

บทที่ 1

บทนำและตรวจเอกสาร

1.1 บทนำ

น้ำบาดาล หรือน้ำใต้ดิน (Groundwater) คือ น้ำที่แทรกซึมอยู่ระหว่างอนุภาคดิน น้ำบาดาลมีต้นกำเนิดจากน้ำฝนและน้ำจากแหล่งน้ำผิวดินไหลซึมผ่านชั้นดินลงไปกักเก็บอยู่ระหว่างอนุภาคของชั้นดินหรือภายในรอยแตกของชั้นหิน ชั้นดินหรือชั้นหินที่อิ่มตัวด้วยน้ำ เรียกว่า “ชั้นหินให้น้ำ” (aquifer)

ปริมาณและรูปแบบการไหลของน้ำบาดาลขึ้นกับสภาพอุทกธรณีวิทยา สภาพธรณีวิทยา ภูมิอากาศ ภูมิประเทศ และการใช้ประโยชน์ที่ดิน สภาพภูมิอากาศ เช่น ปริมาณฝนและการคายระเหย ส่งผลต่อการเพิ่มหรือสูญเสียน้ำของระบบน้ำบาดาล สภาพภูมิอากาศนอกจากมีความแตกต่างกันตามสภาพพื้นที่แล้ว ยังมีการเปลี่ยนแปลงไปตามฤดูกาล ดังนั้นพื้นที่ที่มีการเติมน้ำและสูญเสียน้ำของระบบน้ำบาดาลโดยเฉพาะน้ำบาดาล ระดับต้นจะมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลอย่างเห็นได้ชัดและส่งผลกระทบต่อปริมาณกักเก็บ ระดับสูงต่ำของผิวดินที่แตกต่างกันและการใช้ประโยชน์ที่ดินที่ต่างกัน เช่น พื้นที่ที่ปลูกพืช การตัดต้นไม้ในพื้นที่ดินน้ำ หรือสร้างอ่างเก็บน้ำ ล้วนแต่ทำให้ระบบการไหลของน้ำบาดาลบริเวณนั้นเปลี่ยนแปลงไป นอกจากนี้คุณสมบัติการยอมให้น้ำซึมผ่านของหินแต่ละชนิด โครงสร้างและชนิดหินที่ต่างกัน จะมีอิทธิพลต่อการไหลของน้ำบาดาล โดยเฉพาะอย่างยิ่งการไหลของน้ำบาดาลในระดับลึก

ปกติแล้วน้ำบาดาลถูกจัดไว้ให้เป็นแหล่งน้ำสำรอง แต่การขาดแคลนน้ำผิวดินในบางพื้นที่หรือบางช่วงเวลา ทำให้น้ำบาดาลต้องเปลี่ยนสถานะจากแหล่งน้ำสำรองเป็นแหล่งน้ำที่ต้องพัฒนามาใช้ และนับวันมีแต่เพิ่มมากขึ้น เนื่องจากการสะสมของน้ำบาดาลในชั้นหินให้น้ำเป็นไปอย่างช้าๆ ดังนั้นหากสูบน้ำบาดาลขึ้นมาในปริมาณมากกว่าการเติมเข้าอาจก่อให้เกิดผลกระทบทางสิ่งแวดล้อม เช่น การรุกตัวของน้ำเค็มเข้ามาในชั้นน้ำบาดาล หรือหากสูบน้ำบาดาลชั้นตื้นมาใช้มากไปอาจจะทำให้เกิดความแห้งแล้งขึ้นในพื้นที่ชุ่มน้ำที่อยู่ใกล้เคียง นอกจากนี้การสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้มากๆ อาจทำให้ชั้นดินเกิดการทรุดตัว เนื่องจากเมื่อน้ำบาดาลถูกสูบน้ำไป ความดันของน้ำในดินซึ่งเป็นตัวยึดเนื้อดินไว้ด้วยกันก็ลดลง ชั้นดินก็จะอัดตัวเข้าหากัน ทำให้เกิดการทรุดตัวของพื้นดิน

โดยทั่วไป จุดประสงค์หลักในการพัฒนาน้ำบาดาลมาใช้ คือ ต้องการให้ได้ปริมาณน้ำมากที่สุด แต่การสูบน้ำบาดาลขึ้นมาเรื่อยๆ อาจทำให้สมดุลระหว่างปริมาณน้ำที่ไหลเข้าและปริมาณน้ำที่สูบน้ำออกจากแอ่งบาดาลเสียไป ดังนั้นหากการบริหารจัดการไม่เหมาะสมก็จะทำให้ระดับน้ำที่กักเก็บในแอ่งบาดาลลดลงและเสียสมดุล

การขยายตัวของเทศบาลนครหาดใหญ่และชุมชนใกล้เคียง ทำให้มีความต้องการใช้ทรัพยากรน้ำสูงขึ้นอย่างมาก พื้นที่ส่วนใหญ่ยังใช้น้ำบาดาล ซึ่งนอกจากทดแทนน้ำประปาที่ให้บริการไม่ทั่วถึง ค่าใช้จ่ายในการใช้น้ำบาดาลในปัจจุบันยังน้อยกว่า ด้วยเหตุนี้การใช้น้ำบาดาลจึงเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่อง จนอาจทำให้ปริมาณน้ำที่เดิมเข้าไม่เพียงพอที่จะทดแทนน้ำที่สูบน้ำออก ปัจจุบันพบว่า “แอ่งหาดใหญ่” มีการสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้มาก ทำให้ระดับน้ำบาดาลในบางส่วนของพื้นที่ลดลงจนอยู่ต่ำกว่าระดับน้ำทะเลมาก ส่งผลให้น้ำเค็มแทรกซึมเข้ามา

นอกจากนี้ในพื้นที่แอ่งหาดใหญ่ยังเป็นที่ตั้งของสถานที่กำจัดมูลฝอยถึง 4 แห่ง คือ เทศบาลนครหาดใหญ่ องค์การบริหารส่วนตำบลควนลัง เทศบาลตำบลบ้านพรุ และเทศบาลตำบลปริก การจัดการมูลฝอยที่ไม่เหมาะสมจะทำให้เกิดปัญหาน้ำชะมูลฝอยไหลซึมลงสู่ชั้นน้ำบาดาลทำให้คุณภาพน้ำบาดาลเสื่อมโทรมไป ซึ่งยากที่จะฟื้นฟูกลับคืนมาได้

การบริหารจัดการน้ำบาดาลทั้งทางด้านปริมาณและคุณภาพอย่างยั่งยืน นอกจากจะต้องรู้ถึงทิศทางและอัตราการไหลของน้ำ ยังต้องรู้ถึงสมดุลของน้ำในแอ่งบาดาลนั้นด้วย เนื่องจากน้ำบาดาลอยู่ใต้ดิน การบริหารจัดการจึงเป็นไปได้ยาก แบบจำลองการไหลของน้ำบาดาลจึงถูกนำมาใช้เป็นเครื่องมือในการวางแผนจัดการทั้งในด้านทรัพยากรและสิ่งแวดล้อม (Gomboso *et al.*, 1996; Thangarajan *et al.*, 1996; Ramireddygar *et al.*, 2000)

งานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อจำลองทิศทางและปริมาณการไหลของน้ำบาดาลในแอ่งหาดใหญ่ด้วยแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ วิเคราะห์น้ำที่เดิมเข้าหรือไหลออกจากแหล่งน้ำบาดาล และประเมินสมดุลน้ำที่สูบน้ำขึ้นมาใช้ต่อปริมาณน้ำสำรองในแหล่งน้ำบาดาลแอ่งหาดใหญ่

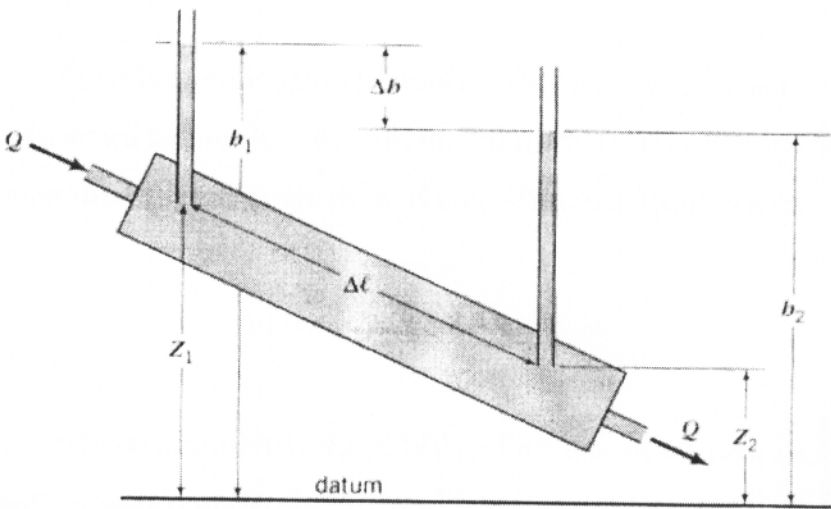
1.2 การไหลของน้ำบาดาล

ในสภาพธรรมชาติ น้ำบาดาลจะไหลอย่างต่อเนื่อง จากที่สูงไปยังที่ที่มีระดับต่ำกว่า การไหลของน้ำบาดาลผ่านชั้นน้ำซึ่งมีรูพรุนเป็นไปตามกฎศาสตร์ของไหล ซึ่งลักษณะการไหลดังกล่าวอธิบายได้ด้วยกฎของดาร์ซี (Darcy's Law) และกฎทรงมวล (Law of Conservation of Mass or Continuity Principle) (Fetter, 1994)

1.2.1 กฎของดาร์ซี

รูปที่ 1-1 และสมการ 1-1 แสดงความสัมพันธ์ของการไหลของน้ำตามกฎของดาร์ซี กล่าวคือ อัตราการไหลของน้ำ (Q) ผ่านพื้นที่หน้าตัด (A) ของตัวกลางที่มีความพรุน เป็นสัดส่วนโดยตรงกับค่าคงที่ค่าหนึ่ง (K) นอกจากนี้อัตราการไหลแปรผันเป็นสัดส่วนโดยตรงกับความแตกต่างของระดับน้ำ 2 จุด ($h_2 - h_1, \Delta h$) แต่จะเป็นสัดส่วนผกผันกับระยะทางที่น้ำไหลผ่าน ($l_2 - l_1, \Delta l$) ค่าคงที่ K เป็นค่าความนำชลศาสตร์ (hydraulic conductivity) และเป็นค่าเฉพาะของตัวกลางแต่ละชนิด มีหน่วยเป็น ความยาวต่อเวลา เครื่องหมายลบแสดงถึงการไหลของน้ำบาดาลจากที่มีระดับน้ำสูงไปยังที่มีระดับน้ำต่ำกว่า

$$Q = -KA \frac{h_2 - h_1}{l_2 - l_1} = -KA \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad 1-1$$



รูปที่ 1-1 แผนภาพแสดงการทดลองการไหลของน้ำตามกฎของดาร์ซี (Domenico and Schwartz, 1998)

ดังนั้นอัตราการไหลต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ (specific discharge) หรือความเร็วการไหลของน้ำ (Darcy velocity, v) เป็นสัดส่วนโดยตรงกับความแตกต่างของระดับน้ำต่อหน่วยระยะทางการไหลของน้ำ (สมการ 1-2)

$$\frac{Q}{A} = v = -K \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad 1-2$$

เมื่อ	v	=	อัตราการไหลของน้ำบาดาลต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ [LT^{-1}]
	K	=	ค่าความนำหลศาสตร์ [LT^{-1}]
	$\frac{\Delta h}{\Delta l}$	=	ความแตกต่างของระดับน้ำต่อหน่วยระยะทางระหว่างจุด 2 จุดที่น้ำไหลผ่าน

1.2.2 กฎทรงมวล

ตามกฎทรงมวล มวลสารที่อยู่ในปริมาตรหน่วยเล็กๆ ของชั้นน้ำจะไม่หายไปไหน ถ้าหากไม่มีการเปลี่ยนแปลงของมวลสารในปริมาตรหน่วยเล็กๆ นั้น ปริมาณของมวลสารที่ไหลเข้า (inflow) จะสมดุลกับปริมาณของมวลสารที่ไหลออก (outflow) ดังสมการ 1-3

$$\text{Inflow} = \text{Outflow} \quad 1-3$$

ถ้าการไหลออกน้อยกว่าการไหลเข้า จะเกิดการกักเก็บ (storage) ของมวลสารของเหลวในปริมาตรหน่วยเล็กๆ นั้น ดังนั้นการเปลี่ยนแปลงปริมาณของมวลสารที่ถูกกักเก็บจะมีค่าเท่ากับความแตกต่างระหว่างปริมาณน้ำที่ไหลเข้าและปริมาณน้ำที่ไหลออก ดังสมการ 1-4

$$\text{Inflow} - \text{Outflow} = \text{Storage} \quad 1-4$$

ปริมาณการกักเก็บในชั้นหินให้น้ำจะมีความแตกต่างกันระหว่างชั้นหินให้น้ำไร้แรงดัน (unconfined aquifer) และชั้นหินให้น้ำภายใต้แรงดัน (confined aquifer) เพื่อให้เข้าใจกลไกที่น้ำกักเก็บอยู่ จะต้องพิจารณาดังต่อไปนี้

1) ชั้นหินให้น้ำไร้แรงดัน หมายถึงชั้นหินให้น้ำที่อยู่ใต้เขตสัมผัสอากาศ เมื่อน้ำถูกปล่อยออกมาจากชั้นหินให้น้ำ ระดับน้ำบาดาลจะลดลงเนื่องจากแรงดันลดลง ปริมาตรของน้ำที่ปล่อยออกจากชั้นหินให้น้ำภายใต้แรงโน้มถ่วงของโลกต่อหนึ่งหน่วยความหนาเมื่อเฮด¹ (head) ของน้ำลดลงหนึ่งหน่วย เรียกว่าค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บของชั้นหินให้น้ำไร้แรงดัน (specific yield, S_y)

¹ เฮด (Head) คือ ระดับน้ำบาดาลที่เกิดจากแรงดันภายในชั้นหินให้น้ำ

2) ชั้นหินให้น้ำภายใต้แรงดัน หมายถึงชั้นหินให้น้ำที่ถูกรองรับและปิดทับด้วยชั้นหินที่บีบอัดแน่น แต่ในธรรมชาติไม่มีชั้นหินที่แท้จริง ชั้นหินที่บีบอัดแน่นส่วนใหญ่จะยอมให้น้ำซึมผ่านได้บ้างในปริมาณที่ต่ำหรือต่ำมาก ๆ ระดับน้ำในชั้นหินให้น้ำจะมีความดันที่สูงกว่าความดันบรรยากาศ น้ำจะถูกเติมเข้าไปหรือถูกปลดปล่อยออกจากชั้นหินให้น้ำเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงแรงดันภายใต้เงื่อนไขนี้จะทำให้เกิดการอัดตัวของหิน (compression) และการขยายตัวของน้ำ (expansion) ในช่องว่าง เมื่อเสดของน้ำลดลง แรงดันของน้ำจะลดลงด้วย แต่ชั้นหินให้น้ำยังคงอึดอัดด้วยน้ำ ปริมาณของน้ำที่ถูกปล่อยออกมาจากหนึ่งหน่วยปริมาตรของชั้นหินให้น้ำ เมื่อเสดของน้ำลดลงหนึ่งหน่วย เรียกว่า ค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บจำเพาะ (specific storage, S_s) ซึ่งมีหน่วยเป็น L^{-1}

กระบวนการกักเก็บข้างต้นสัมพันธ์กับค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ (storage coefficient หรือ storativity, S) ซึ่งเป็นปริมาณของน้ำที่ปล่อยออกมาจากความหนาทั้งหมดของชั้นหินให้น้ำ สำหรับชั้นหินให้น้ำที่มีความหนา b จะมีค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ ดังนี้

$$S_{\text{ชั้นหินให้น้ำไร้แรงดัน}} : S = S_y + S_s b \quad 1-5$$

$$S_{\text{ชั้นหินให้น้ำภายใต้แรงดัน}} : S = S_s b \quad 1-6$$

ค่าของ S_y จะมากกว่าค่า S_s มากๆ ดังนั้นค่า S ของชั้นหินให้น้ำไร้แรงดันจะมีค่าใกล้เคียงกับค่า S_y

1.2.3 สมการการไหลของน้ำบาดาล

สมการหลัก 2 สมการในการจำลองการไหลของน้ำบาดาลโดยการวิเคราะห์เชิงตัวเลข คือ กฎของดาร์ซีและกฎทรงมวล ดังกล่าวไว้ในหัวข้อ 1.2.1 และ 1.2.2 การไหลทั่วไป (3 มิติ) ของน้ำบาดาลที่มีความหนาแน่นคงที่ ผ่านตัวกลางที่มีคุณสมบัติไม่เป็นเนื้อเดียวกัน (heterogeneous) และมีคุณสมบัติทางชลศาสตร์เปลี่ยนแปลงตามทิศทาง (anisotropic) ภายใต้สถานะที่มีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา มีความสัมพันธ์ดังสมการ 1-7 ซึ่งเป็นสมการอนุพันธ์ย่อย (partial differential equation) รายละเอียดที่มาของสมการแสดงในภาคผนวก ก

$$\frac{\partial}{\partial x} [K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}] + \frac{\partial}{\partial z} [K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z}] = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} - R^* \quad 1-7$$

เมื่อ	K_x, K_y, K_z	=	ค่าความนำชลศาสตร์ ในแนว x, y, z [LT^{-1}]
	h	=	ความสูงของระดับความดันน้ำ [L]
	S_s	=	ค่าการกักเก็บจำเพาะ ($[L^{-1}]$)
	t	=	เวลา [T]
	R^*	=	ปริมาณน้ำเข้า (recharge) และ/หรือปริมาณน้ำออก (discharge) จากระบบ ต่อหน่วยปริมาตรของชั้นหินให้น้ำ ต่อหน่วยเวลาที่น้ำเข้า และ/หรือ ออก [T^{-1}] (กรณีจำลองการไหลออก R มีค่าเป็นลบ)

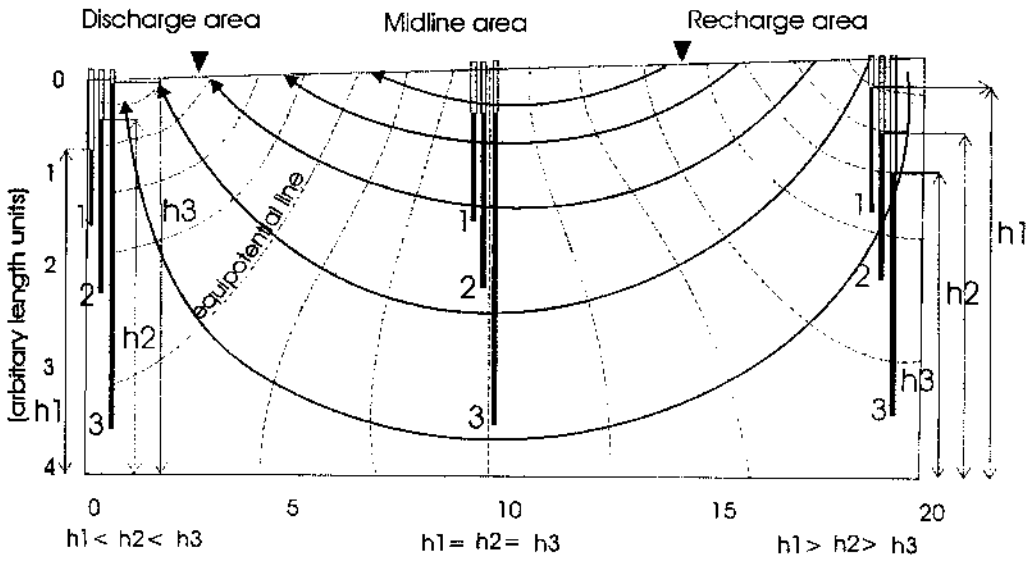
1.2.4 ระบบการไหลของน้ำบาดาล

การวิเคราะห์การไหลของน้ำบาดาลในแอ่งกักเก็บจะต้องวิเคราะห์สภาพอุทกธรณี (ประกอบด้วย ภูมิประเทศ ภูมิอากาศ ธรณีวิทยา อุทกธรณีเคมี และข้อมูลที่เป็นองค์ประกอบของ วัฏจักรของน้ำในระบบอุทกวิทยา) ร่วมกับข้อมูลศาสตร์การไหลของน้ำบาดาลในแอ่งกักเก็บ (Toth, 1963) ระบบการไหลของน้ำบาดาลประกอบด้วยพื้นที่ 3 ส่วน คือ พื้นที่รับน้ำ (recharge area) เป็นพื้นที่ที่น้ำบาดาลไหลลง พื้นที่ปันน้ำ (midline area) เป็นพื้นที่ที่น้ำบาดาลไหลในแนวราบ และพื้นที่สูญเสียน้ำ (discharge area) เป็นพื้นที่ที่น้ำบาดาลไหลขึ้น แต่ระบบการไหลของน้ำบาดาลมีความสัมพันธ์กับพื้นที่รับน้ำและพื้นที่สูญเสียน้ำ (รูปที่ 1-2) ระดับน้ำอาจมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลหรือเวลา ระบบการไหลของน้ำบาดาลในแอ่งกักเก็บจำแนกได้เป็น 3 ระบบ (รูปที่ 1-3) ดังนี้

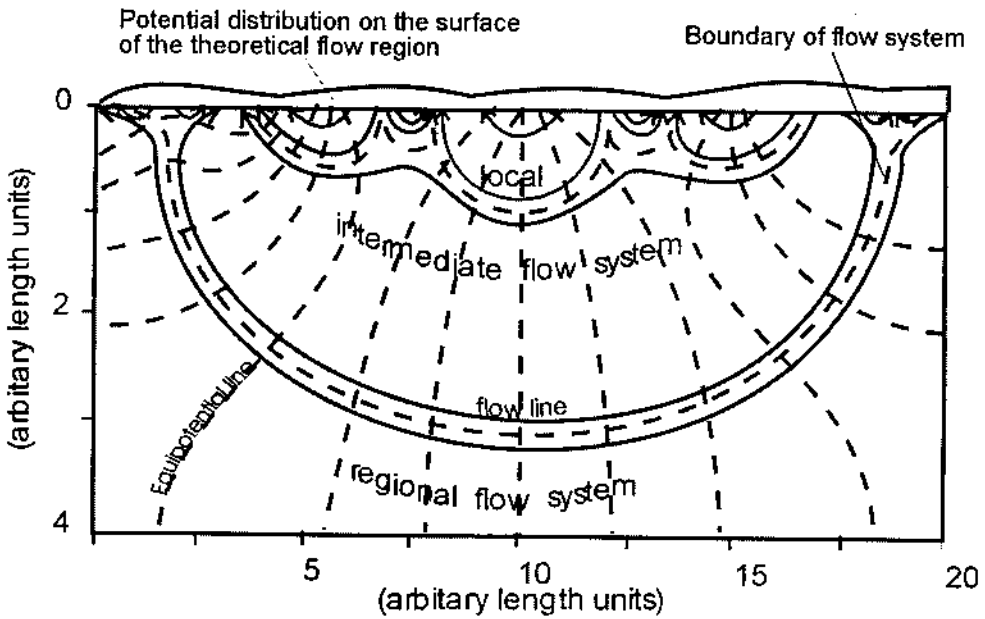
1) ระบบการไหลเฉพาะแห่ง (local flow system) พื้นที่รับน้ำและพื้นที่สูญเสียน้ำ อยู่ในระยะใกล้กัน ทำให้ระยะทางและระยะเวลาการไหลสั้น การไหลของน้ำอยู่ในระดับชั้น ทิศทางและอัตราการไหลของน้ำไม่แน่นอน ขึ้นอยู่กับการซึมของน้ำเข้าสู่ระบบน้ำบาดาลและการคายระเหยที่ผิวดิน มีการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแนวตั้งค่อนข้างสูง

2) ระบบการไหลระดับกลาง (intermediate flow system) การไหลของน้ำบาดาล เกิดเป็นบริเวณกว้างขึ้น มีการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำตามฤดูกาลน้อย

3) ระบบการไหลบริเวณกว้าง (regional flow system) มีสันปันน้ำของแอ่งกักเก็บ น้ำบาดาลเป็นพื้นที่รับน้ำ บริเวณที่มีระดับภูมิประเทศต่ำที่สุดของแอ่งน้ำบาดาลเป็นพื้นที่สูญเสีย น้ำ ระบบการไหลครอบคลุมอาณาบริเวณไกลและลึก อัตราการไหลของน้ำช้าและอุณหภูมิจึง น้ำค่อนข้างสูง



รูปที่ 1-2 แผนภาพแสดงลักษณะการไหลและเขตของน้ำใต้ดินในพื้นที่รับน้ำ พื้นที่ปันน้ำ และพื้นที่สูญเสียน้ำ (เกรียงศักดิ์ ศรีสุข, 2543 ดัดแปลงจาก Toth, 1963)



รูปที่ 1-3 แผนภาพแสดงระบบการไหลของน้ำใต้ดิน (Toth, 1963)

1.3 สมดุลของน้ำบาดาล (Water Balance)

น้ำฝนที่ตกลงมา ส่วนหนึ่งจะไหลบ่าไปบนผิวดิน บางส่วนไหลซึมลงดิน และบางส่วนระเหยกลับเข้าสู่บรรยากาศ สมดุลของน้ำในบริเวณหนึ่งๆ จึงเขียนเป็นความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์ได้ ดังสมการ 1-8 (สุรพล อารีย์กุล, 2534) จากความสัมพันธ์ตามสมการ 1-8 สามารถหาปริมาณน้ำฝนที่ซึมลงสู่แหล่งน้ำบาดาล ดังแสดงในสมการ 1-9

$$RF = SF + AET + \Delta SM + \Delta SW + \Delta GWS + GWR \quad 1-8$$

$$GWR = RF - SF - AET - \Delta SM - \Delta SW - \Delta GWS \quad 1-9$$

เมื่อ	GWR	=	ปริมาณน้ำที่ไหลลงสู่ชั้นน้ำบาดาล
	RF	=	ปริมาณน้ำฝน
	SF	=	ปริมาณน้ำที่ไหลในแม่น้ำ
	AET	=	ค่าอัตราการระเหยจริง
	ΔSM	=	ค่าความชื้นในดินที่เปลี่ยนแปลงในช่วงเวลา
	ΔSW	=	ปริมาณน้ำผิวดินที่เปลี่ยนแปลงในช่วงเวลา
	ΔGWS	=	ปริมาณน้ำบาดาลที่เปลี่ยนแปลงในช่วงเวลา

1.4 แบบจำลองน้ำบาดาล (Groundwater Model)

เนื่องจากน้ำบาดาลอยู่ใต้ผิวดิน การศึกษาภายใต้สภาวะเงื่อนไขขอบเขตในธรรมชาติ จึงยุ่งยาก ซับซ้อน เสียเวลาและค่าใช้จ่ายมาก ดังนั้นแบบจำลองจึงถูกพัฒนามาใช้จำลองการไหลของน้ำบาดาลในธรรมชาติหรือคัดแปลงธรรมชาติ แบบจำลองสำหรับน้ำบาดาลจำแนกเป็น 2 ประเภทหลัก คือ แบบจำลองทางกายภาพ (physical model) และแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ (mathematical model)

แบบจำลองทางกายภาพเป็นการจำลองการไหลของน้ำ (หรือของเหลว) โดยการย่อส่วนของจริงลงมาให้มีขนาดที่สามารถทำการทดลองในห้องปฏิบัติการได้ เช่น แบบจำลองวัตถุพรุน (porous media model) ใช้ศึกษาลักษณะการไหลของน้ำบาดาล โดยย่อส่วนชั้นน้ำบาดาลลงมาให้มีขนาดเท่าถังสี่เหลี่ยมหรือทรงกระบอก ภายในบรรจุทรายซึ่งมีลักษณะคล้ายกับวัตถุพรุนของชั้นน้ำบาดาล (Todd, 1980) ส่วนแบบจำลองทางคณิตศาสตร์เป็นการหาผลเฉลยของสมการ

อนุพันธ์ (differential equation) หรือสมการอินทิกรัล (integral equation) โดยกำหนดเงื่อนไขขอบเขตหรือสภาวะอิมิตัวที่เหมาะสมเพื่อใช้คำนวณทิศทาง ขนาดการไหล และการเคลื่อนที่ของมวลสารในน้ำบาดาล แทนแบบจำลองทางกายภาพ ปัจจุบันคอมพิวเตอร์มีส่วนช่วยให้การคำนวณผลมีความถูกต้องและรวดเร็วขึ้น และสามารถคำนวณหรือทำการจำลองได้โดยการวิเคราะห์เชิงตัวเลข (numerical analysis)

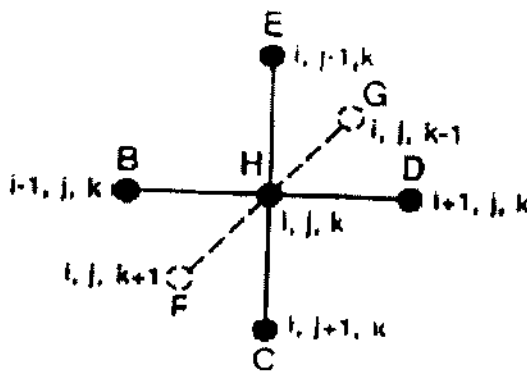
แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ที่ใช้จำลองการไหลของน้ำบาดาลมี 2 ประเภท คือ แบบจำลองเชิงวิเคราะห์ (analytical model) และแบบจำลองเชิงตัวเลข (numerical model) (Cheremisinoff *et al.*, 1984; ฉลอง บัวผัน, 2538) แบบจำลองเชิงวิเคราะห์จะใช้กับชั้นน้ำที่มีระบบไม่ซับซ้อนหรือชั้นน้ำมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกันตลอด โดยสร้างความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์ที่เหมาะสม เพื่อวิเคราะห์หาผลเฉลย โดยทั่วไปแบบจำลองเชิงวิเคราะห์จะใช้สำหรับออกแบบและคำนวณเบื้องต้นหรือตรวจสอบแบบจำลองเชิงตัวเลข ส่วนแบบจำลองเชิงตัวเลขจะใช้ในกรณีที่ระบบชั้นน้ำมีความซับซ้อนและแบ่งออกเป็นชั้นๆ เงื่อนไขขอบเขตและค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรในสมการมีความแตกต่างกัน จึงต้องมีการกำหนดค่าทุกจุดในแต่ละช่วงเวลา (time) และพื้นที่ (space) โดยกำหนดค่าเริ่มต้น จากนั้นประมาณค่าโดยใช้ชุดสมการอนุพันธ์ย่อยแบบต่อเนื่อง วิธีการนี้พื้นที่ของชั้นน้ำจะถูกแบ่งออกเป็นตารางย่อยๆ จำนวนมาก โดยแบ่งเป็นรูปสี่เหลี่ยมในกรณีวิธี finite difference และรูปสามเหลี่ยมหรือรูปสี่เหลี่ยมในกรณีวิธี finite element ช่วงเวลาจะถูกแบ่งออกเป็นช่วงเวลาย่อยๆ โดยจะมีสมการพีชคณิต (algebra) หรือชุดสมการของตัวมันเอง จากนั้นแก้สมการโดยใช้วิธีทางเมทริกซ์ (matrix) เนื่องจากวิธีการนี้ใช้ระบบสมการที่ซับซ้อนจึงต้องใช้คอมพิวเตอร์ช่วยในการคำนวณ (Domenico and Schwartz, 1998)

การสร้างแบบจำลองโดยการประมาณค่าด้วยวิธี finite difference จากสมการอนุพันธ์ย่อยทำได้ทั้งแบบ 2 มิติ ซึ่งจะแสดงรูปแบบการไหลเท่านั้น (Gomboso *et al.*, 1996) และ 3 มิติ ที่แสดงผลทั้งรูปแบบการไหลและปริมาณการไหลของน้ำบาดาล (Thangarajan *et al.*, 1996; Reeve *et al.*, 2001)

การเลือกใช้โปรแกรมคอมพิวเตอร์สำหรับสร้างแบบจำลองเชิงตัวเลข ขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายอย่าง ได้แก่ ความต้องการใช้งานของผู้ใช้ และงบประมาณที่มี ในการศึกษาครั้งนี้เลือกใช้โปรแกรม Visual MODFLOW Version 2.8.1 (Waterloo Hydrogeologic, Inc., 1999) ในตระกูล MODFLOW (Modular Three-Dimension Finite-Difference Groundwater Flow Model) (ลิขสิทธิ์ของกรมทรัพยากรน้ำบาดาล) ซึ่งใช้กฎของดาร์ซีและกฎทรงมวลเป็นสมการพื้นฐานในการคำนวณ

และใช้วิธีการทางตัวเลขในการแก้สมการอนุพันธ์ด้วยวิธี finite difference จากการแบ่งพื้นที่ออกเป็นรูปสี่เหลี่ยมหรือกริด (grid) แบบ block-centered เพื่อจำลองการไหลของน้ำบาดาล

รูปแบบทั่วไปของสมการ finite difference ของสมการการไหลของน้ำบาดาล (1-7) ซึ่งเป็นสมการที่ใช้ในโปรแกรม MODFLOW เขียนอยู่ในรูปแบบที่ใช้ในการคำนวณสำหรับแต่ละตำแหน่ง (รูปที่ 1-4) ได้ดังสมการ 1-10



รูปที่ 1-4 แผนภาพแสดงจุดที่ใช้ในการคำนวณในแบบจำลองเชิงตัวเลข 3 มิติ โดยวิธี finite difference

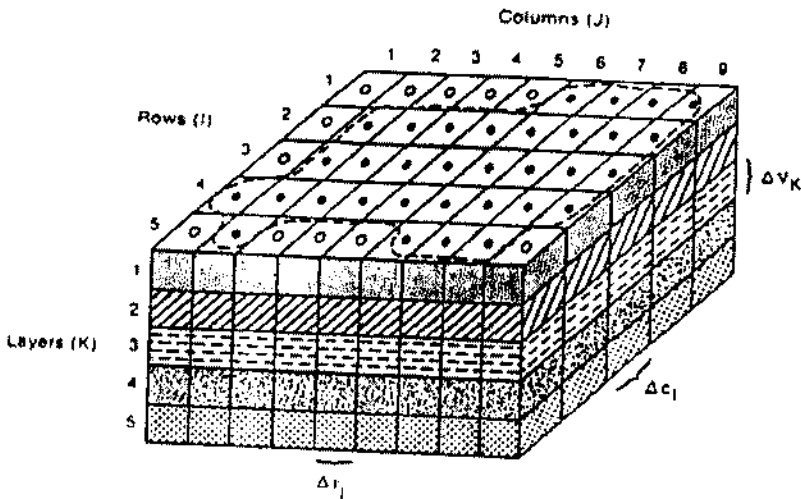
$$Bh_{i-1,j,k} + Ch_{i,j+1,k} + Dh_{i+1,j,k} + Eh_{i,j-1,k} + Fh_{i,j,k+1} + Gh_{i,j,k-1} + Hh_{i,j,k} = RSH_{i,j,k} \quad 1.10$$

- เมื่อ
- $h_{i,j,k}$ = สมการสำหรับแรงดันน้ำที่จุดคำนวณ i, j, k และที่แต่ละตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณรอบๆ ทั้ง 6 ตำแหน่ง
 - B, C, D, E, F, G = ฟังก์ชันของค่าความนำทางศาสตร์ระหว่างจุดคำนวณ
 - H = ฟังก์ชันของค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ
 - $RSH_{i,j,k}$ = เทอมของค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ และการเพิ่มเติมน้ำบาดาล

ในการสร้างแบบจำลอง 3 มิติ แบบ finite difference จะแบ่งพื้นที่ที่ต้องการคำนวณออกกริด โดยแบ่งออกเป็นแถว (rows) สดมภ์ (columns) และชั้น (layers) จัดเป็นเซลล์รูปลูกบาศก์ โดยสมมติว่าเซลล์ทั้งหมดมีคุณสมบัติเป็นเนื้อเดียวกัน กำหนดให้ความกว้างของเซลล์ตลอดทั้งแถวมีค่าเท่ากับ Δx_j สำหรับสดมภ์ที่ j กำหนดให้ความกว้างของเซลล์ตลอดทั้งสดมภ์มีค่า

เท่ากับ Δc_i สำหรับแถวที่ i และกำหนดให้ความหนาของชั้นหินให้น้ำในแนวตั้งค่าเท่ากับ Δv_k สำหรับชั้นที่ k โดยตำแหน่งที่ใช้ในการคำนวณแบบ block-centered อยู่ที่จุดศูนย์กลางของแต่ละเซลล์ดังแสดงในรูปที่ 1-5

ขนาดของกริดขึ้นอยู่กับจำนวนความหนาแน่นของข้อมูล ขนาดของกริดแต่ละกริดอาจแตกต่างกันได้ ดังนั้นบริเวณที่สนใจจะมีการแบ่งกริดที่ถี่ขึ้น อย่างไรก็ตามก็ตีความกว้างของกริดไม่ควรต่างกับกริดข้างเคียงเกินกว่า 1.5 เท่า ทั้งนี้เพื่อให้ผลการคำนวณไม่เกิดความผิดพลาดมาก (Domenico and Schwartz, 1998)



- - - - - ขอบเขตของชั้นหินน้ำ • Active Cell ○ Inactive Cell
 Δr_j Dimension of Cell Along the Row Direction. Subscript (j) Indicates the Number of the Column.
 Δc_i Dimension of Cell Along the Column Direction. Subscript (i) Indicates the Number of the Row.
 Δv_k Dimension of Cell Along the Vertical Direction. Subscript (k) Indicates the Number of the Layer.

รูปที่ 1-5 แผนภาพแสดงลักษณะการแบ่งพื้นที่เป็นรูปสี่เหลี่ยมในการจำลองการไหลของน้ำบาดาลแบบ 3 มิติ (McDonald and Harbaugh, 1988)

1.4.1 ขั้นตอนการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลทางคณิตศาสตร์

การสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลเพื่อจำลองสภาพน้ำบาดาล ประกอบด้วยขั้นตอนที่สำคัญ 9 ขั้นตอน (Anderson and Woessner, 1992) (รูปที่ 1-6)

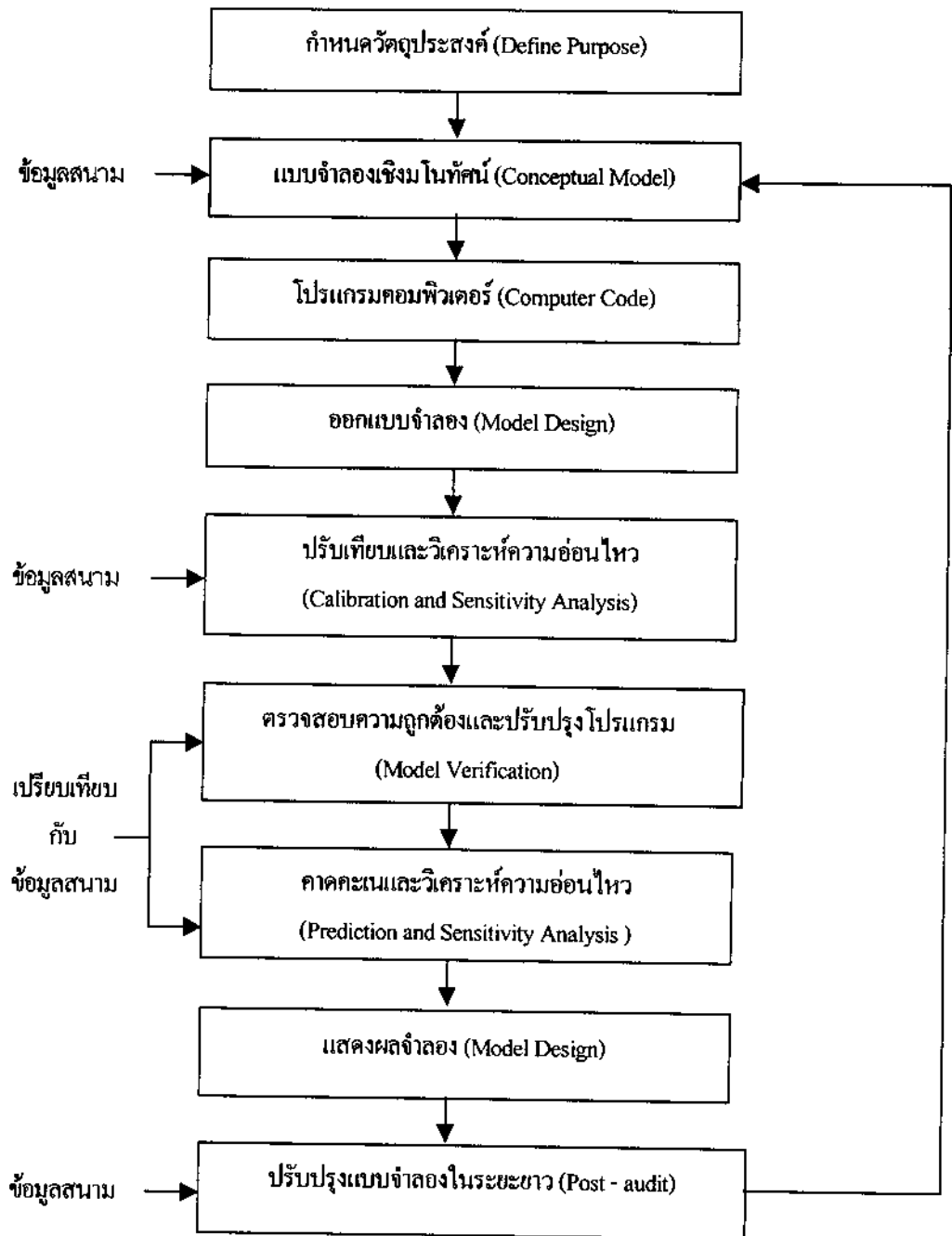
1) กำหนดวัตถุประสงค์ (define purpose) เช่น หาทิศทางการไหล หาปริมาณการไหลของน้ำบาดาล หรือศึกษาผลกระทบที่จะเกิดขึ้นจากการพัฒนาน้ำบาดาล เป็นต้น

2) แบบจำลองเชิงมโนทัศน์ (conceptual model) ขั้นตอนนี้ต้องการความรู้ทางอุทกธรณี เนื่องจากต้องจำลองสภาพกายภาพทางอุทกธรณีให้เป็นแบบจำลองทางความคิดว่าพื้นที่ศึกษามีขอบเขตการไหล ชนิดของชั้นน้ำและชั้นกั้นน้ำเป็นอย่างไร ข้อมูลต่างๆ ที่ต้องใช้ในการสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ได้แก่ ข้อมูลอุทกธรณีวิทยา (วัตถุตัวกลาง, คุณสมบัติทางชลศาสตร์, ระดับน้ำบาดาล) สภาพภูมิประเทศ (ลักษณะภูมิประเทศ, การใช้ที่ดิน) ข้อมูลอุทกวิทยา (ปริมาณน้ำฝน, อัตราการคายระเหย) และข้อมูลการใช้น้ำบาดาล โดยข้อมูลเหล่านี้จะถูกประมวลและแสดงผลในรูปแบบแผนที่และรูปตัดขวางต่างๆ ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์เป็นขั้นตอนที่ใช้เวลาและงบประมาณ แบบจำลองเชิงมโนทัศน์จะช่วยจัดระบบของข้อมูลที่เกี่ยวข้องให้อยู่ในรูปแบบที่พร้อมจะวิเคราะห์ได้ง่ายขึ้น ถ้าแบบจำลองเชิงมโนทัศน์มีความใกล้เคียงกับสภาพธรรมชาติมากเท่าไร ความถูกต้องของแบบจำลองเชิงตัวเลขก็จะเพิ่มมากขึ้น

3) การเลือกโปรแกรมคอมพิวเตอร์ (computer code) ขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของงาน ระดับความน่าเชื่อถือของโปรแกรม ความสะดวกในการใช้งาน และงบประมาณ ปัจจุบันมีโปรแกรมสำเร็จรูปจำนวนมากให้เลือก ซึ่งส่วนใหญ่มีรูปแบบการทดสอบหรือแก้ไขจากการเปรียบเทียบผลการทดลองในห้องปฏิบัติการและในสนามเป็นที่เชื่อถือได้ มีรูปแบบการป้อนข้อมูล (pre-processing) และแสดงผล (post-processing) ที่ดี

4) การออกแบบจำลอง (model design) ในขั้นตอนนี้ข้อมูลสภาพทางกายภาพและอุทกธรณีวิทยาจะถูกแปลงเข้าสู่โปรแกรม โดยการแบ่งออกเป็นหน่วยเล็กๆ ขึ้นอยู่กับวิธีการประมาณค่าเชิงตัวเลขที่เลือกใช้ว่าเป็น finite difference หรือ finite element และกำหนดขนาดของช่วงเวลาของการคำนวณ (time step) และขอบเขตของพื้นที่ (boundary conditions) โดยมีหลักในการออกแบบ ดังนี้

- ขนาดของกริด (grid size) จำนวนชั้น (layers) ขึ้นอยู่กับข้อมูลที่มีอยู่ และวัตถุประสงค์ของแบบจำลองนั้นๆ ขนาดกริดไม่จำเป็นต้องเท่ากัน แต่ความกว้างของกริดที่ติดต่อกันไม่ควรต่างกันเกิน 1.5 เท่า ของกริดข้างเคียง เพื่อไม่ให้เกิดผลการคำนวณที่ผิดพลาดมาก (Domenico and Schwartz, 1998) การกำหนดขนาดของกริดเล็กเกินความจำเป็น จะทำให้ใช้เวลามากในการเปรียบเทียบพารามิเตอร์ต่างๆ ในแบบจำลอง ดังนั้นจึงควรเลือกใช้กริดที่มีขนาดเหมาะสมกับลักษณะของงาน ข้อมูลที่มี และสภาพทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่



รูปที่ 1-6 แผนภาพแสดงขั้นตอนการสร้างแบบจำลองน้ำบาดาลทางคณิตศาสตร์ (ดัดแปลงจาก Anderson and Woessner, 1992)

• สภาพขอบเขต (boundary conditions) คือ ขอบเขตที่แบบจำลองได้รับผลกระทบจากสภาพภายนอกในแต่ละรูปแบบ ดังนั้นจึงจำเป็นที่จะต้องกำหนดเงื่อนไขทางคณิตศาสตร์ให้ถูกต้องกับสภาพที่แท้จริง สภาพขอบเขตที่มีการใช้ในแบบจำลองการไหลของน้ำบาดาล มี 3 ชนิดหลัก โดยสภาพขอบเขตทั้ง 3 ชนิดนั้นมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา คือ

(ก) Dirichlet boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มีการกำหนดค่าเสด ใช้กับทะเลสาบแม่น้ำ น้ำพุ บ่อบาดาลที่มีระดับน้ำคงที่ และพื้นผิวที่น้ำซึม เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองมากที่สุด และง่ายในการคำนวณที่สุด

(ข) Neumann boundary เป็นสภาพขอบเขตที่น้ำไม่ไหลผ่าน กำหนดให้อัตราการไหลเป็นศูนย์ เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองปานกลาง

(ค) Cauchy boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มีอัตราการไหลขึ้นอยู่กับเสด ใช้กับชั้นหินให้น้ำที่มีการรั่วซึม หรืออยู่ในบริเวณที่อยู่ใกล้ลำน้ำที่มีระดับน้ำไม่คงที่ ส่งผลให้เกิดความแตกต่าง เป็นขอบเขตที่มีผลต่อแบบจำลองน้อยที่สุด และคำนวณได้ยากที่สุด

• ขนาดของขั้นเวลาในการคำนวณ (time step) ต้องเลือกให้เหมาะสมกับวัตถุประสงค์ของงานและโปรแกรมที่ใช้ ขนาดของขั้นเวลาที่ใหญ่เกินไปจะทำให้ผลการคำนวณผิดพลาดมาก และขนาดของขั้นเวลาที่เล็กเกินไปจะทำให้ใช้เวลาในการคำนวณมากเกินไป

ขนาดของขั้นเวลาที่ใช้ในการคำนวณที่ดีที่สุด คือ ขนาดของเวลาที่ใหญ่ที่สุดที่ยอมให้ใช้ในสมการนั้นๆ เรียกว่า critical time step (Δt_c) ซึ่งประมาณได้จากสมการ 1-10 โดยขนาดกริดต้องมีด้านเท่ากัน วัตถุเป็นเนื้อเดียวกัน และมีคุณสมบัติทางชลศาสตร์เหมือนกันทุกทิศทาง (Anderson and Woessner, 1992)

$$\Delta t_c = Sa^2 / 4T \quad 1-10$$

เมื่อ	a	=	ขนาดของกริด ($\Delta x = \Delta y = a$) [L]
	S	=	สัมประสิทธิ์การกักเก็บ
	T	=	สัมประสิทธิ์การจ่ายน้ำ [L^2T^{-1}]

5) การปรับเทียบและวิเคราะห์ความอ่อนไหว (calibration and sensitivity analysis) ผลการจำลองที่ได้จะต้องนำไปเปรียบเทียบกับข้อมูลจากจุดสังเกตการณ์ในสนาม ณ ตำแหน่งและเวลาเดียวกัน หากผลการจำลองไม่ตรงกับค่าในสนามจะต้องมีการปรับค่าตัวแปรบางตัว เช่น ค่าความนำชลศาสตร์ ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำบาดาล และสภาพขอบเขตของแบบจำลองที่

เห็นว่าเหมาะสมกว่า เพื่อให้ผลการจำลองที่ได้สอดคล้องกับข้อมูลในสนาม อย่างไรก็ตามการเปรียบเทียบจะต้องเข้าใจระบบอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ แม้ว่าจะเป็นการใช้วิธีการลองผิดลองถูก (trial and error) แต่ก็มิชอบเขตและช่วงค่าที่ปรับเปลี่ยนได้ หากผลการจำลองมีความแตกต่างจากข้อมูลสนามมาก อาจจะต้องตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลสนามอีกครั้ง หลังจากนั้นจึงวิเคราะห์ความอ่อนไหวของค่าที่ปรับเทียบว่ามีผลต่อแบบจำลองมากน้อยเพียงใด นอกจากนี้หากแบบจำลองเปลี่ยนแปลงมากแสดงว่าพารามิเตอร์ที่ปรับเปลี่ยนนั้นมีความอ่อนไหวมากและมีอิทธิพลต่อผลการจำลอง ซึ่งจะทำให้สามารถกำหนดแนวทางในการเก็บข้อมูลภาคสนามเพิ่มเติม สำหรับใช้ในการปรับเทียบเมื่อต้องการปรับปรุงแบบจำลองเมื่อสภาพอุทกธรณีวิทยามีการเปลี่ยนแปลงในอนาคตเป็นการปรับชุดพารามิเตอร์ในชั้นละเอียดที่ทำให้แบบจำลองมีความคลาดเคลื่อนลดลง และเป็นที่ยืนยันความถูกต้องของพารามิเตอร์ก่อนที่จะพัฒนาแบบจำลองในขั้นต่อไป

6) การตรวจสอบความถูกต้องและปรับปรุงแบบจำลอง (model verification) เมื่อปรับเทียบแล้ว ควรมีการตรวจสอบแบบจำลองเพื่อให้แน่ใจว่าแบบจำลองนั้นสามารถเป็นตัวแทนของระบบอุทกธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษาได้อย่างถูกต้อง โดยใช้แบบจำลองนั้นจำลองผลการตอบสนองต่อตัวแปรทางอุทกธรณีวิทยาเปรียบเทียบกับข้อมูลสนามชุดใหม่ ถ้าผลการจำลองสอดคล้องกับข้อมูลภาคสนาม แบบจำลองนั้นก็สามารนำไปใช้คาดคะเนผลในอนาคตได้

7) การคาดคะเนและวิเคราะห์ความอ่อนไหว (prediction and sensitivity analysis) แบบจำลองที่ตรวจสอบแล้วว่าจะใช้คำนวณเพื่อคาดคะเนระดับน้ำ เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงตัวแปร เช่น เมื่ออัตราการเพิ่มเติมน้ำหรืออัตราการสูบน้ำในอนาคตเปลี่ยนแปลงไป การเปลี่ยนแปลงตัวแปรบางตัวจะทำให้ผลการจำลองเปลี่ยนไปมาก ดังนั้นการวิเคราะห์ความอ่อนไหวจะทำให้ทราบถึงช่วงของค่าตัวแปรที่เป็นไปได้

8) การแสดงผลการจำลอง (presentation of results) ผลการจำลองเป็นสื่อที่แสดงให้เห็นแบบจำลองที่สร้างขึ้น ผลการจำลองจะดีและสามารถนำไปใช้ได้ต้องมีประสิทธิภาพหรือไม่ ขึ้นกับที่มาของข้อมูลและขั้นตอนต่างๆ ที่กล่าวมาข้างต้น ซึ่งมีผลโดยตรงต่อระดับความถูกต้องของผลการจำลอง นอกจากนี้แบบจำลองที่ได้จะมีข้อจำกัดในระดับหนึ่ง

9) การปรับปรุงแบบจำลองในระยะยาว (post - audit) ควรมีการติดตามผลการทำนายของแบบจำลองในระยะยาวตลอดช่วงเวลาของการใช้แบบจำลองในการทำนายหรือคาดคะเน โดยตรวจสอบความถูกต้องของผลทำนายจากแบบจำลองกับข้อมูลสนามเป็นระยะๆ

1.4.2 ข้อมูลที่ต้องใช้ในการสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

ข้อมูลที่ต้องใช้ในการสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ ประกอบด้วย ข้อมูลปฐมภูมิ ซึ่งตรวจวัดโดยตรงในภาคสนาม และข้อมูลทุติยภูมิที่มีการวิเคราะห์เพิ่มเติมหรือปรับให้ทันสมัยขึ้น ข้อมูลหลักที่ใช้ในการทำแบบจำลองทางคณิตศาสตร์จำแนกได้เป็น 3 ส่วน (Anderson and Woessner, 1992) คือ

1) ด้านธรณีวิทยาและธรณีস্থาน

- แผนที่ธรณีวิทยา (geologic map) และภาพตัดขวาง (cross section) แสดงขอบเขตการศึกษาในแนวราบและความลึกพร้อมขอบเขตของระบบ
- แผนที่ภูมิประเทศ (topographic map) แสดงระดับพื้นดิน น้ำผิวดิน และสันปันน้ำ
- แผนที่แสดงระดับ (contour map) ของฐานล่างชั้นน้ำและชั้นกั้นน้ำทุกชั้น
- แผนที่แสดงความหนา (isopach map) ของชั้นน้ำและชั้นกั้นน้ำทุกชั้น
- แผนที่แสดงแนวทางน้ำและความหนาของตะกอนท้องน้ำ

2) ด้านอุทกธรณีวิทยา

- แผนที่แสดงระดับน้ำบาดาล (water table) ชั้นระดับความสูงน้ำบาดาล (potentiometric level) ของชั้นน้ำทุกชั้น
- แผนที่ระดับน้ำในแม่น้ำ (hydrograph) เปรียบเทียบกับเวลา ระดับน้ำผิวดิน และอัตราการไหลของน้ำในแม่น้ำ
- แผนที่และภาพตัดขวางแสดงรายละเอียดของค่าการยอมให้น้ำไหลผ่าน
- แผนที่และภาพตัดขวางแสดงรายละเอียดของค่าคุณสมบัติในการกักเก็บน้ำของชั้นน้ำและชั้นกั้นน้ำ
- ค่าความนำชลศาสตร์ของตะกอนท้องน้ำ
- อัตราการคายระเหย อัตราการซึมผ่านของน้ำลงสู่ชั้นน้ำบาดาล ความสัมพันธ์ระหว่างน้ำผิวดินและน้ำใต้ดิน อัตราการสูบน้ำบาดาลขึ้นมาใช้ และปริมาณน้ำที่สูญเสียจากชั้นน้ำตามธรรมชาติ

3) ปัจจัยภายนอกที่มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงในชั้นน้ำ

- ปริมาณน้ำที่สูบน้ำขึ้นมาใช้
- ปริมาณน้ำที่ไหลเพิ่มเติมลงสู่ชั้นน้ำบาดาล

1.5 แอ่งหาคใหญ่

1.5.1 ลักษณะภูมิประเทศ

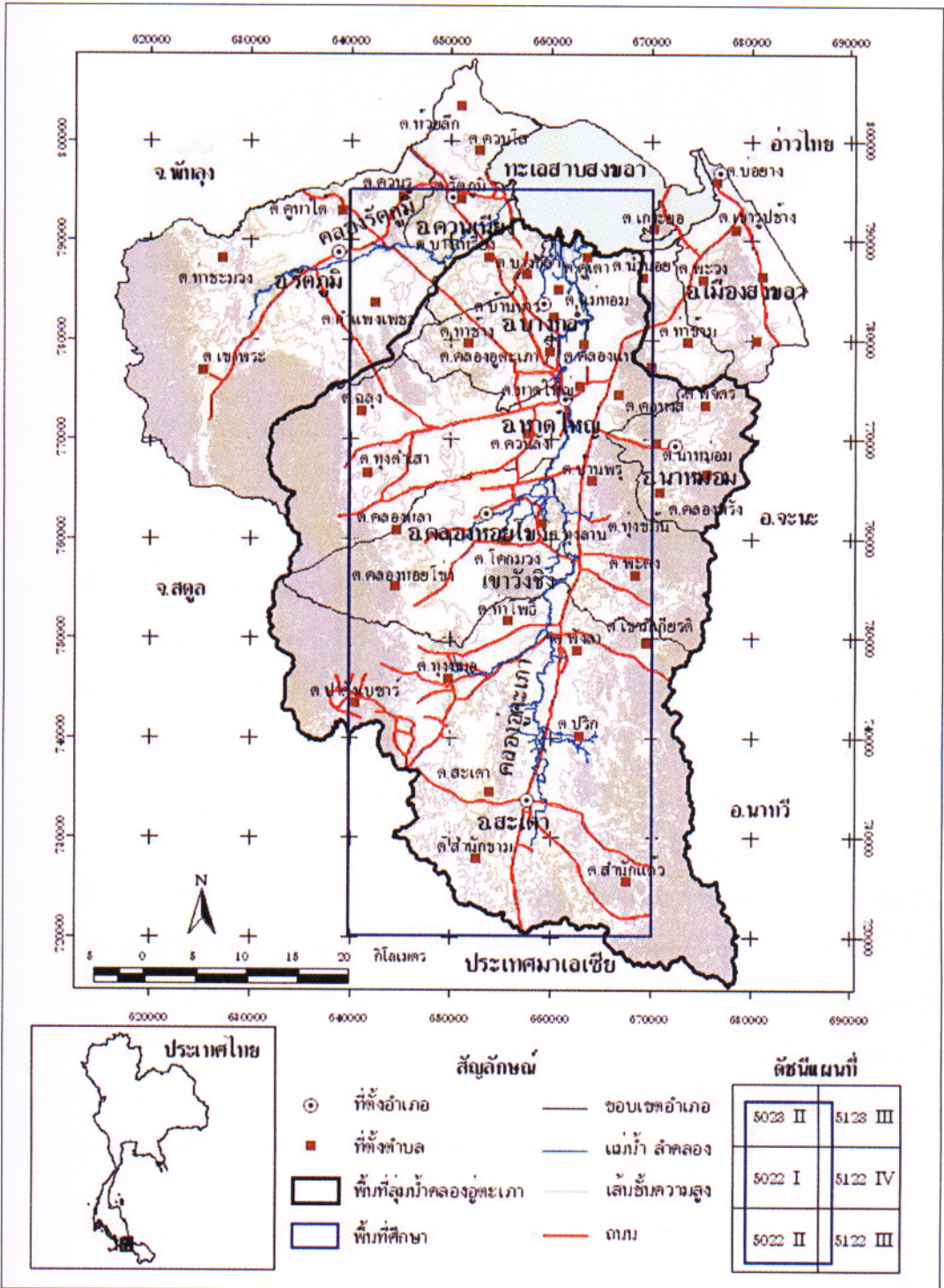
ลักษณะภูมิประเทศโดยทั่วไปเป็นที่ราบมีความสูงประมาณ 9 เมตร (รทก.) โอบล้อมด้วยภูเขา 3 ด้าน คือ ทิศตะวันออก ทิศตะวันตก และทิศใต้ (รูปที่ 1-7) ทิศเหนือติดต่อกับทะเลสาบสงขลา (สภา สกุลแก้ว, 2539) ทางน้ำธรรมชาติที่สำคัญในแอ่ง คือ คลองอู่ตะเภา ซึ่งมีกำเนิดจากเทือกเขาทางทิศใต้ของแอ่ง ไหลไปทางทิศเหนือ ผ่านทางตะวันตกของตัวเมืองหาคใหญ่ ลงสู่ทะเลสาบสงขลา คลองสาขาที่สำคัญของคลองอู่ตะเภา คือ คลองเคย คลองจำไทร และคลองหลา

1.5.2 โครงสร้างทางธรณีวิทยา

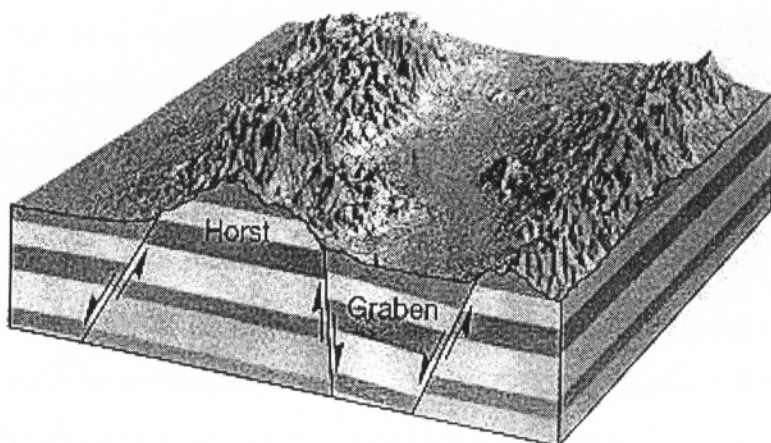
แอ่งหาคใหญ่เป็นแอ่งเทอร์เชียรี (Tertiary) ลักษณะเป็นแอ่ง (น้ำบาดาล) ที่ราบระหว่างหุบเขา (intermountain groundwater basin) มีตะกอนในยุคควอเทอร์นารี (Quaternary) ปกคลุมอยู่ด้านบน ขอบแอ่งด้านทิศตะวันออกและทิศตะวันตกเป็นเทือกเขาสูง ซึ่งเป็นหินทราย หินดินดาน และหินเชิร์ต ยุคคาร์บอนิเฟอรัส (Carboniferous) และหินแกรนิต เนื่องจากแอ่งหาคใหญ่เกิดจากการเคลื่อนไหวของเปลือกโลกทำให้เกิดแนวรอยเลื่อน โดยบริเวณขอบแอ่งทั้งสองด้านถูกยกตัวขึ้นมาในลักษณะ Horst and graben (รูปที่ 1-8) ทำให้ขอบแอ่งมีตะกอนกรวดขนาดใหญ่ที่เกิดจากการผุพังของหินบริเวณขอบแอ่งตกตะกอนทับถมอยู่เป็นจำนวนมาก ตะกอนเหล่านี้ประกอบไปด้วยกรวดขนาดเล็กถึงใหญ่มาก มีความกลมมนปานกลาง และส่วนละเอียด (very poorly graded) ส่วนบริเวณกลางแอ่งมีการสะสมตัวของตะกอนกรวดทรายและดินเหนียว ที่เกิดจากการพัดพาของแม่น้ำสมัยโบราณและแม่น้ำสายปัจจุบัน

1.5.3 ลักษณะทางอุทกธรณีวิทยา

กองน้ำบาดาล กรมทรัพยากรธรณี (ปัจจุบัน กรมทรัพยากรน้ำบาดาล) ได้ศึกษาลักษณะทางอุทกธรณีวิทยาของแอ่งหาคใหญ่เบื้องต้นไว้ในปี พ.ศ. 2527 (วชิ รามณรงค์ และคณะ, 2527) ต่อมากรมทรัพยากรน้ำบาดาลโดยคุณสุนทร ปัญญาสุธารส, คุณโสภณัฐ ภิรมย์เลิศ และคณะ (ติดต่อบุคคล) ได้ศึกษาเพิ่มเติมตั้งแต่ พ.ศ. 2545 ถึงปัจจุบัน พบว่าน้ำบาดาลบริเวณนี้ส่วนใหญ่จะได้จากชั้นตะกอนหินร่วน (unconsolidated sediment) ซึ่งประกอบด้วยชั้นกรวด ทราย และดินเหนียว



รูปที่ 1-7 แผนที่แสดงพื้นที่ลุ่มน้ำคลองอู่ตะเภา



รูปที่ 1-8 แผนภาพแสดงลักษณะรอยเลื่อนแบบ Horst and graben

จากข้อมูลธรณีจากหลุมเจาะ (logging data) ที่จำกัดในเบื้องต้น สภา สกุลแก้ว (2539) ได้แบ่งชั้นน้ำบาดาลของแอ่งหาคใหญ่ ออกเป็น 3 ชั้น โดยชั้นน้ำแต่ละชั้นแยกจากกันด้วย ชั้นกั้นน้ำ (aquitard) ซึ่งเป็นดินเหนียว ทรายละเอียด ดินร่วน ที่ยอมให้น้ำไหลผ่านได้น้อย ชั้นน้ำทั้งสามของแอ่งหาคใหญ่ คือ ชั้นน้ำหาคใหญ่, ชั้นน้ำคูเต่า และชั้นน้ำคองหงส์ โดยมีความลึกและลักษณะทั่วไปดังตาราง 1-1 แต่จากการศึกษาเพิ่มเติมครั้งล่าสุดโดยกรมทรัพยากรน้ำบาดาล เมื่อปลายปี พ.ศ. 2545 เห็นว่า ควรจะแบ่งชั้นน้ำในแอ่งหาคใหญ่ไว้เพียง 2 ชั้น คือ ชั้นหินให้น้ำชั้นบน และชั้นหินให้น้ำชั้นล่าง โดยชั้นหินให้น้ำชั้นบนจะรวมชั้นน้ำหาคใหญ่และชั้นน้ำคูเต่าเข้าด้วยกัน เนื่องจากชั้นน้ำทั้งสองไม่สามารถแยกออกจากกันอย่างเด่นชัด เพราะว่าชั้นดินเหนียวซึ่งเป็นชั้นกั้นน้ำมีลักษณะที่เรียกว่า “clay lens” คือ กั้นเป็นช่วงๆ ไม่ต่อเนื่องและหนาไม่เกิน 5 เมตร จึงไม่ได้แยกชั้นน้ำทั้งสองออกจากกันอย่างแท้จริง สำหรับชั้นหินให้น้ำชั้นล่าง คือ ชั้นน้ำคองหงส์นั้นจะแยกออกมาอย่างชัดเจนด้วยชั้นหินกั้นน้ำ ซึ่งเป็นดินเหนียวหนาประมาณ 30 เมตร (สุนทร ปัญญาสุรารส, ติดต่อบุคคล) ในการทำแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ครั้งนี้จึงแบ่งชั้นน้ำบาดาลตามผลการศึกษาล่าสุดของกรมทรัพยากรน้ำบาดาล ดังตาราง 1-2

1.5.4 ระดับน้ำและทิศทางการไหลของน้ำบาดาล

การไหลของน้ำบาดาลในแอ่งหาคใหญ่ ส่วนใหญ่มีการไหลจากทางทิศใต้ขึ้นสู่ทิศเหนือและทิศตะวันตกเฉียงเหนือในแนวนอน เนื่องจากมีคุณสมบัติการยอมให้น้ำซึมผ่านในแนวนอนดีกว่าการไหลในแนวตั้ง (สำนักอนุรักษ์และฟื้นฟูทรัพยากรน้ำบาดาล, 2546) จากการติดตามวัดระดับน้ำจากบ่อบาดาลซึ่งเจาะในชั้นน้ำหาคใหญ่บริเวณตัวเมืองและใกล้เคียง จำนวน 103 บ่อ โดยฝ่ายอุทกธรณีวิทยา กองน้ำบาดาล กรมทรัพยากรธรณี (ปัจจุบัน กรมทรัพยากรน้ำบาดาล) ในปี

พ.ศ. 2535 ถึง พ.ศ. 2538 พบว่าน้ำบาดาลรอบตัวเมืองหาดใหญ่จะไหลเข้าสู่ตัวเมืองหาดใหญ่ โดยบริเวณที่ระดับน้ำบาดาลลึกมากที่สุดอยู่กลางเมือง พื้นที่ที่มีระดับน้ำบาดาลต่ำกว่าระดับทะเลปานกลาง (รทก.) มีลักษณะการวางตัวอยู่ในแนวเหนือ-ใต้ ตามแนวการวางตัวของแอ่งหาดใหญ่ ในปี พ.ศ. 2535 พื้นที่ที่มีระดับน้ำบาดาลอยู่ต่ำกว่าระดับทะเลปานกลางประมาณ 8 เมตรขึ้นไป มีความยาวประมาณ 10 กิโลเมตร และกว้างประมาณ 5 กิโลเมตร และพบว่าระดับน้ำบาดาลลดลงอย่างต่อเนื่องและแผ่ขยายออกไปรอบด้าน (รูปที่ 1-9) ถ้าหากการแผ่กว้างของขอบเขตที่มีระดับน้ำบาดาลต่ำกว่าระดับทะเลปานกลางมากกว่า 8 เมตร ขยายไปทางเหนือจนถึงบริเวณทะเลสาบสงขลา จะทำให้น้ำเค็มแทรกตัวเข้ามาในชั้นน้ำหาดใหญ่ได้ (สภา สกกุลแก้ว, 2539)

1.5.5 ศักยภาพน้ำบาดาลในแอ่งหาดใหญ่

จากข้อมูลทริเทียม (Tritium, ^3H) ในตัวอย่างน้ำฝนและน้ำบาดาลบริเวณพื้นที่ลุ่มน้ำย่อยคลองอู่ตะเภาบางชี้ว่าน้ำบาดาลในแอ่งหาดใหญ่มีต้นกำเนิดจากน้ำฝนที่ซึมผ่านเข้าสู่ชั้นน้ำบาดาล มีทิศทางการไหลจากขอบเขตรอบสู่ใจกลางแอ่งซึ่งอยู่ในเขตเทศบาลนครหาดใหญ่ ในฤดูฝนน้ำในคลองอู่ตะเภาบางส่วนจะไหลเข้าไปเพิ่มเติมให้กับแหล่งน้ำบาดาลด้วย แต่ในช่วงฤดูแล้งจะกลับกันคือ น้ำบาดาลจะไหลออกสู่คลองอู่ตะเภา และพบว่า 6% ของฝนที่ตกลงในพื้นที่จะไหลซึมลงสู่ชั้นน้ำบาดาลในกลุ่มน้ำย่อยคลองอู่ตะเภา หรือประมาณ 120 มิลลิเมตรต่อปี (สุรพล อารีย์กุล, 2534)

1.5.6 ขอบเขตแอ่งหาดใหญ่

แอ่งหาดใหญ่วางตัวอยู่ในแนวเหนือ-ใต้ ขอบเขตทางตะวันตก-ตะวันออกอยู่ประมาณพิกัด UTM 640000E-670000E แต่ขอบเขตแอ่งหาดใหญ่ตามแนวเหนือ-ใต้ นั้น ยังเป็นข้อถกเถียงกันทางวิชาการ โดยสรุปได้เป็น 2 แบบใหญ่ๆ คือ

1. ขอบเขตแอ่งตามทิศทางเหนือ-ใต้ สิ้นสุดที่เขาวังชิง

จากข้อมูลธรณีฟิสิกส์ ด้านสนามโน้มถ่วง (Gravity) จากงานวิจัยของ Lohawijarn (2005) สรุปได้ว่า แอ่งหาดใหญ่มีความยาวจำกัดในแนวเหนือ-ใต้ อยู่ระหว่างพิกัด UTM 750000N-810000N และมีความยาวทางด้านตะวันออก-ตะวันตก อยู่ระหว่างพิกัด UTM 650000E-665000E และแอ่งหาดใหญ่น่าจะมีความลึกมากที่สุดเพียง 1 กิโลเมตร การวางตัวของแอ่งหาดใหญ่ไม่ได้วางตัวตรงในแนวเหนือ-ใต้ เสียทีเดียว เนื่องจากขอบเขตแอ่งด้านทิศเหนือ-ใต้ได้มีทิศทางโค้งไปทางทิศตะวันออก

จากการศึกษาของกรมทรัพยากรน้ำบาดาล ซึ่งใช้ข้อมูลแนวรอยเลื่อน Horst and garben และข้อมูลหลุมเจาะจำนวน 528 หลุม โดยหลุมเจาะที่ลึกที่สุดลึก 248 เมตร ซึ่งอยู่ที่ วัดหัวถนน บ้านหัวถนน ตำบลปริก อำเภอสะเคา (พิกัด UTM 658818E-727211N) คุณสุนทร ปัญญาสุธารส (นักธรณีวิทยา กรมทรัพยากรน้ำบาดาล) ได้ทำการแปลข้อมูลในส่วนนี้ให้ อย่างไรก็ดี เนื่องจากข้อจำกัดของจำนวนหลุมเจาะ และไม่มีข้อมูลหลุมเจาะในบริเวณที่มีข้อสงสัยว่าอาจจะ เป็นขอบเขตแอ่งนั้น คือ บริเวณเขาวังชิง (ซึ่งเป็นขอบเขตเดียวกับที่ Lohawijam (2005) ได้เสนอไว้) คุณสุนทร ปัญญาสุธารส จึงสรุปว่า อาจเป็นไปได้ว่าขอบเขตแอ่งอาจจะสุดแค่เขาวังชิง หรือยาวต่อเนื่องไปจนถึงชายแดนไทย-มาเลเซีย โดยบริเวณเขาวังชิงเป็นส่วนซึ่งตื้นขึ้นมามากกว่า โดยไม่ได้ตัดแบ่งแอ่งเป็น 2 แอ่งโดยสิ้นเชิง

2. ขอบเขตแอ่งตามทิศทางเหนือ-ใต้ สิ้นสุดที่ชายแดนไทย-มาเลเซีย

จากงานวิจัยของ Sawata *et al.* (1983) ซึ่งพิจารณารอยเลื่อน Horst and garben เป็นหลัก สรุปได้ว่า ขอบเขตแอ่งทางทิศเหนือน่าจะชนอ่าวไทย ส่วนทางทิศใต้ต่อเนื่องไปจนถึงชายแดนไทย-มาเลเซีย โดยแอ่งมีความลึกในบริเวณตัวเมืองหาดใหญ่มากกว่า 200 เมตร

ในการศึกษาครั้งนี้ได้เลือกขอบเขตแอ่งด้านทิศเหนือ-ใต้ ไปสิ้นสุดที่ชายแดนไทย-มาเลเซีย จากพิกัด² UTM 720000N-795000N ตามแนวเหนือ-ใต้ มีความยาว 75 กิโลเมตร และจากพิกัด² UTM 640000E-670000E ตามแนวตะวันออก-ตะวันตก มีความกว้าง 30 กิโลเมตร โดยครอบคลุมพื้นที่อำเภอหาดใหญ่ บางกล่ำ ตลิ่งหอยโข่ง สะเคา นาหม่อม รัตภูมิ และควนเนียง จังหวัดสงขลา เนื่องจากความเหมาะสมในการกำหนดขอบเขตของแบบจำลอง โดยใช้ข้อมูลจากแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ ซึ่งสร้างโดยคุณสุนทร ปัญญาสุธารส ซึ่งมีแนวคั่นขึ้นของแอ่งบริเวณเขาวังชิง (ซึ่งเป็นปัญหาถกเถียงกันอยู่) โดยไม่ตัดขาดพื้นที่ 2 ส่วนออกจากกัน ทั้งนี้ผลการตัดสินใจมาจากการปรึกษาร่วมกับ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. ธนิต เถลิษยานนท์ อาจารย์ที่ปรึกษาร่วม ซึ่งมีความเชี่ยวชาญด้านการสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

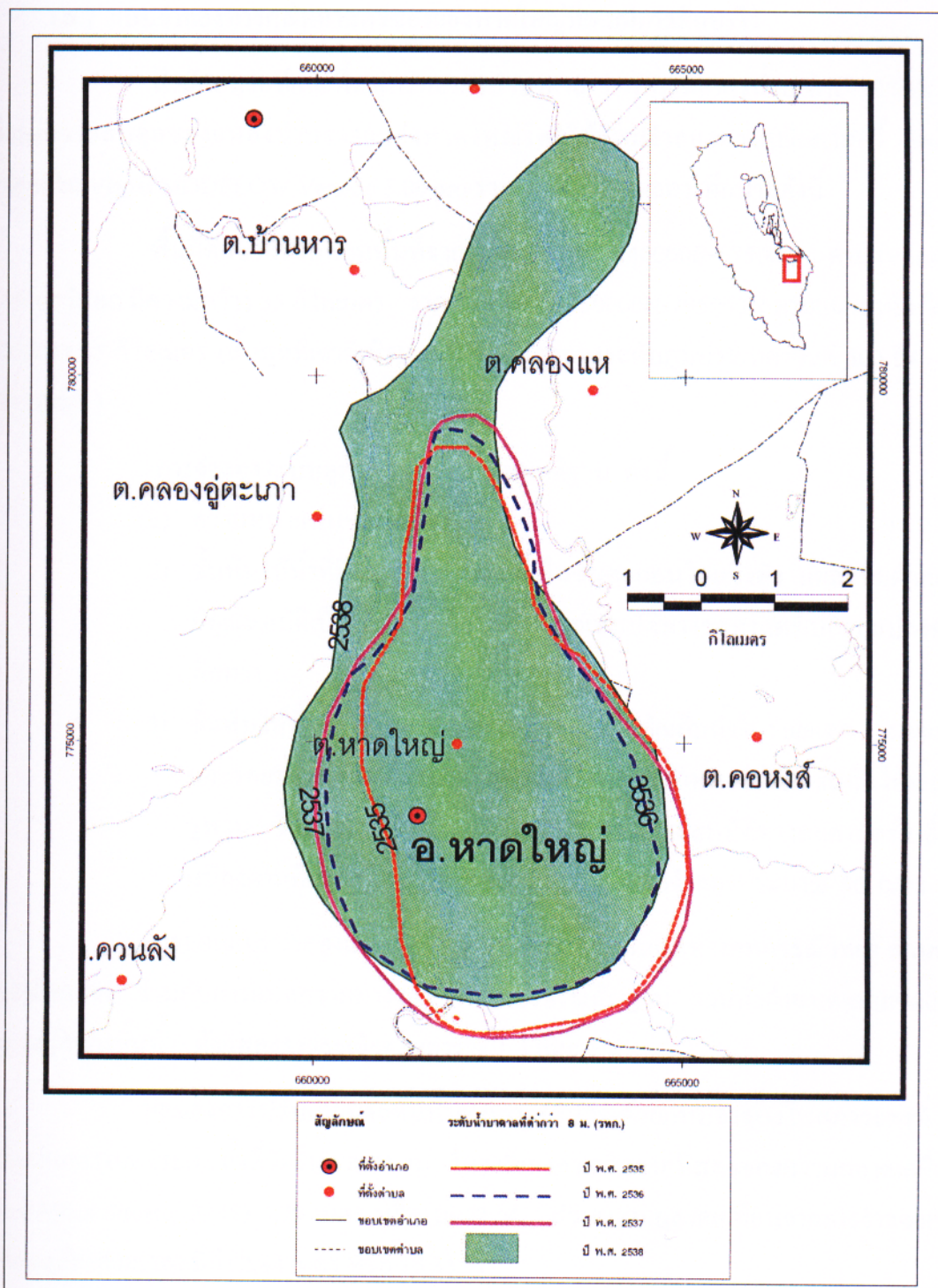
² พิกัดภูมิศาสตร์ XY ที่ใช้ในการศึกษาครั้งนี้ใช้ระบบ INDIAN 1975 Zone 47 ปัจจุบันประเทศไทยใช้ระบบ WGS 84 Zone 47

ตาราง 1-1 ลักษณะทั่วไปของชั้นน้ำบาดาลแอ่งหาคใหญ่ (สภา สกฐกแก้ว, 2539)

ชั้นน้ำ	ความลึกจากผิวดิน (ม.)	ประเภทชั้นน้ำ	ลักษณะทั่วไป
หาคใหญ่	20-40	ไร้แรงดัน ถึง ถึงภายใต้แรงดัน	<ul style="list-style-type: none"> - เป็นชั้นน้ำชั้นบนสุดและเป็นชั้นน้ำหลักที่มีการพัฒนาน้ำขึ้นมาใช้มากที่สุด - ประกอบด้วยชั้นกรวดทราย บางพื้นที่ปกคลุมด้วยดินเหนียวหรือดินเหนียวปนทรายซึ่งน้ำสามารถซึมผ่านได้น้อย - การเพิ่มของน้ำจะ ได้จากน้ำฝนซึ่งตกลงมาในพื้นที่รับน้ำโดยตรง - อัตราให้น้ำ 20-50 ลบ.ม./ชม.
คูเต่า	45-85	ภายใต้แรงดัน	<ul style="list-style-type: none"> - อยู่ถัดลงไปจากชั้นน้ำหาคใหญ่ มีดินเหนียวสีน้ำตาลก้นกลาง - ประกอบด้วยชั้นกรวดทรายหลายชั้น และดินทรายปนดินเหนียวซึ่งน้ำซึมผ่านได้ - ในอดีต พัฒนาน้ำขึ้นมาใช้น้อยกว่าชั้นน้ำหาคใหญ่ ส่วนมากใช้ในบริเวณขอบแอ่งซึ่งชั้นน้ำหาคใหญ่จะบางและให้น้ำน้อยกว่า แต่ในปัจจุบันพบว่า มีการพัฒนาน้ำขึ้นมาใช้มากขึ้นโดยเฉพาะโรงงานอุตสาหกรรมที่อยู่ในพื้นที่อำเภอหาคใหญ่ และอำเภอสะเตาะ - การเพิ่มของน้ำได้จากการรั่วซึมของชั้นน้ำหาคใหญ่
คองหงส์	>100	ภายใต้แรงดัน	<ul style="list-style-type: none"> - อยู่ถัดลงไปจากชั้นคูเต่า มีดินเหนียวสีเทาปิดทับด้านบน - ประกอบด้วยชั้นกรวดทราย มีการัดขนาดและความกลมมนดี - ถูกพัฒนาน้ำขึ้นมาใช้น้อยกว่าชั้นน้ำหาคใหญ่และชั้นคูเต่า อัตราให้น้ำ 10-50 ลบ.ม./ชม. - การเพิ่มของน้ำได้จากการรั่วซึมมาจากชั้นน้ำคูเต่า

ตาราง 1-2 การแบ่งชั้นน้ำบาดาลของแอ่งหาดใหญ่ จากข้อมูลล่าสุดของกรมทรัพยากรน้ำบาดาล
(สุนทร ปัญญาสุธารส, คิดต่อส่วนตัว)

ชั้นน้ำ	ความลึกจากผิวดิน(ม.)	ประเภทชั้นน้ำ	ลักษณะทั่วไป
ชั้นหินให้น้ำชั้นบน (หาดใหญ่ – ภูเขา)	20-100	ไร้แรงดัน ถึง ถึงภายใต้แรงดัน	<ul style="list-style-type: none"> - ประกอบด้วยชั้นทรายละเอียดถึงทรายหยาบ มีกรวดของตะกอนทางน้ำปัจจุบันปนเล็กน้อย และส่วนบนของตะกอนทางน้ำเก่าที่ประกอบไปด้วยชั้นกรวด ทราย ทรายแป้งและดินเหนียว - ทรายและกรวดที่พบมีขนาดตั้งแต่ทรายละเอียดจนถึง 5 ซม. การคัดขนาดค่อนข้างดี - พบอยู่บริเวณที่ราบลุ่มทั่วไป - ได้รับน้ำจากน้ำฝนโดยตรง
ชั้นหินกั้นน้ำ	100-130	ชั้นกั้นน้ำ	- เป็นชั้นดินเหนียวหนาประมาณ 10-30 ม.
ชั้นหินให้น้ำชั้นล่าง (คอกหงส์)	>130	ภายใต้แรงดัน	<ul style="list-style-type: none"> - ประกอบด้วยตะกอนกรวดทรายของทางน้ำเก่าและตะกอนที่ราบเชิงเขา - การเพิ่มของน้ำได้จากการรั่วซึมจากชั้นหินให้น้ำชั้นบน



ที่มา : ปรับปรุงจากข้อมูลของสภา สกกุลแก้ว (2539)

รูปที่ 1-9 แผนภาพแสดงบริเวณที่ระดับน้ำบาดาลลดลงต่ำกว่าระดับทะเลปานกลางมากกว่า 8 เมตร (สำนักงานนโยบายและแผนทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, 2548)

1.5.7 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของแอ่งหาคใหญ่ที่เคยมีการศึกษาไว้

สำนักอนุรักษ์และฟื้นฟูทรัพยากรน้ำบาดาล กรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2546) ได้ศึกษาความสมดุลของแหล่งน้ำบาดาลแอ่งหาคใหญ่โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ โดยใช้โปรแกรม Visual MODFLOW Version 3.00 pro รายละเอียดของผลการศึกษามีดังนี้

พื้นที่ศึกษาครอบคลุมพื้นที่จากพิกัด UTM 640000E-675000E ตามแนวตะวันออก-ตะวันตก มีความกว้าง 35 กิโลเมตร จากพิกัด UTM 750000N-795000N ตามแนวเหนือ-ใต้ มีความยาว 45 กิโลเมตร (สิ้นสุดที่เขาวังชิง) และความสูงของระดับภูมิประเทศตั้งแต่ 500 ถึง -400 เมตร (รทก.)

การจำลองระบบอุทกธรณีวิทยา มีสมมติฐาน ดังนี้

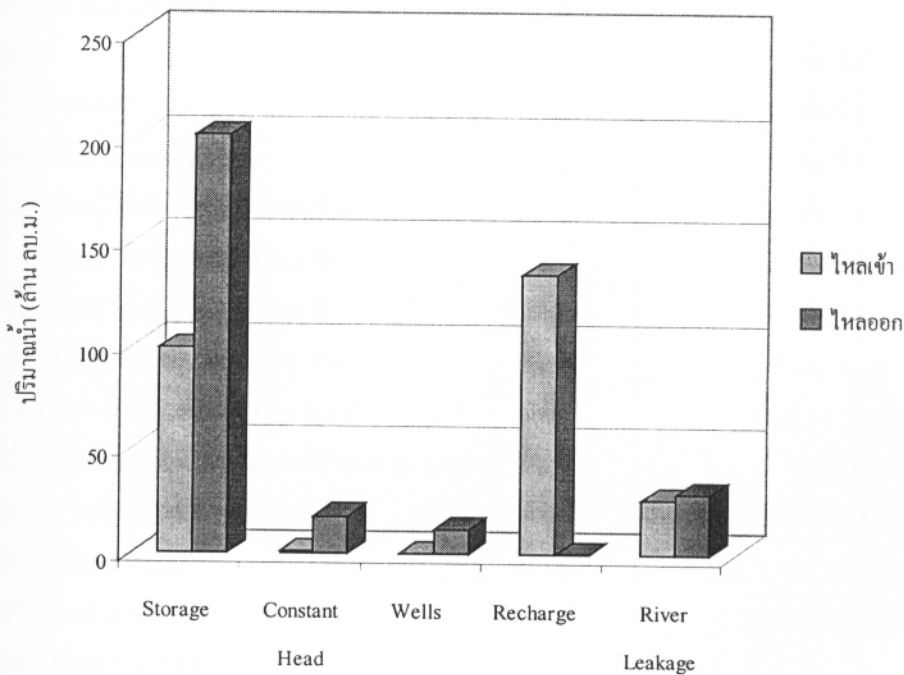
- 1) ความหนาแน่นของน้ำคงที่
- 2) ชั้นหินให้น้ำที่มีอายุอ่อนเป็นชั้นน้ำในชั้นตะกอนไม่แข็งตัว แต่ละชั้นตัวกลางมีคุณสมบัติเป็นเนื้อเดียวกัน และมีคุณสมบัติทางชลศาสตร์เปลี่ยนแปลงตามทิศทาง
- 3) ชั้นหินให้น้ำที่เป็นหินแข็งรองรับแอ่ง มีการกักเก็บน้ำในรอยแตก รอยแยก และรอยต่อของหินที่มีรอยแตกไม่แน่นอน กำหนดให้เป็นชั้นหินให้น้ำที่มีรูพรุน ซึ่งมีคุณสมบัติเป็นเนื้อเดียวกันและมีคุณสมบัติทางชลศาสตร์เปลี่ยนแปลงตามทิศทาง โดยกำหนดความหนาแน่นในแบบจำลองประมาณ 30 เมตร

การออกแบบจำลองแบบ 3 มิติ กำหนดจากลักษณะทางอุทกธรณีวิทยา ลักษณะทางภูมิศาสตร์ ร่วมกับการแปลความทางธรณีวิทยาและธรณีตัมฐาน รวมทั้งกำหนดขอบเขตและคุณสมบัติของชั้นน้ำ ดังแสดงรายละเอียดในตาราง 1-3 และ 1-4

ผลของการปรับเทียบระดับน้ำจากการคำนวณด้วยแบบจำลองในสภาวะคงที่ มีความแตกต่างของระดับน้ำที่วัดในภาคสนาม ในรูปของค่าเฉลี่ยรากที่สองของความคลาดเคลื่อน (Root Mean Square, RMS) 5.79 เมตร หรือ 16.72 % ส่วนความคลาดเคลื่อนจากการจำลองการเปลี่ยนแปลงตามเวลา มีค่า 2.44 เมตร หรือ 15.33 %

จากแบบจำลองน้ำบาดาลพบว่า น้ำบาดาลไหลจากขอบแอ่งทั้ง 3 ด้าน เข้าสู่ใจกลางแอ่ง คือ บริเวณตัวเมืองหาคใหญ่ ในฤดูฝน น้ำบาดาลจะไหลจากตัวเมืองหาคใหญ่ต่อไปทางทิศเหนือ ลงสู่ทะเลสาบสงขลา แต่ในฤดูแล้ง ระดับน้ำบาดาลในเขตตอนเหนือของหาคใหญ่จะลดลงต่ำกว่าระดับทะเลปานกลาง ทำให้มีการไหลกลับของน้ำจากทะเลสาบสงขลาเข้าสู่ตัวเมือง และ

สมดุลของน้ำบาดาลในปี พ.ศ. 2545 ที่ประเมินได้จากแบบจำลอง (รูปที่ 1-10) สรุปได้ดังนี้ ปริมาณน้ำไหลเข้าระบบประกอบด้วย การเปลี่ยนแปลงการกักเก็บเนื่องจากการไหลเข้าสู่ระบบ ประมาณ 98.79 ล้านลูกบาศก์เมตร, การไหลเข้าสู่ระบบแบบระดับน้ำคงตัวประมาณ 0.97 ล้านลูกบาศก์เมตร, ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำสู่แหล่งน้ำบาดาลประมาณ 134.74 ล้านลูกบาศก์เมตร และมีการไหลของแม่น้ำเข้าสู่ระบบประมาณ 25.87 ล้านลูกบาศก์เมตร รวมปริมาณน้ำไหลเข้าระบบทั้งหมด ประมาณ 260.37 ล้านลูกบาศก์เมตร ส่วนปริมาณน้ำที่ไหลออกจากระบบประกอบด้วย การเปลี่ยนแปลงการกักเก็บน้ำเนื่องจากการไหลออกจากระบบประมาณ 201.7 ล้านลูกบาศก์เมตร, ปริมาณการไหลสู่ธรรมชาติแบบระดับน้ำคงตัวประมาณ 17.6 ล้านลูกบาศก์เมตร, ปริมาณการสูบน้ำประมาณ 11.43 ล้านลูกบาศก์เมตร และการไหลของแม่น้ำออกสู่ระบบประมาณ 28.94 ล้านลูกบาศก์เมตร รวมปริมาณน้ำไหลออกจากระบบทั้งหมดประมาณ 259.67 ล้านลูกบาศก์เมตร



รูปที่ 1-10 กราฟแสดงสมดุลของน้ำบาดาลที่ประเมินได้จากแบบจำลอง ปี พ.ศ. 2545

ตาราง 1-3 รายละเอียดของค่าที่กำหนดในแบบจำลองทางคณิตศาสตร์แอ่งหาคใหญ่ ของสำนัก
อนุรักษ์และฟื้นฟูทรัพยากรน้ำบาดาล กรมทรัพยากรน้ำบาดาล (2546)

รายการกำหนด	ค่ากำหนดในแบบจำลอง
1) ขนาดแบบจำลองในพื้นที่ศึกษา	
- ความกว้างพิกัด UTM ตะวันออก (ระบบ Indian)	640000-675000
- ความสูงพิกัดพิกัด UTM เหนือ (ระบบ Indian)	750000-795000
- ความหนาตามค่าระดับทะเลปานกลาง	- 400 ถึง + 500 ม. (รทก.)
2) ขนาดความละเอียดของแบบจำลอง	
- ขนาดกริดตามความกว้าง (ตะวันออก-ตะวันตก)	200 ม.
- ขนาดกริดตามความกว้าง (เหนือ-ใต้)	200 ม.
- จำนวนสดมภ์	175 ช่อง
- จำนวนแถว	225 ช่อง
3) การจัดแบ่งชั้นในแบบจำลอง	
- ชั้นผิวดิน	ชั้นที่ 1
- ชั้นน้ำไร้แรงดัน	ชั้นที่ 2
- ชั้นดินกึ่งกั้นน้ำ (aquiclude)	ชั้นที่ 3
- ชั้นน้ำหาคใหญ่ ชั้นที่ 1 ชั้นน้ำกึ่งแรงดัน	ชั้นที่ 4
- ชั้นน้ำหาคใหญ่ ชั้นที่ 2 ชั้นน้ำมีแรงดัน	ชั้นที่ 6
- ชั้นน้ำหาคใหญ่ ชั้นที่ 3 ชั้นน้ำมีแรงดัน	ชั้นที่ 8
- ชั้นน้ำคูเต่า เป็นชั้นน้ำมีแรงดัน มี 2 ช่วง	ชั้นที่ 10, 12
- ชั้นน้ำคองหงส์ เป็นชั้นน้ำมีแรงดัน มี 3 ช่วง	ชั้นที่ 14, 16, 18
- ชั้นน้ำในหินแข็งแบบมีแรงดันและมีความพรุน (active)	ชั้นที่ 20
- ชั้นหินแข็ง ไม่มีความพรุน (inactive)	ชั้นที่ 21
- ชั้นดินกั้นน้ำ (aquitard)	ชั้นที่ 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19
4) จำนวนกริดในแต่ละชั้น	39,375 กริดเซลล์
5) ค่ากำหนดวันในแบบจำลอง	
- วันที่เริ่มต้นของแบบจำลอง	1 มกราคม 2538
- วันที่เทียบเคียงในแบบจำลองเริ่มต้น (1 มกราคม 2538)	0
- วันที่เทียบเคียงในแบบจำลองสิ้นสุด (1 สิงหาคม 2547)	3,500
6) จำนวนบ่อบาดาล	
- บ่อบาดาลสูบน้ำ	480 บ่อ
- บ่อบาดาลสังเกตการณ์ระดับน้ำ	61 บ่อ

ตาราง 1-4 การกำหนดขอบเขตชั้นน้ำบาดาลแอ่งหัดใหญ่

รายการกำหนด	รายละเอียด
1) Constant Head Boundary - แนวชายฝั่งทิศทะเลสาบสงขลา	ค่าระดับน้ำเป็น 0 เมตร ตลอดเวลา และกำหนดค่า conductance เริ่มต้นที่ 0.85 เมตรต่อวัน และปรับแก้ค่าไม่เกิน 20 เมตรต่อวัน
2) General Head Boundary - อ่างเก็บน้ำคลองจำไทร - อ่างเก็บน้ำคลองหลา - อ่างเก็บน้ำขนาดเล็กและสระน้ำทั่วไป - อ่างเก็บน้ำที่เป็นขุมเหมืองเก่า	ค่าระดับน้ำเฉลี่ย 30 เมตร (รทก.) ในฤดูแล้ง ค่าระดับน้ำเฉลี่ย 45 เมตร (รทก.) ในฤดูฝน และกำหนดค่า conductance เท่ากับ 100 เมตรต่อวัน ค่าระดับน้ำเฉลี่ย 30 เมตร (รทก.) ในฤดูแล้ง ค่าระดับน้ำเฉลี่ย 40 เมตร (รทก.) ในฤดูฝน และกำหนดค่า conductance เท่ากับ 100 เมตรต่อวัน ระบุระดับน้ำเฉลี่ยต่ำกว่าระดับผิวดิน 5 เมตร ในฤดูแล้ง ระบุระดับน้ำเฉลี่ยต่ำกว่าระดับผิวดิน 0.5 เมตร ในฤดูฝนมีค่า และกำหนดค่า conductance เท่ากับ 0.5 เมตรต่อวัน ค่าระดับน้ำเฉลี่ยต่ำกว่าระดับผิวดิน 15 เมตร ในฤดูแล้ง ค่าระดับน้ำเฉลี่ยต่ำกว่าระดับผิวดิน 0.5 เมตร ในฤดูฝนมีค่า และกำหนดค่า conductance เท่ากับ 150 เมตรต่อวัน
3) River and stream Boundary - ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านของตะกอนท้องน้ำในแนวตั้ง - ค่าความยาวของลำน้ำในกริดเซลล์ - ข้อมูลระดับในแม่น้ำ และระดับท้องน้ำ - ค่าความกว้างของลำน้ำ - ค่าความหนาของตะกอนท้องน้ำ	ใช้ข้อมูลจากสถานีวัดน้ำกรมชลประทาน 7 สถานี ได้แก่ X44, X67, X71, X90, X173, X174 และ X181 0.7 เมตรต่อวัน กำหนดอัตโนมัติด้วยโปรแกรม Visual MODFLOW Version 3.00 pro หน่วยเป็นเมตร ใช้ข้อมูลจากสถานีวัดน้ำทั้ง 7 สถานี โดยเริ่มจาก 1 มกราคม 2538 ถึง 31 มีนาคม 2544 รวม 3 สถานี และถึง 31 มีนาคม 2545 รวม 4 สถานี หน่วยเป็นเมตร (รทก.) 100-200 เมตร ในแต่ละช่วงสถานีวัดน้ำ 7 สถานี 5, 10 และ 15 เมตร ในแต่ละช่วงสถานีวัดน้ำ 7 สถานี
4) Recharge ค่าอัตราการซึมของน้ำฝนลงสู่ชั้นน้ำบาดาล	คิดประเมินเป็น 1-10 % ของสถิติฝนระหว่างปี พ.ศ. 2538-2544 ในแต่ละบริเวณที่เหมาะสมในชั้นที่ 1 ของแบบจำลอง
5) Evapotranspiration การระเหยของน้ำในพื้นที่และการคายน้ำของพืช	โดยคิดกระจายเท่ากันทั้งพื้นที่ จากค่าเฉลี่ยรายเดือนสถิติของกรมอุตุนิยมวิทยา ระหว่างปี พ.ศ. 2538-2544 และกำหนดค่า extinction depth ที่ 5 เมตร