิชาการวิศวกรรมโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 20
วันที่ 8-10 กรกฎาคม 2558 จ. ชลบุรี

The 20th National Convention on Civil Engineering
8-10 July 2015, Chonburi, THAILAND

การประเมินความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของชั้นหินในแอ่งบาดาลยุคควอเทอร์นารี โดยการใช้วิธีธรณีสถิติแบบดัชนี

Quantifying Spatial Variability of Hydrofacies Field for a Quaternary Alluvial Basin Using Indicator Geostatistical Approaches

อรุณ ลูกจันทร์[1,2*] สมมาตร์ สวัสดิ์[1] ถาวร เกื้อสกูล[1] และ ธนิต เฉลิมยานนท์[2]

[1] *สาขาวิชาวิศวกรรมโยธา คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย จ.สงขลา*
[2] *ภาควิชาวิศวกรรมโยธา คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ จ.สงขลา*

บทคัดย่อ

วาริโอแกรมมีบทบาทสำคัญในการวิเคราะห์ทางธรณีสถิติและมักจะถูกนำมาใช้ในการอธิบายความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของข้อมูลทางธรณีวิทยา วัตถุประสงค์ของบทความนี้เพื่ออธิบายความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของชั้นหินอุ้มน้ำและชั้นหินกั้นน้ำของแอ่งหาดใหญ่ ข้อมูลหลุมเจาะบ่อบาดาลจำนวน 210 บ่อ ถูกนำมาจำแนกชั้นหินใหม่เพียง 3 ชนิด คือ ชั้นหินที่มีความซึมได้สูง ปานกลางและต่ำ ทำการวิเคราะห์โดยใช้แบบจำลองวาริโอแกรมแบบดัชนี ผลการวิเคราะห์พบว่า แบบจำลองเอ็กซ์โพเนนเชียลมีความเหมาะสมกับข้อมูลชั้นหินมากที่สุด การวิเคราะห์ระดับความแปรปรวนของชั้นหินพบว่า ชั้นหินมีระดับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ดีตามแนวดิ่ง และอยู่ในระดับปานกลางตามแนวราบ

คำสำคัญ: ธรณีสถิติ, ชั้นหิน, วาริโอแกรม, ความแปรปรวนเชิงพื้นที่, แอ่งหาดใหญ่

Abstract

A variogram plays an important role in geostatistical analysis and is usually used to describe the spatial variability of the geological information. An objective of this study is to describe the spatial variations of aquifer/aquitard units in the Hat Yai basin (HYB) based on borehole logs data. Total of 210 borehole logs were transformed and categorized as three classes of hydrofacies, namely; high, moderate and, low permeability class. Then, spatial variabilities of these hydrofacies unit were investigated through indicator variogram models. Analytical results show that the exponential variogram model provided best fit to all hydrofacies. The variograms obtained show strong spatial dependency in vertical direction and moderate spatial dependency in horizontal direction.

Keywords: Geostatistical, Hydrofacies, Indicator variogram, Spatial variation, Hat Yai Basin

1. บทนำ

ปัญหาในการศึกษาวิจัยทางด้านอุทกธรณีวิทยา (Hydrogeological) ที่สำคัญอันหนึ่งคือ ข้อมูลทางธรณีวิทยาไม่เพียงพอในการวิเคราะห์เพื่อแสดงถึงลักษณะการกระจายตัวหรือการวางตัวของชั้นหินในแอ่งบาดาล ทำให้ผลที่ได้จากการศึกษาที่ผ่านๆ มาอาจยังขาดความถูกต้องเท่าที่ควร รวมถึงวิธีที่ใช้ในการวิเคราะห์ส่วนใหญ่มิได้พิจารณาถึงความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ (Spatial variation) และความแปรปรวนของข้อมูล จึงอาจส่งผลทำให้การประเมินศักยภาพน้ำบาดาลเกิดความไม่แน่นอน (Uncertainty)

โดยปกติแล้วคุณสมบัติของชั้นหิน ชั้นดิน จะมีความสัมพันธ์กันในเชิงพื้นที่ โดยพื้นที่ที่อยู่ใกล้กันคุณสมบัติของชั้นหินในบริเวณก็จะมีความสอดคล้องกันและมีความแปรปรวนเกิดขึ้นน้อย ในทางกลับกัน พื้นที่ที่อยู่ไกลออกไปคุณสมบัติชั้นหินก็จะมีความแตกต่างและมีความแปรปรวนสูง เช่นกัน ความแปรปรวนทางธรณีวิทยา (Geological variability) ของแอ่งบาดาลนั้น สามารถอธิบายได้โดยการใช้แบบจำลองวาริโอแกรม (Variogram model) โดยที่วาริโอแกรมเป็นการวิเคราะห์เพื่อประมาณความสัมพันธ์ร่วม (Autocorrelation) ภายใต้กระบวนการสุ่มและมีการจัดรูปแบบข้อมูลโดยการใช้ฟังค์ชั่นทางคณิตศาสตร์

บทความนี้ มีจุดประสงค์ในการวิเคราะห์ความสัมพันธ์และความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของชั้นหินอุ้มน้ำและชั้นหินกั้นน้ำในแอ่งหาดใหญ่ โดย

* ผู้เขียนผู้รับผิดชอบบทความ (Corresponding author)
E-mail address: fcdcrun9@gmail.com

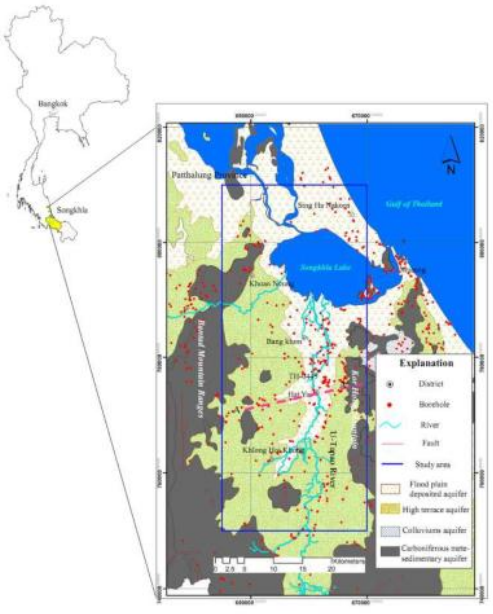
การใช้วิธีการทางธรณีสถิติ (Geostatistical method) อย่างไรก็ตาม การศึกษาความสัมพันธ์ของชั้นหินในเชิงธรณีสถิติของแอ่งหาดใหญ่นั้น ยังไม่เคยมีการศึกษา ดังนั้น ผลที่ได้จากการศึกษาสามารถนำไปปรับปรุงการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาล (Groundwater modeling) ให้มีประสิทธิภาพต่อไป

2. Background

2.1 แอ่งหาดใหญ่

แอ่งหาดใหญ่เป็นแอ่งน้ำบาดาลขนาดย่อมเป็นส่วนหนึ่งของลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา (รูปที่ 1) ตั้งอยู่บนพื้นที่ราบชายฝั่งทะเลด้านตะวันออกของภาคใต้ วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ มีความลึกมากสุด 1 กิโลเมตร มีความยาว 60 กิโลเมตรและมีความกว้างประมาณ 20 กิโลเมตร [1] แอ่งหาดใหญ่มีลักษณะเป็นแอ่งที่ราบระหว่างหุบเขา บริเวณกลางแอ่งมีการสะสมตัวของตะกอนยุคควอเทอร์นารี น้ำบาดาลส่วนใหญ่ได้จากชั้นตะกอนหินร่วน (Unconsolidated sediment) ชั้นน้ำบาดาลแบ่งเป็น 3 ชั้น ประกอบด้วย ชั้นน้ำหาดใหญ่ ชั้นน้ำคูเต่าและชั้นน้ำคอหงส์ ตามลำดับ [2] ประกอบด้วยชั้นกรวดและทราย แต่ละชั้นน้ำถูกกั้นด้วยชั้นดินเหนียวที่ยอมให้น้ำไหลผ่านได้น้อยแต่กักเก็บน้ำไม่ได้

อรุณ และคณะ [3] ศึกษาสมดุลและ ปริมาณน้ำปลอดภัย (Safe yield) โดยการใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ 3 มิติ พบว่า แอ่งหาดใหญ่มีสมดุลน้ำบาดาลประมาณ 115 ล้านลูกบาศก์เมตร/ปี เมื่อเพิ่มการใช้น้ำขึ้นปีละ 5% (อัตราสูบเท่ากับ 25 ล้านลูกบาศก์เมตรต่อปี) ทำให้ระดับน้ำบาดาลลดลงอย่างมีนัยสำคัญ โดยบริเวณเมืองหาดใหญ่ลดลงสูงสุด 3.5-10 เมตร ส่วนปริมาณน้ำปลอดภัยเท่ากับ 36 ล้านลูกบาศก์เมตร/ปี



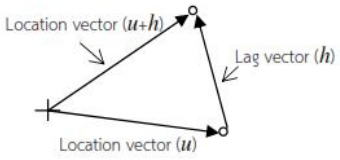
รูปที่ 1 ที่ตั้งและแผนที่อุทกธรณีวิทยาของแอ่งหาดใหญ่

2.2 แบบจำลองวาริโอแกรม (Variogram model)

แบบจำลองวาริโอแกรม (Variogram model) เป็นแบบจำลองที่ใช้ในการอธิบายว่าข้อมูลที่ใช้นั้นมีความสัมพันธ์กับระยะทางอย่างไร โดยใช้ฟังค์ชั่นทางคณิตศาสตร์มาช่วยอธิบายถึงความสัมพันธ์และความแปรปรวนของตัวแปร z ระหว่างจุด 2 จุด โดยจะแสดงค่าเฉลี่ยความแตกต่างระหว่างค่าของจุดที่เปลี่ยนไปกับระยะทางแต่ละจุด (Lag distance) ดังแสดงในรูปที่ 2 โดยค่าสถิติที่ใช้แสดงความสัมพันธ์ของตัวแปรเชิงพื้นที่คือ เซมิวาเรียนซ์ (Semivariance, γ) คำนวณได้จากสมการที่ (1) [4].

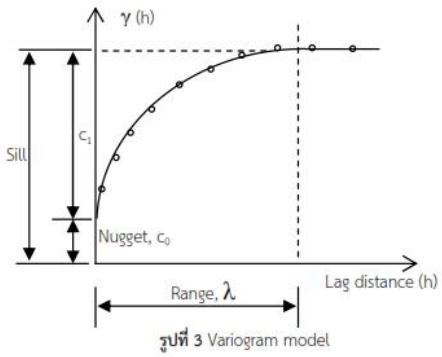
$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)}\left\{\sum_{\alpha=1}^{N(h)}\left[z(u_\alpha) - z(u_\alpha + h)\right]^2\right\} \qquad (1)$$

เมื่อ $N(h)$ คือ จำนวนคู่ของการเปรียบเทียบ, $z(u_\alpha)$, คือ ค่าของตัวแปร z ที่ตำแหน่ง u, $z(u_\alpha+h)$, คือ ค่าของตัวแปร z ที่ตำแหน่ง $u+h$, และ h คือ ระยะทางระหว่างจุดที่ทราบข้อมูล (Lag distance).



รูปที่ 2 Lag distance

เมื่อนำเซมิวาเรียนซ์ (γ) ไปสร้างความสัมพันธ์กับค่าของระยะทางที่มีทิศทาง h จะได้กราฟที่เรียกว่า เซมิวาริโอแกรม (Semi-variogram) ดังรูปที่ 3



รูปที่ 3 Variogram model

องค์ประกอบของเซมิวาริโอแกรมในรูปที่ 3 ประกอบด้วย

a) Sill เป็นส่วนที่ค่าวาเรียนซ์เพิ่มขึ้นสูงสุดและ เริ่มคงที่ในช่วงที่ข้อมูลเริ่มเป็นอิสระต่อกันและ ไม่ที่ความสัมพันธ์กันอีกต่อไป

b) Range เป็นระยะทางที่ความแปรปรวน (Variance, Sill) เกิดขึ้นสูงสุดและ คงที่

c) Nugget เป็นความแปรปรวนที่เมื่อวาริโอแกรมไม่เท่ากับศูนย์

2.3 แบบจำลองวาริโอแกรมแบบดัชนี (Indicator variogram model)

โดยทั่วไป ตัวแปรเชิงพื้นที่ z สามารถแบ่งออกเป็น 2 ชนิด คือ ตัวแปรต่อเนื่อง (Continuous variable) เช่น ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่าน ความพรุน เป็นต้น และตัวแปรไม่ต่อเนื่อง (Category variable) เช่น ชนิดดิน/หิน เป็นต้น กรณีข้อมูลเป็นชั้นหินที่ได้จากข้อมูลบ่อบาดาล (Lithology log) มักจะกำหนดตัวแปรเป็นแบบไม่ต่อเนื่อง ในการวิเคราะห์ข้อมูลโดยใช้แบบจำลองวาริโอแกรมสามารถใช้วิธีการแปลงค่าตัวแปรแบบ Category เป็นแบบดัชนี (Indicator, I) เพื่อหาความสัมพันธ์ที่ตำแหน่ง u ดังแสดงในสมการที่ (2) และกรณีข้อมูลชั้นหิน (Hydrofacies) สมการที่ (1) สามารถเขียนรูปใหม่ได้ดังสมการที่ (3)

$$I(u_\alpha, k) = \begin{cases} 1 & \text{if hydrofacie s } k \text{ prevails at location } u_\alpha \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}, \quad k = 1,..,K \tag{2}$$

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \left\{ \sum_{\alpha=1}^{N(h)} [I(u_\alpha, k) - I(u_\alpha, k+h)]^2 \right\} \tag{3}$$

เมื่อ I คือ ตัวแปรแบบดัชนี (Indicator variable) ของชั้นหิน k.

3. วิธีการศึกษา

ขั้นตอนการศึกษาประกอบด้วย การรวบรวมและ วิเคราะห์ข้อมูลชั้นหิน แล้วทำการจำแนกชั้นหินใหม่ จากนั้นทำการกำหนดตัวแปรเป็นแบบดัชนี (Indicator variable) แล้วทำการวิเคราะห์ความสัมพันธ์และความแปรปรวนของชั้นหินโดยใช้แบบจำลองวาริโอแกรม (Indicator variogram model) ดังนี้

3.1 ชุดข้อมูล (Dataset)

ข้อมูลที่นำมาใช้ในการศึกษานี้ได้จากข้อมูลในรายงานชั้นดินชั้นหินหลุมเจาะน้ำบาดาล กองน้ำบาดาล กรมทรัพยากรธรณี (ปัจจุบันเปลี่ยนเป็น กรมทรัพยากรน้ำบาดาล กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม โดยเริ่มจากการคัดเลือกบ่อที่สมบูรณ์ที่สุด นั่นคือจะต้องมีรายละเอียดชั้นดินที่ทำการวิเคราะห์โดยนักธรณีวิทยาตลอดความลึกบ่อสุดท้ายได้จำนวนบ่อที่นำมาวิเคราะห์ในการศึกษานี้ 210 บ่อ ทั้งนี้ ข้อมูลชั้นดินที่ได้นี้มีหลายชนิดมาก ดังนั้น จึงทำการจำแนกใหม่ตามวิธีของ Wentworth grain size classification [5] ให้เหลือชนิดดินเพียง 14 ชนิดเท่านั้น (ตารางที่ 1)

อย่างไรก็ตาม การใช้ข้อมูลชั้นดินหลายชนิดเพื่อแสดงลักษณะชั้นดินของแอ่งบาดาลนั้นมักจะทำให้เกิดความยุ่งยาก และซับซ้อนเกินไป Seifert and Jensen [6] และ Deutsch [7] แนะนำว่า เพื่อประโยชน์ในการสร้างแบบจำลองการไหลน้ำบาดาล ควรจำแนกชนิดดินให้เหลือ 2-3 ชนิดก็พอ ดังนั้น ในการศึกษานี้จึงได้จำแนกชนิดดินใหม่ให้เหลือเพียง 3 ชนิดโดยแบ่งชั้นดินออกตามความสามารถในการซึมได้ (Permeability classes) ของดินประกอบด้วย 1) ความสามารถในการซึมได้สูง (High permeable); 2) ความสามารถในการซึมได้ปานกลาง (Moderate permeable); และ 3) ความสามารถในการซึมได้ต่ำ (Low permeable) ดังแสดงในตารางที่ 1 ชนิดหิน 3 กลุ่มที่ได้นี้จะถูกแปลง (Transformed) และกำหนดเป็นตัวแปรแบบดัชนี (Indicator variable) ซึ่งจะได้อธิบายในหัวข้อถัดไป

3.2 Defining of Hydrofacies Unit (HU)

ข้อมูลชั้นหินของบ่อบาดาลจะถูกจำแนกใหม่ (Re-classified) เหลือเพียง 3 ชนิด และในที่นี้จะเรียกว่า "Hydrofacies Unit" ซึ่งสามารถทำได้โดยเริ่มจากการกำหนดค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (Hydraulic conductivity, k) ที่สอดคล้องกับชนิดดิน โดยค่า k ที่กำหนดนี้ประเมินจากค่าทั่วไปและจากผลทดสอบการสูบในสนาม (Pumping test) จากนั้นทำการกำหนด Hydrofacies Unit โดยพิจารณาจากช่วงของค่า k ดังนี้

-Hydrofacies Unit 1 (HU-1) คือ ชั้นหินที่มีค่า k มากกว่า $1x10^{-04}$ m/s (High permeable class);

-Hydrofacies Unit 2 (HU-2) คือ ชั้นหินที่มีค่า k ระหว่าง $1x10^{-07}$ ถึง $1x10^{-04}$ m/s (Moderate permeable class) และ

-Hydrofacies Unit 3 (HU-3) คือ ชั้นหินที่มีค่า k น้อยกว่า $1x10^{-07}$ m/s (Low permeable class) (ดูตารางที่ 1 และรูปที่ 4)

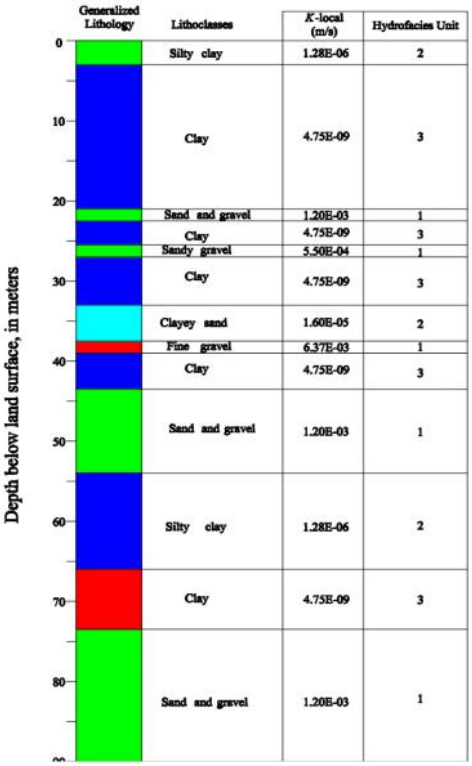
ตารางที่ 1 รายละเอียดชั้นดิน และการกำหนด Hydrofacies Unit (HU)

No	Lithologic categories	K_{local} (m/s)*	Permeable class (k, m/s)**	Hydrofacies Unit (HU)
1	Gravel	6.37 E-03	High ($>10^{-4}$)	HU-1
2	Coarse sand	1.60 E-03		
3	Medium sand	1.30 E-03		
4	Sand and gravel	1.20 E-03		
5	Sandy gravel	5.50 E-04		
6	Gravelly sand	3.48 E-04		
7	Fine sand	2.60 E-04		
8	Clayey sand	1.60 E-05		
9	Silty sand	1.40 E-05		
10	Conglomerate	1.00 E-05	Moderate (10^{-7} to 10^{-4})	HU-2
11	Silt	4.60 E-06		
12	Sandy clay	1.28 E-06		
13	Silty clay	1.00 E-06		
14	Clay	4.75E-09	Low (< 10^{-7})	HU-3

* [8-9] ** [10-11]

3.3 แบบจำลองวาริโอแกรม (Variogram Model)

การวิเคราะห์ความสัมพันธ์ และความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของชั้นหินในแอ่งหาดใหญ่สามารถทำได้โดยการใช้ Variogram model ทำการวิเคราะห์แยกตาม Hydrofacies Unit ทั้ง 3 ชนิด โดยวิธี Indicator variogram ตามสมการที่ (3) จากนั้น วิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่และความแปรปรวนของชั้นหินทั้งแนวราบ และแนวดิ่งผ่านโปรแกรม SGeMS [12]



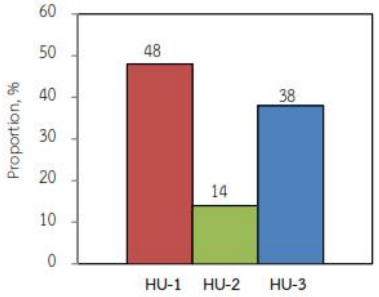
รูปที่ 4 การกำหนด Hydrofacies Unit (HU) (ตัวอย่างบ่อ TH-0445)

4. ผลการศึกษา

4.1 สัดส่วนชั้นหิน (Hydrofacies Proportion)

Hydrofacies proportion เป็นสัดส่วนของ Hydrofacies Unit ในพื้นที่ศึกษาโดยแสดงในรูปของร้อยละ เพื่อแสดงให้เห็นว่าในแอ่งหาดใหญ่มีการกระจายตัวของชั้นหินแต่ละชนิดในสัดส่วนเท่าไร นอกจากนี้ Hydrofacies proportion มีความสำคัญอย่างมากในการสร้างแบบจำลองทางธรณีวิทยา (Geological model) ตามวิธีการ Indicator simulation (ไม่ได้นำเสนอในบทความนี้) ทั้งนี้ Hydrofacies proportion สามารถหาได้โดยตรงจากข้อมูลชั้นหินที่ใช้ จากการวิเคราะห์พบว่าแอ่งหาดใหญ่มีสัดส่วนชั้นหิน ประกอบด้วย HU-1 เท่ากับร้อยละ 48, HU-2 เท่ากับร้อยละ 14 และ HU-3 เท่ากับร้อยละ 38 ตามลำดับ (รูปที่ 5)

จากสัดส่วนชั้นหินในรูปที่ 5 สามารถอธิบายได้ว่า การกระจายตัวของชั้นหินในแอ่งหาดใหญ่ ร้อยละ 48 เป็นกลุ่มของชั้นหินที่มีความสามารถในการซึมผ่านได้สูง โดยชนิดหินในกลุ่มนี้ประกอบด้วย กรวด ทราย กรวดปนทราย ทรายปนตะกอนทราย และทรายปนดินเหนียว ร้อยละ 38 เป็นกลุ่มของชั้นหินที่มีความสามารถในการซึมผ่านได้ต่ำ ได้แก่ ดินเหนียว และร้อยละ 14 เป็นกลุ่มของชั้นหินที่มีความสามารถในการซึมผ่านได้ปานกลาง ได้แก่ หินกรวดมน ดินเหนียวปนทราย ตะกอนทรายและ ดินเหนียวปนตะกอนทราย



รูปที่ 5 สัดส่วนชั้นหิน (Hydrofacies proportion)

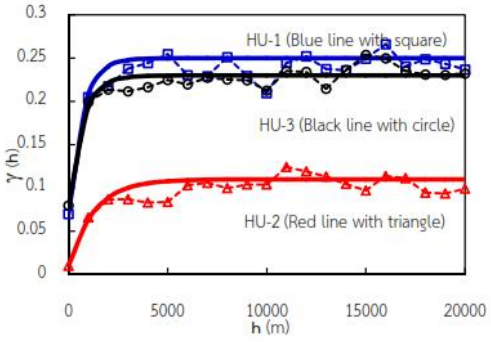
4.2 Variogram analysis

การสร้างข้อมูลเชิงพื้นที่โดยใช้แบบจำลองวาริโอแกรม (Variogram model) จะต้องทำการกำหนดรูปแบบความสัมพันธ์ของชุดข้อมูล (Model fitting) โดยทั่วไปจะพิจารณาจากค่า R^2 นั่นคือ ค่าที่เข้าใกล้ 1 ถือว่าดีที่สุด การศึกษาครั้งนี้ แบบจำลองเอ็กซ์โพเนนเชียล (Exponential model) ถูกเลือกมาช่วยในการอธิบายความสัมพันธ์และความแปรปรวนของชั้นดินเมื่อพิจารณาจากค่า R^2 โดยฟังค์ชั่นของแบบจำลองเอ็กซ์โพเนนเชียลแสดงดังในสมการ (4)

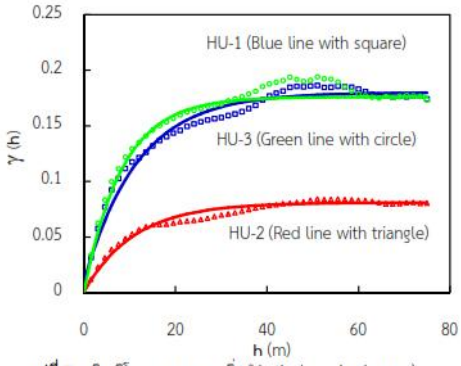
$$\gamma(h) = C_0 + C_1\left[1 - exp\left(\frac{-3h}{\lambda}\right)\right], \quad (4)$$

เมื่อ h คือ ระยะทางระหว่างจุดที่ทราบข้อมูล, λ (Correlation length) เป็นระยะทางที่ชั้นหินมีความสัมพันธ์กันโดยพิจารณาที่ซึ่ง variogram อยู่ที่ 95% ของความแปรปรวนสูงสุด, C_0 คือ Nugget effect, C_1 คือ ความแปรปรวนสำหรับฟังค์เอ็กซ์โพเนนเชียล [4, 12]

ความสัมพันธ์ และความแปรปรวนเชิงพื้นที่ที่ได้จากแบบจำลองเซมิวาริโอแกรมเมื่อแยกพิจารณาตามแนวราบ (รูปที่ 6) และตามแนวดิ่ง (รูปที่ 7) สามารถสรุปพารามิเตอร์ที่เกี่ยวข้อง ความสัมพันธ์ และระดับความแปรปรวนของชั้นหินได้ดังตารางที่ 2 และ 3 ตามลำดับ พารามิเตอร์ที่ได้ในตารางที่ 2และ 3 สามารถแยกอธิบายได้ดังนี้



รูปที่ 6 เซมิวาริโอแกรมตามแนวราบ (Horizontal semivariogram)



รูปที่ 7 เซมิวาริโอแกรมตามแนวดิ่ง (Vertical semivariogram)

ตารางที่ 2 วาริโอแกรมพารามิเตอร์และระดับความแปรปรวนตามแนวราบ

HU	R^2	C_0	C_1	λ_h, (m)	C_S	C_0/C_S	class
HU-1	0.9094	0.07	0.18	2,070	0.25	28.00	Ms
HU-2	0.8360	0.01	0.10	3,910	0.11	9.09	Ss
HU-3	0.9014	0.08	0.15	2,125	0.23	34.78	Ms

ตารางที่ 3 วาริโอแกรมพารามิเตอร์และระดับความแปรปรวนตามแนวดิ่ง

HU	R^2	C_0	C_1	λ_v, (m)	C_S	C_0/C_S	class
HU-1	0.9690	0.010	0.17	35	0.18	5.56	Ss
HU-2	0.9582	0.001	0.08	33	0.08	1.23	Ss
HU-3	0.9607	0.001	0.17	25	0.17	0.57	Ss

Note: R^2 = Coefficient of determination; C_0 = nugget; C_1 = sill; Cs = (C_0, C_1); (C_0/C_1) x100%; λ_h = horizontal correlation length; λ_v = vertical correlation length

Spatial class: Ss = Strong spatial dependency (Ratio <25%); Ms = Moderate spatial dependency (Ratio 25-75%); Ws = Weak spatial dependency (Ratio >75%).

1. ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่

พิจารณาตามแนวราบ (Horizontal correlation) พบว่าระยะทางที่ชั้นหินมีความสัมพันธ์กัน (Correlation length) เท่ากับ 2,070 เมตร สำหรับ HU-1, 3,910เมตร สำหรับ HU-2 และ 2,125 เมตร สำหรับ HU-3 ส่วนความสัมพันธ์ตามแนวดิ่งนั้นแสดงถึงความหนาของชั้นหินอุ้มน้ำ พบว่า HU-1 หนาประมาณ 35 เมตร HU-2 หนาประมาณ 33 เมตรและ HU-3 หนาประมาณ 25 เมตร หรืออธิบายได้ว่าชั้นหินอุ้มน้ำ (HU-1และ HU-2) ของแอ่งหาดใหญ่มีความหนาประมาณ 33-35เมตร ส่วนชั้นกั้นน้ำ (HU-3) มีความหนาประมาณ 25เมตร

2.ระดับความแปรปรวนเชิงพื้นที่

แบบจำลองวาริโอแกรมทั้งตามแนวราบและแนวดิ่งแสดง Nugget effect อยู่ระหว่าง 1% ถึง 8% สำหรับแนวราบและ 0.1% ถึง 1% สำหรับแนวดิ่ง บ่งบอกถึงความแปรปรวนของข้อมูลที่ใช้ ระดับความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของชั้นหินสามารถพิจารณาจากสัดส่วนความแปรปรวน (nugget/overall sill ratios) โดยแบ่งได้เป็น 3 ระดับ [13-15] ประกอบด้วย ระดับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ดี (Strong spatial dependence, <25%), ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ปานกลาง (Moderate spatial dependence, 25-75%) และความสัมพันธ์เชิงพื้นที่น้อย (Weak spatial dependence, >75%) ตามลำดับ ผลจากการศึกษาพบว่า ชั้นหินมีระดับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ดีแนวดิ่ง ขณะที่ตามแนวราบอยู่ในระดับปานกลาง

5. สรุปผล

บทความนี้ประยุกต์ใช้วิธีการทางด้านสถิติธรณี (Geostatistical method) เพื่อแสดงให้เห็นถึงความสัมพันธ์เชิงพื้นที่และความแปรปรวนของชั้นหินในแอ่งหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา ข้อมูลชั้นหินจากบ่อบาดาลถูกจำแนกใหม่ออกเป็น 3 ชนิด คือ ชั้นหินที่มีการซึมได้สูง (HU-1) ชั้นหินที่มีการซึมได้ปานกลาง (HU-2) และชั้นหินที่มีการซึมได้ต่ำ (HU-3) จากนั้นใช้แบบจำลองวาริโอแกรมมาวิเคราะห์ความสัมพันธ์ของชั้นหินแต่ละชนิด สามารถสรุปได้ดังนี้

1) การกระจายตัวของชั้นหินในแอ่งหาดใหญ่สามารถแบ่งสัดส่วนเป็น HU-1 (กรวด ทราย กรวดปนทราย และทรายปนดินเหนียว เป็นต้น) ประมาณร้อยละ 48, HU-2 (ดินเหนียวปนทราย ตะกอนทรายและ ดินเหนียวปนตะกอนทราย เป็นต้น) ประมาณร้อยละ 14 และ HU-3 (ดินเหนียว) ประมาณร้อยละ 38

2) การวิเคราะห์ความสัมพันธ์เชิงพื้นที่พบว่า ระยะทางที่ชั้นหินมีความสัมพันธ์กันตามแนวราบประมาณ 2,000- 4,000 เมตร และประมาณ 25 ถึง 35 เมตร ตามแนวดิ่ง นอกจากนี้ระยะทางตามแนวดิ่งที่สัมพันธ์กันนี้ยังบ่งบอกถึงความหนาของชั้นน้ำ/ชั้นกั้นน้ำเช่นกัน นั่นคือ ชั้นหินอุ้มน้ำ (Aquifer) มีความหนาประมาณ 35 เมตร และ ชั้นกั้นน้ำ (Aquitard) มีความหนาประมาณ 25 เมตร

3) การวิเคราะห์ระดับความแปรปรวนของชั้นหินพบว่า ชั้นหินมีระดับความสัมพันธ์เชิงพื้นที่ดีแนวดิ่ง และอยู่ในระดับปานกลางตามแนวราบ นอกจากนี้พบว่า สัดส่วนชั้นหิน (Hydrofacies proportion) มีผลต่อความแปรปรวนเช่นกัน กล่าวคือ ชั้นหินที่มีสัดส่วนมากก็จะมีความแปรปรวนสูง ในขณะเดียวกัน ชั้นหินที่มีสัดส่วนน้อยก็จะมีความแปรปรวนต่ำเช่นกัน

กิตติกรรมประกาศ

ผู้เขียนขอขอบคุณ กรมทรัพยากรน้ำบาดาล กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม เป็นอย่างสูงที่อนุเคราะห์ข้อมูลหลุมเจาะบ่อบาดาลมาใช้ในการศึกษา

เอกสารอ้างอิง

[1] Lohawijarn. W. "Potential Groundwater Resources of Hat Yai Basin in Peninsular Thailand by Gravity Study. *Songklanakarin J. Sci. Technol.*, 27(3): pp. 633-647. 2005

[2] สภา สกุลแก้ว. "สภาพน้ำบาดาลบริเวณแอ่งหาดใหญ่จังหวัดสงขลา". กรุงเทพฯ : ฝ่ายอุทกธรณีวิทยา กองน้ำบาดาล กรมทรัพยากรธรณี.2539.

[3] อรุณ ลูกจันทร์, ธนิต เฉลิมยานนท์, สุเมธ ไชยประพัทธ์ และผกามาศ เจษฎ์พัฒนานนท์, **"สมดุลน้ำใต้ดินและปริมาณน้ำปลอดภัยในแอ่งหาดใหญ่ จังหวัดสงขลา"** *การประชุมวิชาการทางวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ครั้งที่ 7*, พ.ศ.2551.

[4] Goovaerts, P,. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, New York.. 1997.

[5] Wentworth, C.K. "A scale of grade and class terms for clastic sediments". *Journal of Geology* 30, pp. 377–392. 1922.

[6] Seifert, D., Jensen, J.L. "Using Sequential Indicator Simulation as a Tool in Reservoir Description: Issues and Uncertainties". *Mathematical Geology*, 31, pp. 527-550. 1999.

[7] Deutsch CV., *Geostatistical Reservoir Modeling*. Oxford University Press, New York. 2002.

[8] Spitz, K., and Moreno, F. *A Practical Guide to Groundwater and Sulute Transport Modeling*. New York : John Wiley and Song, Inc. 1996

[9] กรมทรัพยากรน้ำบาดาล. โครงการศึกษาศักยภาพน้ำบาดาลโดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ พื้นที่ลุ่มน้ำทะเลสาบสงขลา. กรุงเทพฯ: กองน้ำบาดาล กรมทรัพยากรธรณี กระทรวงอุตสาหกรรม.2546.

[10] de Marsily, G., F. Delay, V. Teles, and M. T. Schafmeister. "Some Current Methods to Represent the Heterogeneity of Natural Media in Hydrogeology", *Hydrogeology. J., 6*, pp. 115–130. 1998.

[11] Engdahl ,N. B., Weissmann, G.S., Bonal, D.B. "An Integrated Approach to Shallow Aquifer Characterization: Combining Geophysics and Geostatistics". *Computers & Geosciences* ,14:217–229. 2010.

[12] Remy, N., Boucher, A., Wu, J. *Appied Geostatistics with SGeMS: A User' s Guide*. Cambridge University Press, 263 p. . 2009.

[13] Cambardella, C.A., Moorman, T.B., Novak, J.M., Parkin, T.B., Karlen, D.L., Turco, R.F., Konopka, A.E. "Field-Scale Variability of Soil Properties in Central Iowa Soils". *Soil Science Society of America Journal*, 58 (5), pp. 1501–1511. 1994.

[14] Wu, C., Wu, J., Luo, Y., Zhang, H., Teng, Y., DeGloria, D.S. "Spatial Interpolation of Severely Skewed Data with Several Peak Values by the Approach Integrating Kriging and Triangular Irregular Network Interpolation". *Environmental Earth Sciences*, 63 (5), pp. 1093–1103. 2011.

[15] Simo,A.T., Marache, A., Lastennet, R., Breysse, D. "Reconstructing Hydraulic Conductivity Feld for Hydrogeological Modeling in an Urban Environment". *Engineering Geology*, 158, pp. 119-134. 2013.

ประวัติผู้เขียน

ชื่อ สกุล นายอรุณ ลูกจันทร์
รหัสประจำตัวนักศึกษา 5410130006
วุฒิการศึกษา

วุฒิ	ชื่อสถาบัน	ปีที่สำเร็จการศึกษา
วิศวกรรมศาสตรบัณฑิต (วิศวกรรมโยธา)	สถาบันเทคโนโลยีราชมงคล วิทยาเขตภาคใต้	2547
วิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต (วิศวกรรมโยธา)	มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์	2552

ทุนการศึกษา (ที่ได้รับในระหว่างการศึกษา)

1. ทุนอุดหนุนการวิจัยเพื่อวิทยานิพนธ์ ประจำปีงบประมาณ พ.ศ.2557 มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์
2. ทุนมหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย ประจำปีงบประมาณ พ.ศ. 2556

ตำแหน่งและสถานที่ทำงาน

อาจารย์ประจำสาขาวิศวกรรมโยธา คณะวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีราชมงคลศรีวิชัย

การตีพิมพ์เผยแพร่ผลงาน

1. อรุณ ลูกจันทร์ สมมาตร์ สวัสดิ์ ถาวร เกื้อสกูล และธนิต เฉลิมยานนท์. (2558). “การประเมินความแปรปรวนเชิงพื้นที่ของชั้นหินในแอ่งบาดาลยุคควอเทอร์นารีโดยการใช้วิธีธรณีสถิติแบบดัชนี” การประชุมวิชาการวิศวกรรมโยธาแห่งชาติ ครั้งที่ 20, ณ โรงแรมเดอะซายน์ พัทยาเหนือ จ.ชลบุรี, ประเทศไทย, 8-10 กรกฎาคม 2558.

2. Lukjan, A., Swasdi, S., and Chalermyanont, T. (2016). “Importance of alternative conceptual model for sustainable groundwater management of the Hat Yai basin, Thailand.” Procedia Engineering: In 12th International Conference on Hydroinformatics, HIC 2016, 154, 308 – 316.

3. Lukjan, A., and Chalermyanont, T. (2017). “Assessment of alluvial aquifer heterogeneity and development of stochastic hydrofacies models for the Hat Yai basin in southern Thailand.” *Environ. Earth. Sci*., 76(316). Doi 10.1007/s12665-017-6637-2.