

## บทที่ 1

### บทนำและการตรวจเอกสาร

#### 1.1 ที่มาและความสำคัญของการวิจัย

น้ำใต้ดินเป็นแหล่งน้ำสำคัญประเภทหนึ่ง อย่างไรก็ตามน้ำใต้ดินในประเทศไทยหลายแห่งมีการปนเปื้อน จนส่งผลกระทบต่อสุขภาพของผู้ใช้ กรณีการปนเปื้อนของสารหนูในน้ำใต้ดินในพื้นที่ตำบลร่อนพิบูลย์ อำเภอร่อนพิบูลย์ จังหวัดนครศรีธรรมราช เป็นกรณีที่มีการกล่าวถึงมากที่สุดกรณีหนึ่งในประเทศไทย โดยเมื่อเดือนกันยายน พ.ศ. 2530 โรงพยาบาลมหาราช จังหวัดนครศรีธรรมราช ได้รับผู้ป่วยจากตำบลร่อนพิบูลย์ ที่มีอาการผิดปกติทางผิวหนัง โดยมีตุ่มคันตามฝ่ามือและฝ่าเท้า และมีสีผิวคล้ำผิดปกติ จากการส่งมาตรวจรักษาที่สถาบันโรคผิวหนัง กระทรวงสาธารณสุข แพทย์ผู้เชี่ยวชาญวินิจฉัยว่าเป็นโรคมะเร็งผิวหนังจากพิษสารหนูเรื้อรัง และจากการสอบสวนโรคในพื้นที่ พบผู้มีความผิดปกติดังกล่าวเป็นจำนวนมาก เบื้องต้นสันนิษฐานว่าได้รับสารหนูเรื้อรังจากการบริโภคน้ำและอาหารที่มีสารหนูเจือปน (ทองอนามัยสังเวช ล้อม, 2531) และเมื่อตรวจสอบการปนเปื้อนของสารหนูในแหล่งน้ำต่างๆ พบว่า น้ำจากบ่อน้ำตื้นในตำบลร่อนพิบูลย์หลายบ่อมีสารหนูปนเปื้อนในปริมาณที่สูงเกินค่ามาตรฐานที่อนุญาตให้มีได้ในน้ำบริโภคของกระทรวงสาธารณสุข (อนงค์ ไพจิตรประภาภรณ์, 2540) อย่างไรก็ตามประชาชนจำนวนหนึ่งในบริเวณนั้นยังใช้น้ำบ่อตื้นที่ขุดเจาะไว้ภายในบ้านเพื่อการในการอุปโภคและบริโภค ยกแก่การปรับเปลี่ยนพฤติกรรมการใช้น้ำ

หน่วยงานของภาครัฐหลายหน่วยงานได้เข้ามาดำเนินการแก้ไขปัญหา ทั้งด้านการป้องกันและรักษาผู้ป่วย การจัดหาแหล่งน้ำอุปโภคบริโภค การศึกษาทางอุทกธรณี การป้องกันและแก้ไขปัญหาการเกษตร ตลอดจนการประชาสัมพันธ์ให้ข้อมูลความรู้แก่ราษฎร อย่างไรก็ตามน้ำใต้ดินก็ยังคงไหลต่อเนื่องตลอดเวลาอย่างช้าๆ และอาจนำพาสารหนูที่ปนเปื้อนไปด้วย เนื่องจากน้ำใต้ดินไหลอยู่ใต้ผิวดิน การศึกษาการไหลและกระบวนการต่างๆ จึงไม่สามารถเข้าถึงได้ง่าย เหมือนกับน้ำผิวดิน แบบจำลองทางคณิตศาสตร์จึงเป็นเครื่องมือหนึ่งที่สามารถใช้ในการประเมินและคำนวณทิศทาง และขนาดการไหลของน้ำใต้ดิน ตลอดจนการเคลื่อนที่ของสารที่ปนเปื้อนในน้ำใต้ดิน เมื่อนำเอาวิธีการทางคณิตศาสตร์มาประยุกต์ใช้คำนวณและวิเคราะห์ระบบน้ำใต้ดิน ผลที่

ได้จากการทำแบบจำลองก็จะสามารถนำไปใช้คาดการณ์ล่วงหน้า เพื่อวางแผนป้องกันและควบคุม การแพร่กระจายของสารปนเปื้อนในน้ำใต้ดินได้

ต่อมาเมื่อปี พ.ศ. 2531 กรมทรัพยากรธรณีได้สำรวจคุณภาพน้ำใต้ดินระดับต้น บริเวณที่ราบตะกอนเชิงเขาและที่ราบตะกอนน้ำพาซึ่งเป็นที่ตั้งของชุมชนร้อนพิบูลย์ โดยเก็บ ตัวอย่างน้ำจากบ่อของราษฎรจำนวน 150 บ่อใน 9 หมู่บ้าน พบสารแพร่กระจายหนูเป็นบริเวณ กว้าง และมีค่าความเข้มข้นสูงในหมู่ที่ 2, 12 และ 13 จากการสำรวจซ้ำในปี พ.ศ. 2533 โดยเก็บ ตัวอย่างน้ำจากหมู่ 12 ปรากฏว่าสารหนูมีค่าลดลงจาก 4.5 mg/L เป็น 2.5 mg/L ในปี พ.ศ. 2537 ได้มี การตรวจวัดอีกบ่อพบว่าค่าความเข้มข้นเปลี่ยนจาก 9.0 mg/L เป็น 5.1 mg/L (อนงค์ ไพจิตรประภา- ภรณ์, 2540) การปนเปื้อนของสารหนูน่าจะอยู่ในแนวทิศตะวันออกและตะวันออกเฉียงใต้ของ เหมืองแร่เก่าและมีระดับของสารหนูลดหลั่นลงมา (Williams *et al.*, 1996) อาจเป็นไปได้ว่าสารหนูมี การเคลื่อนที่ตามน้ำใต้ดินและมีกลไกทำให้เกิดการลดลงของระดับสารหนู (บรรจง วิทยวีรศักดิ์ และตรีรัตน์ ทองบริบูรณ์, 2540)

แม้ว่า Japan International Cooperation Agency (JICA) ได้เคยจัดทำแบบจำลอง ทางคณิตศาสตร์เพื่อจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน และจำลองการเคลื่อนที่ของสารหนูในพื้นที่ตำบล ร้อนพิบูลย์ไว้แล้ว (JICA, 1999) แต่ด้วยความจำกัดของปริมาณข้อมูลความเข้มข้นของสารหนูที่ใช้ ป้อนเข้าสู่แบบจำลอง และแบบจำลองดังกล่าวเป็นการจำลองแบบสถานะคงที่ (steady state model) คือ ไม่มีการปรับเทียบตามเวลา (calibrate) และ ไม่มีการตรวจสอบ (verify) กับค่าความเข้มข้นของ มวลสารจริงที่ได้จากการตรวจวัดในภาคสนาม ดังนั้นผลที่ได้จากการทำนายอาจคลาดเคลื่อนได้ มาก และจะยิ่งคลาดเคลื่อนไปมากขึ้นเมื่อเวลาผ่านไปจากวันที่ทำการเก็บข้อมูล (สำหรับทำ แบบจำลอง) ทั้งนี้เพราะว่าสารหนูทั้งสองรูปแบบ คือ อาซิเนต (arsenate; As-V) และ อาซิไนต์ (arsenite; As-III) ละลายน้ำได้ดี และยังเกี่ยวข้องกับกระบวนการทางธรณีเคมี ในการทำแบบ จำลองการเคลื่อนที่ของสารหนูในน้ำใต้ดินจึงควรพิจารณากระบวนการอื่นด้วย นอกเหนือจากการ ไหลของน้ำ

ในการศึกษานี้จึงได้พัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ให้มีตัวแปรมากขึ้น เพื่อ ทำนายการแพร่กระจายของสารหนูในน้ำใต้ดินพื้นที่ตำบลร้อนพิบูลย์ ให้ใกล้เคียงกับค่าจริงมากขึ้น โดยใช้พื้นที่หมู่ที่ 13 เป็นพื้นที่ศึกษา ทั้งนี้คาดว่าผลการศึกษจะสามารถนำไปใช้วางแผนทางใน การแก้ไข และวางแผนการบริหารจัดการการใช้น้ำใต้ดินบริเวณนี้ให้มีประสิทธิภาพมากยิ่งขึ้น

## 1.2 สภาพทั่วไปของอำเภอร้อนพิบูลย์

### 1.2.1 ที่ตั้ง

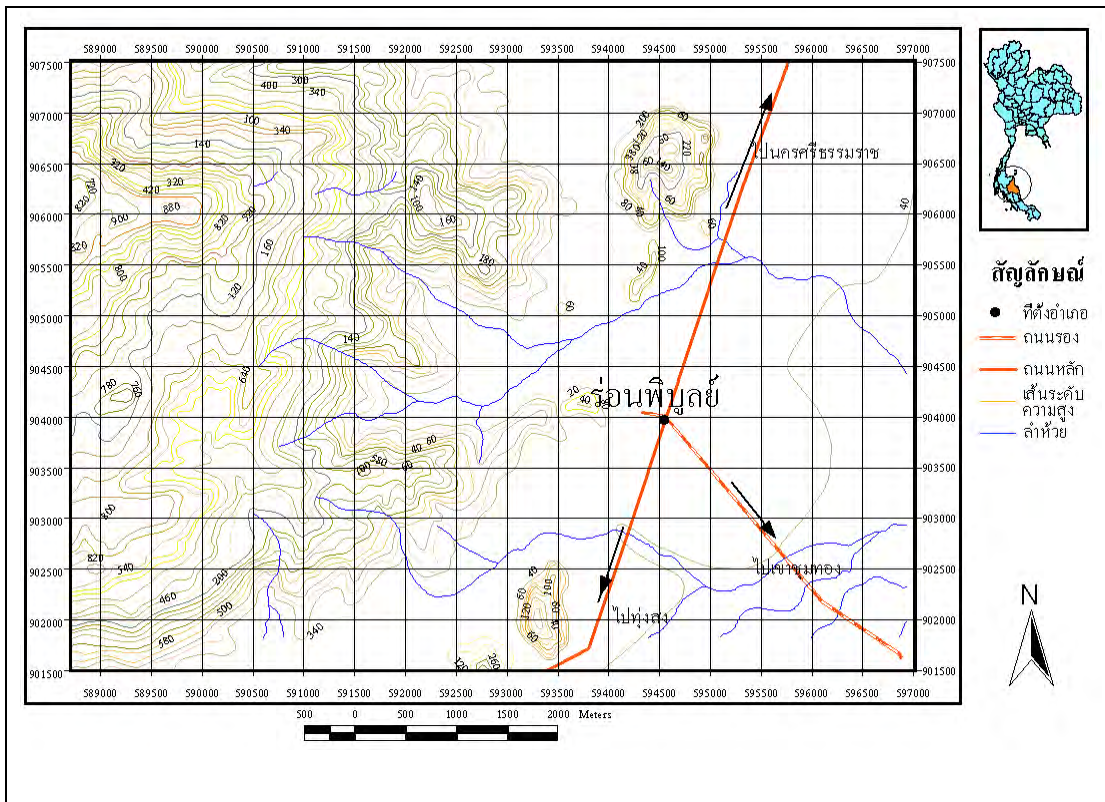
อำเภอร้อนพิบูลย์อยู่ในจังหวัดนครศรีธรรมราช ครอบคลุมพื้นที่ประมาณ 500 ตารางกิโลเมตร สามารถเดินทางจากตัวจังหวัดนครศรีธรรมราชโดยใช้ทางหลวงจังหวัดหมายเลข 403 สายนครศรีธรรมราช-ทุ่งสง ไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ประมาณ 32 กิโลเมตร แบ่งเขตการปกครองเป็น 6 ตำบล คือ ร้อนพิบูลย์ ควนชุม ควนเกย ควนพัง หินตก และเสาชง

ตำบลร้อนพิบูลย์ที่มีปัญหาการแพร่กระจายของสารหนู มีพื้นที่ประมาณ 110 ตารางกิโลเมตร ตั้งอยู่ประมาณละติจูด  $8^{\circ} 04'$  ถึง  $8^{\circ} 14'$  เหนือ และลองจิจูด  $99^{\circ} 46'$  ถึง  $99^{\circ} 54'$  ตะวันออก ดังปรากฏในแผนที่ภูมิประเทศมาตราส่วน 1:50,000 ระบุว่า 4925II ซึ่งระบุว่า : อำเภอร้อนพิบูลย์ ชุด L7017 ของกรมแผนที่ทหาร (พ.ศ. 2516) พิกัด 884300 ถึง 911900 เหนือ และพิกัด 582600 ถึง 610100 ตะวันออก ในระบบ Datum Indian Zone<sup>1</sup> ตำบลร้อนพิบูลย์ประกอบด้วยหมู่บ้าน 16 หมู่บ้าน

### 1.2.2 ลักษณะภูมิประเทศ

ลักษณะภูมิประเทศของอำเภอร้อนพิบูลย์ (รูปที่ 1-1) เป็นเทือกเขาสูงทางทิศตะวันตกวางตัวในแนวเหนือ-ใต้ มีความสูงตั้งแต่ 100 ถึง 1,000 เมตร เหนือระดับทะเลปานกลาง (รทก) ได้แก่ เขาลำโรม เขาคูหา เขาสรวงจันทร์ เขาห้วยมุด และเขาร่อนนา คิดเป็นร้อยละ 60 ของพื้นที่ทั้งหมด เทือกเขาเหล่านี้เป็นส่วนหนึ่งของเทือกเขาหลวง สำหรับพื้นที่ทางทิศตะวันออกซึ่งครอบคลุมร้อยละ 40 ของอำเภอ เป็นที่ราบเชิงเขา ที่ราบระหว่างหุบเขา ที่ราบสลับเนิน และที่ราบลุ่มน้ำเพื่อการเกษตรและที่อยู่อาศัยมีความสูง 20-60 เมตร รทก. (เดชา มณีนัย, 2540) ประกอบด้วยตะกอนดินทราย ที่ผุพังพัดพามาจากแนวเขาทางทิศตะวันตก ในบริเวณที่ราบนี้มีแร่ดีบุกและเฟืองแร่สะสมตัวเป็นแหล่งลานแร่ซึ่งส่วนใหญ่ได้ผ่านการทำเหมืองแร่แล้ว (อนงค์ ไพจิตรประภาภรณ์, 2540)

<sup>1</sup> ในปัจจุบัน พิกัดภูมิศาสตร์ของแผนที่ภูมิประเทศ มาตราส่วน 1:50,000 ของกรมแผนที่ทหาร เปลี่ยนจากระบบ Datum Indian Zone 47 เป็นระบบ Datum WGS84 Zone 47 (รวบรวมข้อมูล พ.ศ.2542)



รูปที่ 1-1 ลักษณะภูมิประเทศของอำเภอรอนพิบูลย์

### 1.2.3 ลักษณะทางธรณีวิทยาทั่วไป

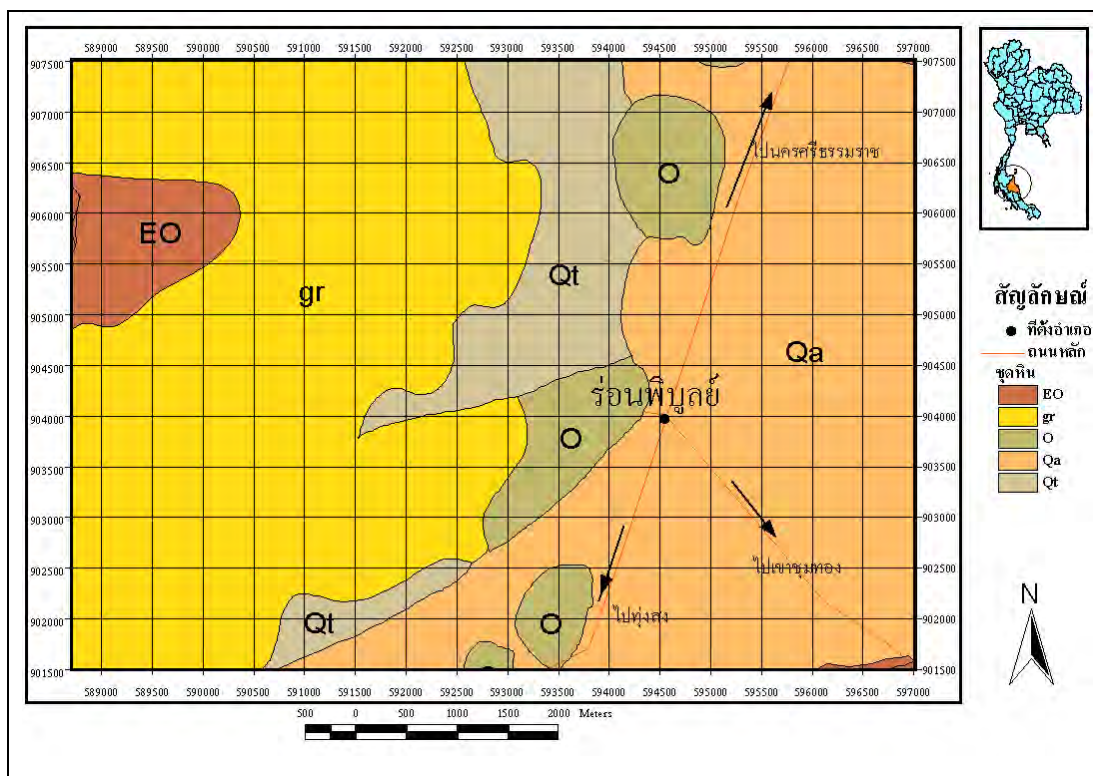
อำเภอรอนพิบูลย์ประกอบด้วยชุดหิน 4 ชุด (Williams *et al.*, 1996) ดังแสดงในรูปที่ 1-2 ได้แก่

1) หินชั้นยุคแคมโบร-ออร์โดวิเชียน (Cambro-Ordovician sedimentary rocks; EO) ประกอบด้วยหินทรายแป้งสลับกับหินดินดาน สีเทาถึงเทาอ่อน หินปูน หินควอร์ตไซต์ และหินฟิลไลต์สีน้ำตาลถึงน้ำตาลแกมเหลือง พบอยู่ตามแนวลาดไหล่เขาทางทิศตะวันออกและทิศใต้ของเทือกเขารอนนา-สรวงจันทร์

2) หินปูนยุคออร์โดวิเชียน (Ordovician limestones; O) ประกอบด้วยหินปูนและหินปูนเนื้อดินสีเทาถึงเทาแก่ เป็นชั้นบางถึงหนามาก ปรากฏให้เห็นทางทิศตะวันออกของหินชุดแคมโบร-ออร์โดวิเชียน มีลักษณะเป็นภูเขาสูงชันลูกโดดเป็นแนวคาบ ได้แก่ เขาแดง เขาน้ำโงก เขามาก และเขาพนมเชือด (ชัยยันต์ หินทอง และคณะ, 2537)

3) หินแกรนิตยุคไทรแอสสิก (triassic granitoids; gr) เกิดเป็นภูเขาสูงทางทิศตะวันตกของอำเภอร่อนพิบูลย์ เป็นหินใบโอไทต์-มัสโคไวต์แกรนิต เนื้อหยาบปานกลาง พบการแทรกตัวของหินทัวร์มาลีน-มัสโคไวต์แกรนิตบ้างเล็กน้อยโดยเฉพาะทางตอนใต้ของเทือกเขาหลวง หินชุดนี้มีรอยเลื่อนและสายแร่ที่เข้ามาตัดผ่านมากมาย

4) ตะกอนเชิงเขาและตะกอนน้ำพายุคควอเทอร์นารี (Quaternary colluvial and alluvial deposits; Qt & Qa) ประกอบด้วยกรวด ทราย ทรายแป้ง และดินเหนียว เกิดจากการผุพังสลายตัวของหินแข็งทางทิศตะวันตก มีแร่ดีบุกและเฟืองแร่อื่นปะปนอยู่ด้วย ปกคลุมพื้นที่ส่วนใหญ่ระหว่างเทือกเขาร่อนนา-สรวงจันทร์ถึงชายฝั่งทะเลอ่าวไทยในบริเวณชุมชนร่อนพิบูลย์ มีความหนาสูงสุดประมาณ 50 เมตร



รูปที่ 1-2 ลักษณะทางธรณีวิทยาทั่วไปของอำเภอร่อนพิบูลย์ (EO = หินชั้นยุคแคมโบ-ออร์โดวิเชียน (Cambro-Ordovician sedimentary rocks); gr = หินแกรนิตยุคไทรแอสสิก (triassic granitoids); O = หินปูนยุคออร์โดวิเชียน (Ordovician limestones); Qa = ตะกอนน้ำพายุคควอเทอร์นารี (Quaternary alluvial); Qt = ตะกอนเชิงเขาพายุคควอเทอร์นารี (Quaternary colluvial))

#### 1.2.4 สภาพธรณีวิทยาแหล่งแร่

อำเภออ่อนพิบูลย์วางตัวอยู่บนแนวสายแร่ดีบุกของภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งมีอาณาเขตครอบคลุมตั้งแต่ พม่า ไทย มาเลเซีย ถึงอินโดนีเซีย มีความยาวประมาณ 4,000 กิโลเมตร นับเป็นแหล่งแร่ดีบุกประวัติศาสตร์ของโลก ซึ่งให้ผลผลิตแร่ดีบุกในอดีตสูงถึงร้อยละ 70 (Williams *et al.*, 1996) แหล่งแร่ดีบุกในอำเภออ่อนพิบูลย์แบ่งเป็น 2 ลักษณะ ดังนี้

1) แหล่งแร่ปฐมภูมิ (primary deposit) พบอยู่บนเทือกเขาร่อนนา-สรวงจันทร์ ในรูปแบบของสายแร่คอร์ด์ซ์ที่นำแร่ดีบุก (Cassiterite;  $\text{SnO}_2$ ) แร่ทูลแฟรม (Wolframite;  $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ ) โดยมีแร่อาร์เซนไพไรต์ (Arsenopyrite;  $\text{FeAsS}$ ) และแร่ไพไรต์ (Pyrite;  $\text{FeS}_2$ ) เกิดรวมอยู่ด้วย สายแร่ส่วนใหญ่อยู่ในแนวตะวันออก-ตะวันตก มีการเอียงเทในแนวเกือบตั้ง มีบางสายเท่านั้นที่อยู่ในแนวเหนือ-ใต้ บริเวณที่สายแร่ทั้ง 2 แนวนี้ตัดกัน จะให้แร่ดีบุกมากเป็นพิเศษ สายแร่เป็นแนวยาวไม่ต่อเนื่องกัน โดยเฉลี่ยยาว 10 ถึง 40 เมตร ลึก 10 ถึง 20 เมตร และกว้าง 3 ถึง 3.5 เซนติเมตร โดยมากจะพบแร่ดีบุกมากกว่าแร่ทูลแฟรมในอัตราส่วน 95 : 5 (ไพรัช สุทธาภรณ์, 2534) และมีความสมบูรณ์ของแร่ดีบุกในสายแร่จากการประเมินด้วยสายตาประมาณร้อยละ 5 ถึง ร้อยละ 10 และแร่อาร์เซนไพไรต์ไม่เกินร้อยละ 1 (พัชระ จริยาวัฒน์ และธีรชัย ปิยะวงศ์, 2536) ในอดีตบริเวณนี้มีการทำเหมืองแร่ โดยใช้แรงงานคนขุดและระเบิดไปตามสายแร่และผนังของหินแกรนิตที่สัมผัสกับสายแร่ ทำให้เกิดกองเศษหิน เศษแร่กระจายอยู่ทั่วไป ปัจจุบันได้หยุดดำเนินการและหมดอายุประทานบัตรแล้ว

2) แหล่งแร่ทุติยภูมิ (secondary deposit) เกิดจากการผุพังสลายตัวของสายแร่บนเทือกเขาร่อนนา-สรวงจันทร์ และถูกพัดพาไปสะสมในที่ราบตะกอนเชิงเขาและที่ราบตะกอนน้ำพา ในลักษณะลานแร่ โดยสะสมตัวอยู่ในชั้นกรวดล่างสุด ในอดีตเมื่อหลายสิบปีก่อนมีการทำเหมืองเรือขุดและเหมืองสูบในบริเวณนี้ พบชั้นแร่ 2 ชั้น แต่ละชั้นหนา 0.2 ถึง 1.0 เมตร ชั้นแรกลึกจากผิวดิน 10 เมตร และชั้นที่สองลึกจากผิวดินประมาณ 25 เมตร (มนูญ ชนะสังข์ และอุทัย หงษ์ใจดี, 2534)

#### 1.2.5 สภาพอุทกวิทยา

อำเภออ่อนพิบูลย์ได้รับอิทธิพลของลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ทำให้มีปริมาณฝนตกเฉลี่ยสูงประมาณ 3,100 มิลลิเมตรต่อปี (อนงค์ ไพจิตรประภาภรณ์, 2540) มีเทือกเขาร่อนนา-สรวงจันทร์เป็นต้นน้ำ น้ำผิวดินไหลจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออก ผ่านที่ราบตะกอนน้ำพา และไหลลงสู่อ่าวไทยที่อำเภอปากพนัง ลำน้ำธรรมชาติที่ไหลผ่านแหล่งแร่ดีบุกปฐมภูมิหรือแหล่งสาย

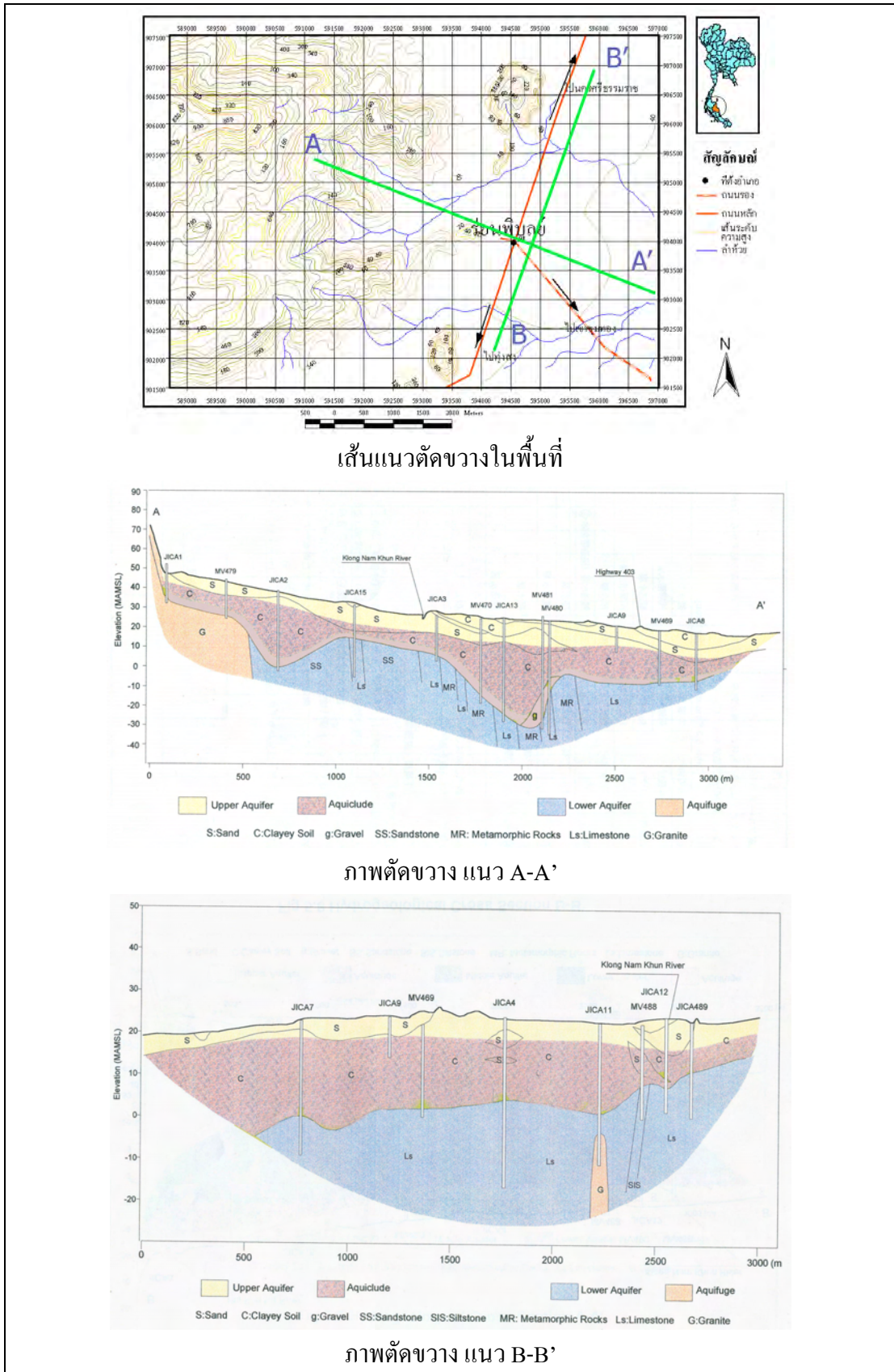
แร่บนเขาร่อนนา-สรวงจันทร์ ได้แก่ ห้วยหัวเหมือง ห้วยร่อนนา และห้วยหนองเป็ด ห้วยทั้งสามไหลต่อเนื่องลงสู่ที่ราบตะกอนเชิงเขา โดยสองห้วยแรกไหลผ่านพื้นที่ที่ผ่านการทำเหมืองแร่บริเวณชุมชนร้อนพิบูลย์ และไหลรวมกันเป็นคลองน้ำขุ่น สำหรับห้วยหนองเป็ดซึ่งอยู่ทางทิศใต้ของเทือกเขาไหลผ่านพื้นที่ที่ได้ใช้ทำเหมืองที่บ้านหนองเป็ด และไหลวกไปทางทิศตะวันออกรวมกับคลองรากไม้ทางตอนเหนือของชุมชนร้อนพิบูลย์ มีคลองเถลิง คลองสักไหลผ่านเส้นทางน้ำบางสายในพื้นที่ ได้ถูกเปลี่ยนแปลงไปจากเดิมที่ปรากฏในแผนที่ภูมิประเทศเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของสภาพการใช้ประโยชน์ที่ดิน ทำให้มีการถมและย้ายทางน้ำ ปัจจุบันคลองเถลิงจึงไหลไปรวมกับคลองพุดหงี ไหลไปบรรจบกับคลองชะเมาและกลายเป็นคลองบางจาก ไหลลงสู่อ่าวปากพนัง ส่วนคลองสักจะไหลไปรวมกับคลองน้ำขุ่นที่บ้านเกษมและไหลต่อเนื่องไปรวมกับคลองรากไม้ที่บ้านทุ่งเลนก่อนไหลลงคลองซ้อง คลองชะอวด (คลองการะเกด) และแม่น้ำปากพนังซึ่งไหลลงสู่อ่าวปากพนังในที่สุด

#### 1.2.6 สภาพอุทกธรณีวิทยา

พื้นที่ตำบลร้อนพิบูลย์มีชั้นน้ำใต้ดินที่สำคัญ 2 ชั้น (Williams *et al*, 1996 และ JICA, 1999) แสดงดังรูปที่ 1-3 คือ

1) ชั้นน้ำใต้ดินระดับตื้น (shallow groundwater) มีความลึกน้อยกว่า 10 เมตร ประกอบด้วยกรวด ทราย และดินเหนียวของที่ราบตะกอนน้ำพา ชาวบ้านนิยมขุดบ่อจนถึงระดับชั้นกรวดทราย เพื่อนำน้ำชั้นนี้มาใช้ประโยชน์ในครัวเรือน โดยขุดลึกตั้งแต่ 2 ถึง 8 เมตร บ่อขุดเหล่านี้ให้น้ำในอัตราเฉลี่ยเพียงพอสำหรับการอุปโภคบริโภคในครัวเรือน และมีน้ำเกือบตลอดปี มีอัตราการให้น้ำ 240 ถึง 1,200 ลูกบาศก์เมตรต่อวัน (Williams *et al*, 1996) ผลการสำรวจวัดระดับน้ำและตรวจสอบคุณสมบัติทางอุทกวิทยาชั้นน้ำระดับตื้นจากบ่อขุดของราษฎรในตำบลร้อนพิบูลย์และพื้นที่ใกล้เคียงพบว่า น้ำใต้ดินชั้นนี้ไหลจากพื้นที่ราบเชิงเขาร่อนนา-สรวงจันทร์ ผ่านชุมชนในเขตเทศบาลลงมาทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ และวกอ้อมขึ้นทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือด้วยความเร็วเฉลี่ย 0.5 ถึง 1.0 เมตรต่อวัน (ธีรวัชร อินทรสูตร, 2531)

2) ชั้นน้ำใต้ดินระดับลึก (deep groundwater) พบในชั้นหินอุ้มน้ำที่แตกต่างกัน ได้แก่ ชั้นหินปูนอุ้มน้ำ ชั้นหินอุ้มน้ำชุดราชบุรี ชั้นหินอุ้มน้ำชุดโคราช ชั้นหินแปรอุ้มน้ำ และชั้นหินอัคนีอุ้มน้ำ ขึ้นกับสถานที่ที่ขุดเจาะบ่อบาด อย่างไรก็ตามก็ตีจากข้อมูลรายละเอียดด้านอุทกธรณีวิทยาของบ่อบาดซึ่งดำเนินการโดยกองน้ำใต้ดิน กรมทรัพยากรธรณี (กรมทรัพยากรน้ำบาดาลในปัจจุบัน) ระบุว่าหลุมเจาะส่วนใหญ่ในเขตตำบลร้อนพิบูลย์ได้น้ำจากชั้นหินอุ้มน้ำ ซึ่งเป็นหินปูนชุดทุ่งสงสีเทาแกมีเนื้อดินปน ได้น้ำจากโพรงหรือรอยต่อระหว่างชั้นหิน อัตราการให้น้ำอยู่ในเกณฑ์



รูปที่ 1-3 แผนภาพแสดงชั้นน้ำใต้ดิน ในพื้นที่ตำบลรอนพิบูลย์ (ดัดแปลงจาก JICA, 1999)



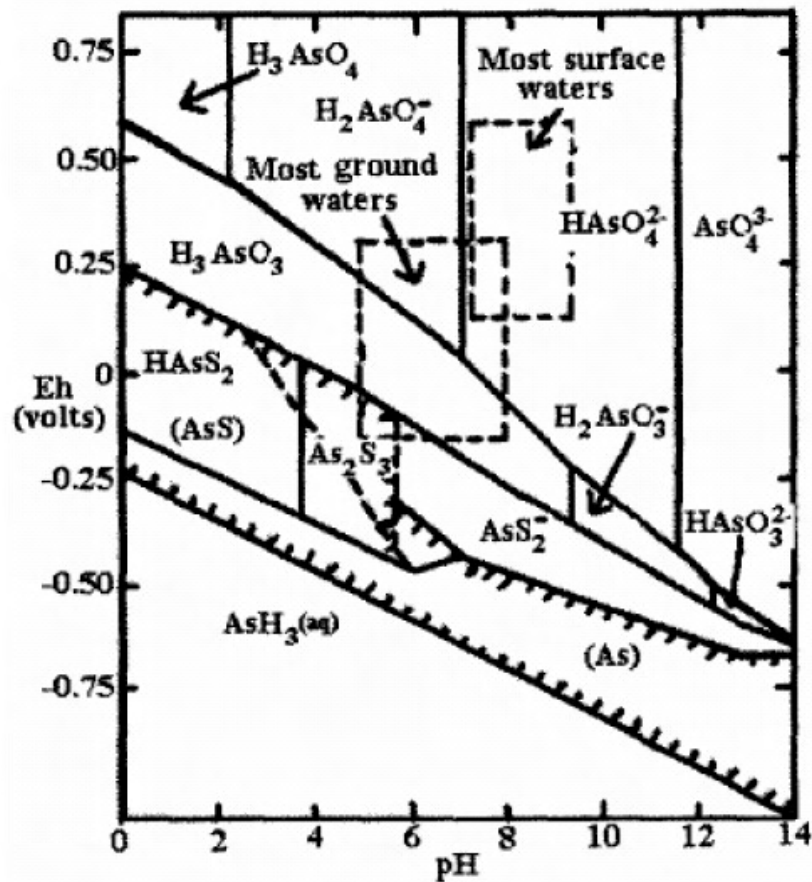
240 ถึง 480 ลูกบาศก์เมตรต่อวัน ที่ความลึกประมาณ 30 เมตร คุณภาพน้ำดีแต่มีความกระด้างสูง

โดยน้ำใต้ดินระดับตื้นและระดับลึกนี้ถูกกั้นด้วยชั้นดินเหนียวหนามาก จึงไม่มีความสัมพันธ์ระหว่างชั้นน้ำทั้งสองชั้น (Williams *et al*, 1996 และ JICA, 1999)

### 1.3 สารหนู

#### 1.3.1 เคมีของสารหนู

สมบัติทางเคมีของสารหนู มีความสำคัญในการศึกษาการเคลื่อนที่ของสารหนูในน้ำธรรมชาติ สารหนูในน้ำส่วนใหญ่อยู่ในรูปอนินทรีย์แอนไอออน เนื่องจากสารหนูที่อยู่ในรูปของแข็ง เช่น arsenolite ( $As_2O_3$ ), realgar ( $AsS$ ) และ claudelite ( $As_2O_3$ ) เป็นต้น (Mok and Wai, 1994) ละลายน้ำได้กรดอาร์เซนัส (arsenous acid) และ/หรือกรดอาร์เซนิก (arsenic acid) ซึ่งแตกตัวในน้ำให้  $As^{3+}$  และหรือ  $As^{5+}$  ตามลำดับ รูปแบบของสารหนูในน้ำขึ้นกับสภาวะทางธรณีเคมีบริเวณนั้น ได้แก่ ปฏิกิริยาออกซิเดชัน-รีดักชัน (oxidation-reduction), โคลแอกกูเลชัน (coagulation), ซอร์พชัน (sorption) และกระบวนการชีวเคมีของสิ่งมีชีวิต สารหนูมีหลายรูปแบบทางเคมีขึ้นกับเลขออกซิเดชัน ได้แก่  $-3$ ,  $0$ ,  $+3$  และ  $+5$  สารหนูในสภาพออกซิไดซ์จะมีเลขออกซิเดชัน  $+5$  เมื่อถูกรีดิวซ์จะให้สารหนูที่มีเลขออกซิเดชัน  $+3$ ,  $0$  และ  $-3$  ตามลำดับ สารหนูในธรรมชาติส่วนใหญ่จะอยู่ในรูปที่มีเลขออกซิเดชัน  $+3$  หรือพวกสารประกอบอาร์ซีนีไนด์ (arsenite) และ  $+5$  หรือสารประกอบอาร์ซีเนต (arsenate) (Elder, 1988) รูปแบบทางเคมีของสารหนูในน้ำขึ้นอยู่กับการรีดออกซ์โพเทนเชียล (redox potential, Eh) และค่า pH ของน้ำ ดังแสดงในรูปที่ 1-4 เช่น ที่ Eh ประมาณ 0 โวลต์และ pH ต่ำกว่า 5.5 สารหนูที่อยู่ในรูปของ  $AsS$  (realgar) หรือ  $As_2S_3$  (orpiment) จะอยู่ในรูปของแข็ง หาก pH มีค่าต่ำมากๆ จะพบว่าสารประกอบ  $HAsS_2$  จะมีความเสถียรมากขึ้น นอกจากนี้ในน้ำที่มีค่า Eh สูงจะพบว่ามีการออกซิเดชันละลายอยู่สูงด้วย ทำให้พบสารหนูที่มีเลขออกซิเดชัน  $+5$  ได้มากและคงตัวในรูปของ  $H_3AsO_4$ ,  $H_2AsO_4^-$ ,  $HAsO_4^{2-}$  และ  $AsO_4^{3-}$  (Mok and Wai, 1994). สำหรับกรดอาร์เซนิกหรือสารหนูที่มีเลขออกซิเดชัน  $+3$  จะพบมากในน้ำที่มีออกซิเจนน้อยหรือไม่มีออกซิเจนอยู่เลยและจะเสถียรเมื่อถูกรีดิวซ์ให้ค่า Eh ลดลง ได้แก่  $H_3AsO_3$ ,  $H_2AsO_3^-$  และ  $HAsO_3^{2-}$  ส่วนสารหนูที่อยู่ในรูปโลหะจะละลายน้ำได้น้อยมาก และคงตัวที่ค่า Eh ต่ำๆ ในสภาวะที่มีค่า Eh ต่ำมากๆ พบว่าสารหนูจะเสถียรในรูป อาร์ซีน ( $AsH_3$ ) ซึ่งสามารถละลายน้ำได้น้อยมาก นอกจากนี้สารหนูยังสามารถเปลี่ยนไปเป็นสารประกอบรูปอื่นได้อีก ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับสภาพแวดล้อมที่จะเอื้ออำนวยให้สารประกอบสารหนูเกิดกระบวนการออกซิเดชัน-รีดักชัน



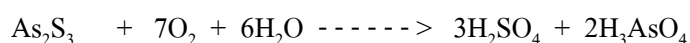
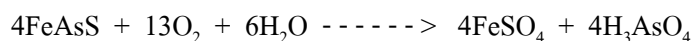
รูปที่ 1-4 Eh-pH ไดอะแกรมของสารหนูที่ 25 °C และความดัน 1 บรรยากาศ ที่ความเข้มข้นสารหนู  $10^{-5}$  โมลต่อลิตร และความเข้มข้นซัลเฟอร์  $10^{-3}$  โมลต่อลิตร (Schnoor, 1996)

### 1.3.2 กระบวนการออกซิเดชัน-รีดักชันของสารหนู

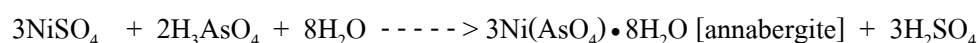
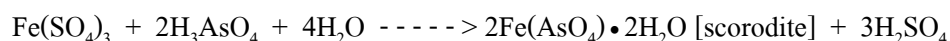
กระบวนการรีดักชันของสารหนูในธรรมชาติจะเกิดขึ้นอย่างช้าๆ โดยมากเกิดจากการย่อยสลายสารอินทรีย์ในดิน สารหนูที่ปนเปื้อนอยู่จะถูกย่อยสลายด้วยน้ำภายใต้สภาวะที่เป็นด่างหรือค่อนข้างเป็นด่างเกิดเป็นสารประกอบสารหนูที่มีเลขออกซิเดชัน +3 เช่น  $\text{AsH}_3$ ,  $\text{AsCl}_3$ ,  $\text{As}_2\text{S}_3$  สารประกอบของสารหนูเหล่านี้จะสลายตัวเร็วเมื่อละลายอยู่ในสภาวะกรดและด่าง ดังนั้นเมื่อสารประกอบเหล่านี้เคลื่อนตัวไปกับน้ำก็จะเกิดการสะสมหรือตกตะกอน นอกจากนี้สารประกอบของสารหนูบางชนิด ในรูปของคอลลอยด์ที่มีค่าไอออนเป็นบวก จะทำปฏิกิริยาและตกตะกอนเมื่อเจอกับอนุภาคของสารละลายที่มีค่าไอออนเป็นลบ

สารหนูอยู่ในแร่ของสารประกอบซัลไฟด์ เช่น arsenopyrite ( $\text{FeAsS}$ ), cobaltite ( $\text{CoAsS}$ ), enargite ( $\text{CuAsS}_4$ ) และ orpiment ( $\text{As}_2\text{S}_3$ ) แร่เหล่านี้มีอยู่ในหินและในแหล่งแร่ชนิดต่างๆ

เมื่อมีการผุกร่อนของหินและแร่ ไม่ว่าจะจากธรรมชาติ จากการทำเหมืองหินหรือเหมืองแร่ ทำให้สารหนูสัมผัสกับอากาศและน้ำ เกิดปฏิกิริยาออกซิเดชัน แล้วเปลี่ยนรูปไปเป็นสารประกอบอาร์ซีเนต ดังสมการ

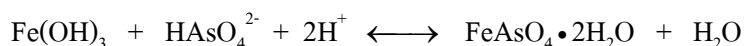


สารประกอบอาร์ซีเนตละลายได้ดีในน้ำที่มีสภาวะความเป็นกรดสูง จึงสามารถเคลื่อนที่ไปได้ไกล แต่ถ้าน้ำมีสภาวะความเป็นกรดอ่อน เป็นกลางหรือเป็นด่าง จะเกิดการตกตะกอน โดยการดูดซับกับสารประกอบของเหล็ก นิกเกิล ตะกั่วและสังกะสี ตกตะกอนกลายเป็นแร่ธาตุต่างๆ ดังสมการ



หรืออาจเกิดปฏิกิริยาไฮโดรไลซิสและตกตะกอนร่วมกับออกไซด์ของเหล็กและอลูมิเนียม

สารประกอบอาร์ซีเนตที่สามารถเคลื่อนที่ได้ไกลกว่าสารประกอบอาร์ซีเนตเนื่องจากสารประกอบอาร์ซีเนตจะถูกดูดซับได้ง่ายกว่า (Mok and Wai, 1994) และถูกตรึงไว้จากการตกตะกอนกับสารละลายออกไซด์ของเหล็ก กลายเป็นแร่ scorodite ( $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) ดังปฏิกิริยานี้

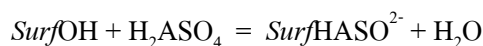


แต่ปฏิกิริยานี้จะเกิดในช่วง pH ที่เป็นด่างเล็กน้อย ซึ่งมี  $\text{H}^+$  ต่ำ ทำให้เกิดปฏิกิริยาดังกล่าวขึ้นได้น้อย ในน้ำที่มีออกซิเจนละลายอยู่น้อยส่วนมากเกิดสารประกอบสารหนูที่มีเลขออกซิเดชัน +3 เช่น  $\text{H}_3\text{AsO}_3$  และถ้ามีเหล็กในรูป  $\text{Fe}^{2+}_{(\text{aq})}$  ละลายอยู่ และมีค่า Eh และ pH อยู่ในระดับเดียวกัน ก็สามารถเกิดปฏิกิริยาร่วมกันเกิดเป็นตะกอน ของแร่ scorodite ได้เช่นเดียวกัน

### 1.3.3 ปัจจัยในการดูดซับสารหนู

โดยทั่วไปสารหนูในรูปสารแขวนลอยและตะกอนจะมีค่าเป็น 2000 เท่าของสารหนูที่อยู่ในรูปสารละลาย (Mok and Wai, 1994) แสดงว่าสารหนูสามารถจับตัวได้ดีกับของแข็งแขวนลอย และจมตัวอยู่ในพวกตะกอน ตะกอนจะเป็นที่สะสมตัวของสารหนู สารหนูจะรวมตัวกับสารประกอบของเหล็ก แมงกานีส อลูมิเนียม และตกตะกอน (Mok and Wai, 1990) ปริมาณสารหนูที่พบละลายในน้ำใต้ดินจะขึ้นอยู่กับการดูดซับระหว่างสารหนูกับพื้นผิวของอนุภาคต่างๆ อนุภาคที่

มีลูมิเนียม หรือแมงกานีสออกไซด์เกาะอยู่ เมื่อสัมผัสกับน้ำ จะเกิดกลุ่ม OH บนพื้นผิว สารหนูจะดูดซับบนพื้นผิวอนุภาคโดยแลกเปลี่ยนลิแกนด์ (ligand) กับ OH เช่น



ทำให้สารหนูถูกดูดซับไว้ ปริมาณสารหนูที่ละลายในน้ำจึงน้อยลง

กระบวนการคาย (desorption) และการปลดปล่อย (remobilization) ของสารหนูในตะกอนจะถูกควบคุมโดย pH และ Eh และหากตะกอนที่ยึดจับสารหนูอยู่ในสภาวะออกซิเดชัน สารหนูที่อยู่ในรูปสารประกอบของแข็งที่ตกตะกอนอยู่ จะถูกออกซิไดซ์และเปลี่ยนรูปเป็นสารหนูที่ละลายน้ำและแพร่กระจายต่อไป

นอกจากนี้เมื่อสารประกอบของสารหนูซึมผ่านไปยังบริเวณที่มีดินโคลน ก็จะเกิดการดูดซับ (adsorption) และคีเลชัน (chelation) แล้วตกตะกอน ถ้าบริเวณนั้นมีสารประกอบอินทรีย์พวกฮิวมิก (humic) สะสมอยู่ สารหนูก็จะถูกดูดซับไว้เช่นกัน กระบวนการนี้จะเกิดได้ดีในสภาวะ pH ที่ เป็นกลางระหว่าง 5 ถึง 7 (Mok and Wai, 1994)

#### 1.3.4 ธรณีเคมีของสารหนูในน้ำใต้ดิน

ในการศึกษาการแพร่กระจายของสารหนูในน้ำใต้ดิน จำเป็นต้องรู้ถึงแหล่งกำเนิดของสารหนูและกระบวนการทางธรณีเคมีที่มีผลต่อการเคลื่อนที่ของสารหนู ซึ่งกระบวนการทางธรณีเคมีของสารหนูในน้ำใต้ดินจะถูกควบคุมโดยปัจจัยต่อไปนี้

- 1) รีดอกซ์โพเทนเชียล (redox potential)
- 2) การดูดซับและการคาย (adsorption & desorption)
- 3) การตกตะกอนและการละลาย (precipitation & dissolution)
- 4) แหล่งกำเนิด (source)
- 5) ความเป็นกรด-ด่าง (pH)
- 6) รูปแบบของสารหนู (arsenic speciation)
- 7) อีออนอื่นๆ (competing ions) ซึ่งส่งผลต่อการตกตะกอนของสารหนู
- 8) การเปลี่ยนแปลงเนื่องจากกระบวนการทางชีวภาพ (biological transformation)

## 1.4 การไหลของน้ำใต้ดิน

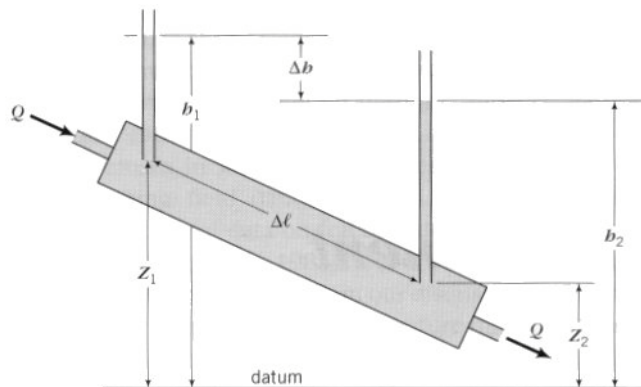
### 1.4.1 กฎของดาร์ซี (Darcy's law)

ในปี ค.ศ. 1856 Henry Darcy วิศวกรชาวฝรั่งเศสได้ทดลองหาอัตราการไหลของน้ำผ่านวัตถุที่มีความพรุน (รูปที่ 1-5) พบว่า อัตราการไหลของน้ำ ผ่านพื้นที่หน้าตัด เป็นสัดส่วนโดยตรงกับความแตกต่างของระดับน้ำ ( $h_2 - h_1$ ) แต่เป็นสัดส่วนผกผันกับระยะทางของการไหล ( $l_2 - l_1$ ) (Wang and Anderson, 1982) ดังสมการ 1-1 และ 1-2 ตามลำดับ

$$Q = -KA \frac{h_2 - h_1}{l_2 - l_1} \quad (1-1)$$

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (1-2)$$

สัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน (hydraulic conductivity;  $K$ ) เป็นค่าคงที่เฉพาะตัวของตัวกลางพรุนหรือวัตถุพรุนหนึ่งๆ มีหน่วยเป็นความเร็ว (ระยะทางต่อเวลา) เครื่องหมายลบหมายถึง น้ำมีการไหลจากจุดที่สูงไปยังที่มีระดับต่ำกว่า



รูปที่ 1-5 แผนภาพแสดงการทดลองของดาร์ซี (Dominico and Schwartz, 1998)

สมการ 1-2 อาจเขียนในรูปของอัตราการไหลต่อหน่วยพื้นที่ ซึ่งเป็นอัตราการไหลจำเพาะ หรือเรียกว่า ความเร็วดาร์ซี (Darcy velocity) ดังสมการ 1-3 ความเร็วในการไหลของน้ำต่อหน่วยพื้นที่ ( $v$ ) เป็นสัดส่วนโดยตรงกับค่าความลาดชันชลศาสตร์ (hydraulic gradient;  $\frac{dh}{dl}$ ) หรือความแตกต่างของแรงดันของน้ำต่อหน่วยระยะทาง

$$v = -K \frac{dh}{dl} \quad (1-3)$$

เมื่อ	$v$	คือ	ความเร็วการไหลของน้ำในวัตถุพรุน [ระยะทางต่อเวลา]
	$K$	คือ	สัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน [ระยะทางต่อเวลา]
	$dh/dl$	คือ	การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำระหว่างจุด 2 จุดที่น้ำไหลผ่าน

สมการ 1-3 ใช้ได้ในกรณีที่เป็นการไหลแบบราบเรียบ (laminar flow) และความเร็วของการไหลนี้ไม่ใช่ค่าความเร็วการไหลจริง เนื่องจากในการคำนวณหาความเร็วที่แท้จริงต้องใช้ความเร็วของการไหลซึม (seepage velocity) ซึ่งเป็นค่าความเร็วเฉลี่ยที่ปริมาณน้ำทั้งหมดที่ไหลผ่านช่องว่างที่อยู่ในชั้นหินอุ้มน้ำ ช่องว่างหรือรูพรุนจะมีขนาดเล็กมาก ดังนั้นความเร็วที่ได้จากกฎของดาร์ซีจะต่ำกว่าความเร็วจริง ความสัมพันธ์ระหว่างความเร็วจริงและความเร็วดาร์ซี เขียนได้ ดังนี้

$$v_{real} = \frac{v_{darcy}}{n_e} \quad (1-4)$$

เมื่อ	$v_{real}$	คือ	ความเร็วจริง
	$v_{darcy}$	คือ	ความเร็วดาร์ซี
	$n_e$	คือ	ค่าความพรุนประสิทธิผลของหิน (effective porosity)

#### 1.4.2 กฎการอนุรักษ์มวลสาร (Principle of Mass Conservation)

ตามกฎการอนุรักษ์มวลสารหรือกฎทรงมวล (Continuity Equation) อัตราการไหลเข้าของมวลสารในหนึ่งหน่วยปริมาตรของตัวกลางพรุนลบด้วยอัตราการไหลออก เท่ากับอัตราการเปลี่ยนแปลงปริมาตรการกักเก็บ (Fetter, 1994) ดังสมการ 1-5

$$\begin{aligned} \text{การไหลเข้า} - \text{การไหลออก} &= \text{การเปลี่ยนแปลงปริมาตรการกักเก็บ} & (1-5) \\ (\text{Inflow}) & \quad (\text{outflow}) & \quad (\text{change in storage}) \end{aligned}$$

ปริมาตรการกักเก็บในชั้นหินอุ้มน้ำจะแตกต่างกันระหว่างชั้นหินอุ้มน้ำที่มีแรงดันและไร้แรงดัน ต้องพิจารณาดังต่อไปนี้

1) ชั้นหินอุ้มน้ำมีแรงดัน (confined aquifer) เป็นชั้นหินอุ้มน้ำที่ถูกรองรับและปิดทับด้วยชั้นหินทึบน้ำ (ในธรรมชาติไม่มีชั้นหินทึบน้ำที่แท้จริง ชั้นหินทึบน้ำส่วนใหญ่จะยอมให้น้ำซึมผ่านได้ต่ำหรือต่ำมาก) ความดันน้ำในชั้นหินอุ้มน้ำจะมีค่าสูงกว่าความดันบรรยากาศ น้ำจะถูกเติมเข้าหรือปล่อยออกจากชั้นหินอุ้มน้ำขึ้นอยู่กับการเปลี่ยนแปลงของแรงดัน ภายใต้เงื่อนไขนี้จะ

ทำให้เกิดการอัดตัวของหิน และการขยายตัวของน้ำในช่องว่าง เมื่อระดับของน้ำลดลงแรงดันของน้ำจะลดลงด้วย แต่ชั้นหินอุ้มน้ำยังคงอัดตัว ปริมาณของน้ำที่ถูกปล่อยออกมาจากหนึ่งหน่วยปริมาตรของชั้นหินอุ้มน้ำเมื่อระดับของน้ำลดลงหนึ่งหน่วย เรียกว่า การกักเก็บจำเพาะ (specific storage,  $S_s$ ) ซึ่งมีหน่วยต่อระยะทาง ( $L^{-1}$ )

2) ชั้นหินอุ้มน้ำไร้แรงดัน (unconfined aquifer) เป็นชั้นหินอุ้มน้ำที่อยู่ใต้เขตสัมผัสอากาศ เมื่อน้ำถูกปล่อยออกมาจากชั้นหินอุ้มน้ำจะทำให้ระดับน้ำใต้ดินลดลงเนื่องจากแรงดันลดลง ปริมาตรของน้ำที่ปล่อยออกจากชั้นหินให้น้ำภายใต้แรงโน้มถ่วงของโลกต่อหนึ่งหน่วยความหนาเมื่อ เฮด<sup>2</sup> (head) ของน้ำลดลงหนึ่งหน่วย เรียกว่าค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บของชั้นหินให้น้ำไร้แรงดัน (specific yield,  $S_y$ )

กระบวนการข้างต้นจะสัมพันธ์กับพฤติกรรมของปริมาตรของชั้นหินอุ้มน้ำ ซึ่งปริมาณนี้จะสัมพันธ์กับปริมาตรของน้ำที่ปล่อยออกมาจากความหนาทั้งหมดของชั้นหินอุ้มน้ำ ค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ storage coefficient ( $S$ ) จะอยู่ในเทอมข้างต้น สำหรับหินอุ้มน้ำที่มีความหนา  $b$  จะมีค่าสัมประสิทธิ์การกักเก็บ ดังนี้

$$\text{หินอุ้มน้ำมีแรงดัน:} \quad S = S_s b \quad (1-6)$$

$$\text{หินอุ้มน้ำไร้แรงดัน:} \quad S = S_y + S_s b \quad (1-7)$$

ซึ่งในชั้นหินอุ้มน้ำไร้แรงดัน ค่าของ  $S_y$  จะมีค่าสูงกว่าค่าของ  $S_s$  มาก ดังนั้นค่า  $S$  ของชั้นน้ำนี้จะมีค่าใกล้เคียงกับค่า  $S_y$

### 1.4.3 ระบบการไหลของน้ำใต้ดิน

ระบบการไหลของน้ำใต้ดิน ขึ้นกับสภาพสิ่งแวดล้อมทางอุทกธรณีวิทยา (hydro-geologic environments) ซึ่งประกอบด้วย สภาพภูมิอากาศ สภาพภูมิประเทศ สภาพธรณีวิทยา อุทกธรณีเคมี และข้อมูลที่เป็นองค์ประกอบของวัฏจักรของน้ำในระบบอุทกวิทยาอื่นๆ การวิเคราะห์ระบบการไหลของน้ำใต้ดินจะต้องใช้ข้อมูลเหล่านี้ร่วมกับข้อมูลศาสตร์การไหลของน้ำใต้ดินในแอ่งกักเก็บ หากพิจารณาในเชิงคณิตศาสตร์ สามารถจำแนกระบบการไหลของน้ำใต้ดินในแอ่งกักเก็บได้เป็น 3 ระบบ (รูปที่ 1-6) (Toth, 1963) ดังนี้

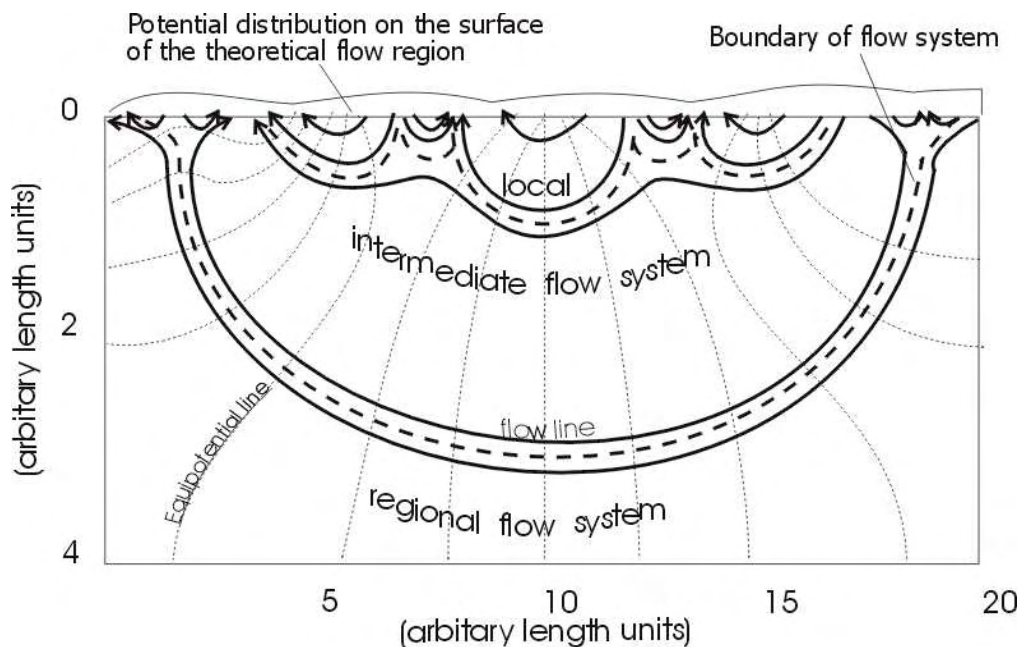
1) ระบบการไหลเฉพาะแห่ง (local flow system) เป็นการไหลของน้ำในระดับดินผิวน้ำที่รับน้ำและพื้นที่สูญเสียน้ำอยู่ในระยะใกล้กันทำให้ระยะทางและเวลาการไหลสั้น การเปลี่ยน

<sup>2</sup> เฮด (Head) คือ ระดับน้ำใต้ดินที่เกิดจากแรงดันภายในชั้นหินให้น้ำ

แปลงทิศทางและอัตราการไหลของน้ำไม่แน่นอนขึ้นอยู่กับความเร็วของการซึมของน้ำเข้าสู่ระบบน้ำใต้ดินและการคายระเหยที่ผิว มีการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในแนวตั้งค่อนข้างสูง

2) ระบบการไหลขนาดกลาง (intermediate flow system) เป็นการไหลของน้ำใต้ดินที่เกิดเป็นบริเวณกว้างขึ้น ระดับน้ำมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลน้อย

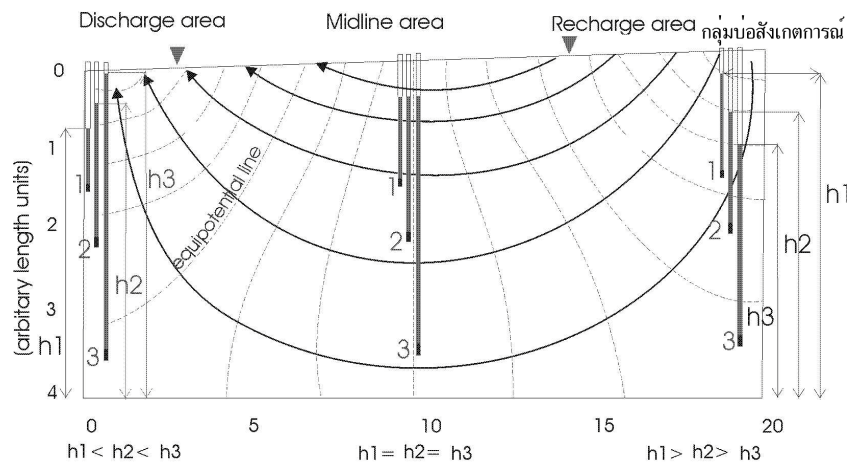
3) ระบบการไหลบริเวณกว้าง (regional flow system) มีพื้นที่รับน้ำเป็นสันปันน้ำของแอ่งกักเก็บและพื้นที่สูญเสียน้ำเป็นบริเวณที่มีระดับภูมิประเทศต่ำที่สุดของแอ่งน้ำใต้ดิน มีระยะการไหลที่ไกลและลึก อัตราการไหลช้า อุณหภูมิของน้ำค่อนข้างสูง



รูปที่ 1-6 แผนภาพแสดงระบบการไหลของน้ำใต้ดิน (Toth, 1963)

ระบบการไหลของน้ำใต้ดินในแต่ละระบบประกอบด้วยพื้นที่ 3 ส่วน คือ พื้นที่รับน้ำ (recharge area) เป็นพื้นที่ที่น้ำใต้ดินไหลลง พื้นที่ปันน้ำ (midline flow) เป็นพื้นที่ที่น้ำใต้ดินไหลในแนวราบ และพื้นที่สูญเสียน้ำ (discharge area) เป็นพื้นที่ที่น้ำใต้ดินไหลขึ้น แต่ละระบบการไหลของน้ำใต้ดินมีความสัมพันธ์กับพื้นที่รับน้ำและพื้นที่สูญเสียน้ำ (รูปที่ 1-7) ซึ่งเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลหรือเวลา





รูปที่ 1-7 แผนภาพแสดงลักษณะการไหลและระดับน้ำใต้ดินในพื้นที่รับน้ำ พื้นที่ปันน้ำ และพื้นที่สูญเสีย (เกรียงศักดิ์ ศรีสุข, 2543 ดัดแปลงจาก Toth, 1963)

## 1.5 การเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนในน้ำใต้ดิน

กระบวนการการเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนในน้ำใต้ดินที่สำคัญ มี 3 กระบวนการ (Rogers, 1989) คือ

**Advection** เป็นกระบวนการพามวลสารไปพร้อมกับการเคลื่อนที่มวลน้ำอันเนื่องมาจากความแตกต่างของระดับน้ำ โดยผ่านไปตามรูพรุนของชั้นหินที่มวลน้ำมีการไหลผ่าน โดยชั้นหินให้น้ำที่มีค่าการซึมผ่านได้สูง เช่น ทราย หรือกรวด จะมีการเคลื่อนที่แบบนี้จะเป็นการเคลื่อนที่หลัก (Spitz and Marenco, 1996)

**Dispersion** เป็นการที่มวลสารค่อย ๆ แพร่กระจายไปในมวลน้ำ เป็นการแพร่กระจายที่ไปในทิศทางเดียวกันและในแนวขวางของทิศทางกรไหล ซึ่งเป็นผลจากการความเร็วของการไหลของน้ำและการแพร่ (diffusion) จากบริเวณที่ความเข้มข้นของสารปนเปื้อนสูงไปยังบริเวณที่มีความเข้มข้นของสารปนเปื้อนต่ำ (Spitz and Marenco, 1996)

**Sorption** มี 2 แบบ คือการดูดซับ (adsorption) และการคาย (desorption) โดยที่ adsorption เป็นกระบวนการที่มวลสารถูกหน่วงเหนี่ยวให้เคลื่อนที่ช้าลง หรือลดความเข้มข้นลงด้วยการยึดติดของโมเลกุล หรือพันธะทางเคมี กับผิวของอนุภาคของชั้นหินให้น้ำ ส่วน desorption คือ การเพิ่มขึ้นของมวลสารในน้ำเนื่องจากการสลายตัวจากสถานะที่เป็นของแข็ง ระดับการ sorption ของทั้งสองกระบวนการนี้เป็นผลโดยตรงมาจากกระบวนการธรณีเคมี (geochemical process) ต่างๆ เช่น pH อุณหภูมิ สารประกอบอื่นๆ องค์ประกอบของชั้นหินให้น้ำ

## 1.6 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ เป็นเครื่องมือชนิดหนึ่งที่ถูกสร้างขึ้นมาเพื่อใช้ในการศึกษาและประเมินสภาพของระบบ โดยใช้สมการทางคณิตศาสตร์เป็นตัวอธิบายถึงกระบวนการต่างๆ ที่เกิดขึ้นในระบบหรือจำลอง (simulate) พฤติกรรมของกระบวนการที่เกิดขึ้น เพื่อใช้ทำนายหรือพยากรณ์ เหตุการณ์ที่ยังไม่เกิดขึ้น (Alain and Monika , 1998 )

### 1.6.1 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของน้ำใต้ดิน (Groundwater Mathematical Model)

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของน้ำใต้ดิน เป็นแบบจำลองที่นำวิธีทางคณิตศาสตร์มาคำนวณและวิเคราะห์ทิศทาง ขนาดและพฤติกรรมการไหลของน้ำใต้ดินรวมถึงการเคลื่อนที่ของมวลสารในน้ำใต้ดิน แทนแบบจำลองทางกายภาพ แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ประกอบด้วย ชุดสมการทางคณิตศาสตร์ที่ใช้จำลองคุณสมบัติทางอุทกธรณีของพื้นที่ศึกษา โดยการนำเอาสมการที่เกี่ยวข้องกับระดับน้ำและการไหลของน้ำใต้ดินภายในขอบเขตที่ต้องการศึกษามาใช้ในการคำนวณ

ลักษณะของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์มี 2 ประเภท (ฉลง บัวผัน, 2538) คือ แบบจำลองเชิงวิเคราะห์ (analytical model) และแบบจำลองเชิงตัวเลข (numerical model) ซึ่งการใช้งานจะขึ้นอยู่กับลักษณะความซับซ้อนของสภาวะเริ่มต้น (initial condition) กล่าวคือแบบจำลองเชิงวิเคราะห์มักจะใช้กับชั้นน้ำที่มีระบบไม่ซับซ้อนหรือชั้นน้ำมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกันตลอด โดยสร้างสมการความสัมพันธ์ทางคณิตศาสตร์ที่เหมาะสมเพื่อวิเคราะห์หาผลเฉลย โดยทั่วไปแบบจำลองเชิงวิเคราะห์นี้จะใช้สำหรับออกแบบและคำนวณเบื้องต้น หรือตรวจสอบแบบจำลองเชิงตัวเลข แต่ในสภาพความเป็นจริงมีความซับซ้อน เช่น ดินไม่เป็นเนื้อเดียวกันทั้งพื้นที่ ลักษณะการไหลไม่ได้ไปในทิศทางเดียวกัน ความเร็วในการไหลก็แตกต่างกัน ดังนั้นเงื่อนไขขอบเขตและค่าสัมประสิทธิ์ของตัวแปรในสมการจึงมีความแตกต่างกัน จึงต้องมีการกำหนดค่าเริ่มต้นทุกจุดในแต่ละช่วงเวลาและพื้นที่ (time and space) แตกต่างกันไป จากนั้นทำการประมาณค่าโดยใช้ชุดสมการอนุพันธ์ย่อยแบบต่อเนื่อง เรียกว่าแบบจำลองเชิงตัวเลข ซึ่งจะใช้ในกรณีที่ระบบชั้นน้ำมีความซับซ้อนและแบ่งออกเป็นชั้นๆ วิธีการนี้พื้นที่ของชั้นน้ำจะถูกแบ่งออกเป็นตารางย่อยๆ จำนวนมาก โดยแบ่งเป็นรูปสี่เหลี่ยมในกรณีใช้วิธีไฟไนต์ดิฟเฟอเรนซ์ (finite-differential method) และรูปสามเหลี่ยมหรือรูปสี่เหลี่ยม ในกรณีใช้วิธีไฟไนต์เอลิเมนต์ (finite-element method) ช่วงเวลาที่จะถูกแบ่งออกเป็นช่วงเวลาย่อยๆ โดยมีสมการพีชคณิต (algebra) หรือชุดสมการของตัวมันเอง จากนั้นแก้สมการโดยใช้วิธีทางเมตริก (matrix method) เนื่องจากวิธีการนี้ใช้ระบบสมการที่ซับซ้อน ในปัจจุบันคอมพิวเตอร์จึงเป็นเครื่องมือที่ลดความยุ่งยากและเพิ่มความสะดวกรวดเร็วในการคำนวณ (Domenico and Schwartz, 1998)

อย่างไรก็ดีการสร้างแบบจำลองให้สมบูรณ์เหมือนสภาพจริงนั้นไม่สามารถทำได้ หากไม่มีการสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ของสภาพพื้นที่ เพื่อช่วยทำให้ระบบมีความง่ายและจัดระบบของข้อมูลที่เกี่ยวข้องให้อยู่ในรูปที่พร้อมจะวิเคราะห์ได้ ถ้าแบบจำลองเชิงมโนทัศน์มีความใกล้เคียงกับสภาพธรรมชาติมากเท่าไร ความถูกต้องของแบบจำลองเชิงตัวเลขก็จะเพิ่มมากขึ้น

### 1.6.2 แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของการเคลื่อนที่มวลสาร (Mass Transportation Model)

แบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน เป็นเครื่องมือสำคัญที่ใช้ในการพยากรณ์ปริมาณการใช้น้ำ (Rogers, 1989) ทำให้เรารู้ทิศทางของการไหล และปริมาณของน้ำใต้ดิน ซึ่งขึ้นอยู่กับสภาพทางอุทกวิทยา มีรูปแบบการไหลอย่างเป็นระบบ ซึ่งมีลักษณะเปลี่ยนแปลงไปตามเวลา คือ มวลน้ำมีการเคลื่อนที่เมื่อเวลาผ่านไป อย่างไรก็ตามเราไม่สามารถพยากรณ์การเคลื่อนที่ของมวลสารในน้ำใต้ดินได้โดยใช้แบบจำลองของการไหลเพียงอย่างเดียว เนื่องจากความเร็วของการไหลของน้ำใต้ดินหรือสภาพทางอุทกวิทยาเป็นเพียงแค่ตัวแปรหนึ่ง สารปนเปื้อนอาจไม่ได้เคลื่อนที่หรือไหลไปพร้อมกับน้ำ ทั้งนี้เพราะยังมีกระบวนการทางธรณีเคมีอื่นๆ เข้ามาเกี่ยวข้อง (Pinder, 1988) ดังนั้นจึงต้องเข้าใจกระบวนการทางธรณีเคมีซึ่งเป็นกลไกในการเคลื่อนที่ของมวลสาร

แบบจำลองทางคณิตศาสตร์การเคลื่อนที่ของมวลสาร ประกอบด้วย ชุดสมการทางคณิตศาสตร์ ที่ใช้จำลองคุณสมบัติทางอุทกธรณีเคมีของพื้นที่ศึกษา เช่นเดียวกับแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของน้ำใต้ดิน โดยการนำเอาสมการที่เกี่ยวข้องกับความเข้มข้นของปริมาณมวลสารและกระบวนการต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับการเคลื่อนที่ของมวลสารภายในขอบเขตที่ต้องการศึกษามาใช้ในการคำนวณ ดังนั้นในการทำแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ในเรื่องการเคลื่อนที่ของมวลสารในน้ำใต้ดิน จะต้องเข้าใจกระบวนการทางธรณีเคมีทั้งหมด เพราะแต่ละกระบวนการจะมีความสำคัญต่อการเคลื่อนที่ของสารแต่ละชนิดไม่เท่ากัน เช่น

- มวลสารอิสระที่ละลายอยู่ในน้ำจะมีกระบวนการการเคลื่อนที่ที่สำคัญคือ advection ซึ่งเกิดขึ้นจากการไหลของน้ำใต้ดิน รองลงมา คือ dispersion ที่เกิดจากกระบวนการพลวัตทางอุทกศาสตร์ (hydrodynamic) นอกจากนี้ยังต้องศึกษาถึงกระบวนการ sorption และกระบวนการ decay ด้วย เนื่องจากกระบวนการเหล่านี้ทำให้เกิดการหน่วงเหนี่ยวของมวลสาร ทำให้เคลื่อนที่ได้ช้าลง ส่วนกระบวนการฟุ้งกระจาย (diffusion) และการเคลื่อนที่อันเนื่องมาจากแรงโน้มถ่วงค่อนข้างคงที่ และไม่มีนัยสำคัญ (Burger *et al.*, 1989)
- มวลสารที่เป็น non-reactive solutes จะมีที่เกี่ยวข้องเพียง 2 กระบวนการหลัก คือ advection และ dispersion ในสภาพปกติ การเคลื่อนที่ของมวลสารจะ

เป็นแบบ dispersion แต่ถ้ามวลสารเจือปนอยู่ในพวกตะกอนเหลวๆ กระบวนการ advection ก็จะมีผลมากกว่า (Konikow, 1987)

- มวลสารที่เป็น reactive solutes จะมีสภาวะทางเคมี-กายภาพ (physicochemical condition) เข้ามาควบคุมกระบวนการทางเคมีและธรณีเคมี เช่น การย่อยสลาย (degradation) หรือการหน่วง (retardation) ของมวลสารที่สนใจ ในบางกรณีกระบวนการเหล่านี้ อาจจะมีความสำคัญกว่ากระบวนการ advections หรือ dispersion ถ้าหากมีการพิจารณา fate ของมวลสารด้วย (Konikow, 1987)

การทำแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของการเคลื่อนที่ของมวลสารในน้ำใต้ดินจึงต้องทำความเข้าใจกับกระบวนการหรือกลไกต่างๆ ในการเคลื่อนที่ของมวลสารก่อน เพื่อพัฒนาแบบจำลองให้สามารถทำนายได้แม่นยำและถูกต้องมากยิ่งขึ้น

### 1.6.3 สมการคณิตศาสตร์ที่เกี่ยวข้องกับการไหลของน้ำใต้ดิน

ความเร็วในการไหลของน้ำใต้ดินสามารถคำนวณได้จากกฎของดาร์ซี ซึ่งเป็นความสัมพันธ์ระหว่าง ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านของหิน (hydraulic conductivity,  $K$ ) และค่าความแตกต่างของระดับน้ำต่อหน่วยระยะทาง (hydraulic gradient) ดังได้กล่าวไว้ในหัวข้อ 1.3 (สมการที่ 1-3) และจากความสัมพันธ์ระหว่างค่าความเร็วของดาร์ซีกับความพรุนให้ผลของหิน (ปริมาตรช่องว่างในชั้นหินที่มีผลต่อการเคลื่อนที่ของน้ำต่อปริมาตรหินโดยรวม) ดังที่อธิบายไว้ในสมการที่ 1-4 สามารถเขียนใหม่ได้ดังสมการที่ 1-8

$$V = \frac{K}{n} \cdot \frac{\partial h}{\partial l} \quad (1-8)$$

เมื่อ	$V$	คือ	ความเร็วจริงเฉลี่ยของน้ำในช่องว่างที่ติดต่อกัน (Seepage Velocity) [LT <sup>-1</sup> ]
	$K$	คือ	ค่าสัมประสิทธิ์การซึมผ่านของชั้นหินอุ้มน้ำนั้นๆ (Hydraulic Conductivity) [LT <sup>-1</sup> ]
	$n$	คือ	ค่าความพรุนให้ผลของหิน (effective porosity)
	$\frac{\partial h}{\partial l}$	คือ	การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำระหว่างจุด 2 จุดที่น้ำไหลผ่าน (hydraulic gradient)

แบบจำลองเชิงตัวเลขได้ถูกนำมาใช้ในการแก้ปัญหาการจำลองการไหลน้ำใต้ดิน โดยใช้สมการหลัก 2 สมการ คือ สมการสมดุล (water balance equation) และกฎของดาร์ซี เพื่อประยุกต์ให้ได้สมการการไหลทั่วไปของน้ำใต้ดินที่มีความหนาแน่นคงที่ ผ่านตัวกลางซึ่งมีคุณสมบัติเป็น heterogeneous และ anisotropic ภายใต้สภาวะที่มีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา ดังสมการที่ 1-9 (ดูรายละเอียดที่มาของสมการ ในภาคผนวก ข)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad (1-9)$$

เมื่อ	$K_x, K_y, K_z$	คือ	ค่าสัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน ในแนว x, y และ z [ $L T^{-1}$ ]
	h	คือ	potentiometric head [L]
	$S_s$	คือ	สัมประสิทธิ์การกักเก็บน้ำ (specific storage) [ $L^{-1}$ ]
	t	คือ	เวลา
	R	คือ	ปริมาณน้ำเข้า/ออกระบบต่อหน่วยปริมาตรของชั้นหินอุ้มน้ำต่อหน่วยเวลาที่จุดเติมน้ำ/สูบน้ำ [ $T^{-1}$ ]

การแก้สมการการไหลของน้ำใต้ดินทางคณิตศาสตร์เชิงตัวเลข จำนวนได้หลายวิธี บางปัญหาที่สามารถคำนวณได้โดยใช้วิธีใดวิธีหนึ่งเพียงวิธีเดียว บางปัญหาที่ต้องใช้หลายวิธีร่วมกัน เช่น Direct Integration, Ordinary Differential Equation (ODE), Separation of Variables, Laplace Transform, Fourier Transform, Schwarz Christoffel's Transformation หรือวิธีอื่นๆ

วิธีวิเคราะห์โดยการแก้สมการอนุพันธ์ย่อย เป็นวิธีการให้ผลเฉลยในรูปสมการพีชคณิต ซึ่งสามารถหาคำตอบแบบ exact solution แต่จะใช้ได้กับกรณีที่สภาพพื้นที่ไม่ยุ่งยาก ชั้นหินอุ้มน้ำมีลักษณะเป็นเนื้อเดียวกันตลอด และเป็นวิธีการที่ใช้ประเมินหรือคำนวณเบื้องต้น ส่วนวิธีการเชิงตัวเลข (numerical methods) ที่นำคณิตศาสตร์เชิงตัวเลข (numerical analysis) มาประยุกต์ใช้ในการแก้สมการ มี 4 วิธี คือ Finite Difference method, Finite Element Method, Boundary Element Method และ Hybrid Numerical-Analytical Method ซึ่งในแต่ละวิธีก็มีเงื่อนไขและขอบเขตแตกต่างกันไป

### 1.6.4 สมการการเคลื่อนที่ของมวลสารในน้ำใต้ดิน

การคำนวณและการจำลองการเคลื่อนที่ของมวลสารในน้ำใต้ดิน ขึ้นอยู่กับการจำลองการไหลของน้ำเป็นหลัก แล้วอาศัยลักษณะการแพร่และการกระจายของมวลสารเข้ามารวม ดังนั้นความเข้มข้นของมวลสารที่เคลื่อนที่ได้ในเวลาต่างๆ สามารถคำนวณได้จาก สมการ ที่ 1-10

$$\frac{\partial(\theta C^k)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial X_i} \left[ \theta D_{ij} \frac{\partial C^k}{\partial X_j} \right] - \frac{\partial}{\partial X_i} (\theta V_i C^k) + q_s C_s^k + \sum_{n=1}^N R_n \quad (1-10)$$

เมื่อ	$C^k$	คือ	ความเข้มข้นของมวลสาร k ที่ละลายในน้ำ [ $ML^{-3}$ ]
	$\theta$	คือ	ความพรุนของหิน [ไม่มีหน่วย]
	$t$	คือ	เวลา
	$X_i$	คือ	ระยะทาง [L]
	$D_{ij}$	คือ	สัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย (hydrodynamic dispersion coefficient) [ $L^2T^{-1}$ ]
	$V_i$	คือ	ความเร็วจริงเฉลี่ยของน้ำใต้ดิน (linear pore water velocity) [ $LT^{-1}$ ]
	$q_s$	คือ	อัตราการไหลของน้ำที่ไหลเข้า (source, +) หรือไหลออก (sink, -) ต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของชั้นหินอุ้มน้ำ [ $T^{-1}$ ]
	$C_s^k$	คือ	ความเข้มข้นของมวลสาร k ณ จุดที่เข้าสู่แหล่งน้ำใต้ดิน [ $ML^{-3}$ ]
	$R_n$	คือ	มวลสาร k ที่เกิดจากปฏิกิริยาทางเคมีขณะที่มีการเคลื่อนที่ [ $ML^{-3}T^{-1}$ ]

สมการที่ 1-10 เป็นสมการสมดุลของมวลสารในระบบ หมายถึงการเปลี่ยนแปลงของความเข้มข้นของมวลสารในแต่ละหน่วยเวลาในจะเท่ากับการเปลี่ยนแปลงของมวลสารจากการแพร่กระจาย ลบด้วยอัตราการพามวลสารจากจุดนั้น บวกด้วยการเพิ่มเติมมวลสารเข้าไปในระบบ หรือลบด้วยการไหลออกของมวลสารจากระบบ และรวมกับปฏิกิริยาทางเคมีต่างๆ ที่มีผลทำให้มวลสารลดหรือเพิ่มปริมาณ หน่วงหรือเร่งความเร็วในการเคลื่อนที่

โดยสามารถแบ่งย่อยๆ ตามลักษณะของการเคลื่อนที่ได้ดังนี้

$\frac{\partial(\theta C^k)}{\partial t}$	หมายถึง	อัตราการเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของมวลสารในระบบของแต่ละช่วงเวลา (change in storage)
$\frac{\partial}{\partial X_i} \left[ \theta D_{ij} \frac{\partial C^k}{\partial X_j} \right]$	หมายถึง	อัตราการเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของมวลสารอันเนื่องจากการแพร่กระจาย (dispersion and diffusion)
$-\frac{\partial}{\partial X_i} (\theta V_i C^k)$	หมายถึง	อัตราการเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของมวลสารอันเนื่องจากการพา (advection in/outflow)
$q_s C_s^k$	หมายถึง	การเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของมวลสารอันเนื่องจากการไหลเข้าหรือออกของมวลสาร (source/sink)
$\sum_{n=1}^N R_n$	หมายถึง	การเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของมวลสารอันเนื่องจากปฏิกิริยาทางเคมี (chemical reaction)

พจน์ทางซ้ายมือของสมการที่ 1-10 สามารถแบ่งย่อยออกเป็น 2 พจน์ ดังนี้

$$\frac{\partial(\theta C^k)}{\partial t} = \theta \frac{\partial C^k}{\partial t} + C^k \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1-11)$$

พจน์ของ  $\frac{\partial \theta}{\partial t}$  หมายถึงอัตราของความเปลี่ยนแปลงตามเวลาในแหล่งกักเก็บน้ำใต้ดิน มีหน่วยเป็น  $T^{-1}$  สามารถเขียนแทนด้วย  $q'_s$  นำไปแทนที่ใน สมการที่ 1-11 ได้ดังนี้

$$\frac{\partial(\theta C^k)}{\partial t} = \theta \frac{\partial C^k}{\partial t} + q'_s C^k \quad (1-12)$$

สำหรับการเปลี่ยนแปลงความเข้มข้นของมวลสารอันเนื่องมาจากปฏิกิริยาทางเคมี ได้รวมผลของปฏิกิริยาทางชีวเคมีและธรณีเคมีไว้แล้วดังสมการที่ 1-13

$$\sum R_n = -\rho_b \frac{\partial \bar{C}^k}{\partial t} - \lambda_1 \theta C^k - \lambda_2 \rho_b \bar{C}^k \quad (1-13)$$

เมื่อ	$\sum R_n$	คือ	ผลรวมการเปลี่ยนแปลงปริมาณมวลสารอื่นเนื่องจากปฏิกิริยาทางเคมี [ML <sup>-3</sup> T <sup>-1</sup> ]
	$C^k$	คือ	ความเข้มข้นของมวลสาร k ที่ละลายในน้ำ [ML <sup>-3</sup> ]
	$\theta$	คือ	ความพรุนของหิน [ไม่มีหน่วย]
	$\rho_b$	คือ	ค่า bulk density ของชั้นหินใต้น้ำ [ML <sup>-3</sup> ]
	$\lambda_1$	คือ	First order reaction rate ของมวลสารในสถานะสารละลาย [T <sup>-1</sup> ]
	$\lambda_2$	คือ	First order reaction rate ของมวลสารในสถานะของแข็ง [T <sup>-1</sup> ]
	$\bar{C}^k$	คือ	ความเข้มข้นของมวลสาร k ที่ถูกดูดซับไว้ [MM <sup>-1</sup> ]

นำสมการที่ 1-12 และ 1-13 ไปแทนที่ในสมการที่ 1-10 แล้วจัดรูปให้ดูง่ายได้ดังนี้

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} + \rho_b \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial X_i} \left[ \theta D_{ij} \frac{\partial C}{\partial X_{ij}} \right] - \frac{\partial}{\partial X_i} (\theta v_i C) + q_s C_s - q'_s C - \lambda_1 \theta C - \lambda_2 \rho_b \bar{C} \quad (1-14)$$

สมการที่ 1-14 เป็นพื้นฐานของการอนุรักษ์มวลสาร เมื่อเขียนพจน์ทางซ้ายใหม่

$$R \theta \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial X_i} \left[ \theta D_{ij} \frac{\partial C}{\partial X_{ij}} \right] - \frac{\partial}{\partial X_i} (\theta v_i C) + q_s C_s - q'_s C - \lambda_1 \theta C - \lambda_2 \rho_b \bar{C} \quad (1-15)$$

$$\text{โดยที่} \quad R = 1 + \frac{\rho_b}{\theta} \frac{\partial \bar{C}}{\partial C} \quad (1-16)$$

ซึ่ง R จากสมการที่ 1-16 หมายถึงปัจจัยที่เกี่ยวข้องกับการหน่วง (retardation factor) ให้มวลสารเคลื่อนที่ช้าลง



สำหรับค่า  $V_i$  ในสมการที่ 1-15 คือความเร็วของการไหลที่ได้มาจากกฎของ Darcy

เมื่อพิจารณาในพจน์ของการแพร่กระจายหรือ Dispersion ในสมการที่ 1-10 สามารถคำนวณค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายได้ดังนี้

$$D_{xx} = \alpha_L \frac{V_x^2}{|V|} + \alpha_{TH} \frac{V_y^2}{|V|} + \alpha_{TV} \frac{V_z^2}{|V|} + D^* \quad (1-17a)$$

$$D_{yy} = \alpha_L \frac{V_y^2}{|V|} + \alpha_{TH} \frac{V_x^2}{|V|} + \alpha_{TV} \frac{V_z^2}{|V|} + D^* \quad (1-17b)$$

$$D_{zz} = \alpha_L \frac{V_z^2}{|V|} + \alpha_{TV} \frac{V_x^2}{|V|} + \alpha_{TV} \frac{V_y^2}{|V|} + D^* \quad (1-17c)$$

$$D_{xy} = D_{yx} = (\alpha_L - \alpha_{TH}) \frac{V_x V_y}{|V|} \quad (1-17d)$$

$$D_{xz} = D_{zx} = (\alpha_L - \alpha_{TV}) \frac{V_x V_z}{|V|} \quad (1-17e)$$

$$D_{yz} = D_{zy} = (\alpha_L - \alpha_{TV}) \frac{V_y V_z}{|V|} \quad (1-17f)$$

เมื่อ	$D_{ii}$	คือ	ค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย [ $L^2T^{-1}$ ]
	$D_{ij}$	คือ	ค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจายในแนวขวางจาก $i$ ไป $j$ [ $L^2T^{-1}$ ]
	$D^*$	คือ	ค่าสัมประสิทธิ์การฟุ้งกระจายสัมฤทธิ์ผล [effective molecular diffusion coefficient, $L^2T^{-1}$ ]
	$\alpha_L$	คือ	ค่า longitudinal dispersivity [L]
	$\alpha_{TH}$	คือ	ค่า horizontal transverse dispersivity [L]
	$\alpha_{TV}$	คือ	ค่า vertical transverse dispersivity [L]
	$V_x, V_y, V_z$	คือ	ความเร็วการไหลตามแนวแกน X, Y และ Z [ $LT^{-1}$ ]
	$ V $	คือ	อัตราเร็วของการไหล [ $=\sqrt{V_x^2 + V_y^2 + V_z^2}$ , $LT^{-1}$ ]

สำหรับค่าความเข้มข้นของมวลสารที่ถูกดูดซับไว้ หรือ  $\bar{C}$  สามารถแยกคำนวณได้ตามลักษณะการดูดซับ ดังนี้

กรณีการดูดซับเป็นแบบเชิงเส้นตรง (linear sorption isotherm) สามารถอนุมานได้ว่าค่าความเข้มข้นของมวลสารที่ถูกดูดซับจะแปรผันตรงกับค่าความเข้มข้นที่ละลายน้ำของมวลสารนั้น หรือ เขียนเป็นสมการได้ว่า

$$\bar{C} = K_d C \quad (1-18)$$

โดย  $K_d$  หมายถึงค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย (distribution coefficient,  $L^3M^{-1}$ )

กรณีการดูดซับไม่เป็นแบบเชิงเส้นตรง (non-linear sorption isotherm) ซึ่งสามารถแยกย่อยออกได้เป็น 2 กรณีย่อย คือ แบบ Freundlich และ Langmuir โดย

การดูดซับแบบ Freundlich ค่าความเข้มข้นของมวลสารที่ถูกดูดซับดังนี้

$$\bar{C} = K_f C^a \quad (1-19)$$

โดย  $K_f$  หมายถึงค่าคงที่ของ Freundlich ( $L^3M^{-1}$ )<sup>a</sup>

$a$  หมายถึงค่า Freundlich exponent ซึ่งไม่มีหน่วย

ซึ่งค่าคงที่ทั้งสองนี้ได้มาจากการทดลอง

ส่วนการดูดซับแบบ Langmuir สามารถเขียนเป็นสมการได้ดังนี้

$$\bar{C} = \frac{K_l \bar{S} C}{1 + K_l C} \quad (1-20)$$

เมื่อ  $K_l$  หมายถึงค่าคงที่ของ Langmuir ( $L^3M^{-1}$ )

$\bar{S}$  หมายถึงค่าความเข้มข้นทั้งหมดที่มีอยู่ในพื้นที่ ( $MM^{-1}$ )

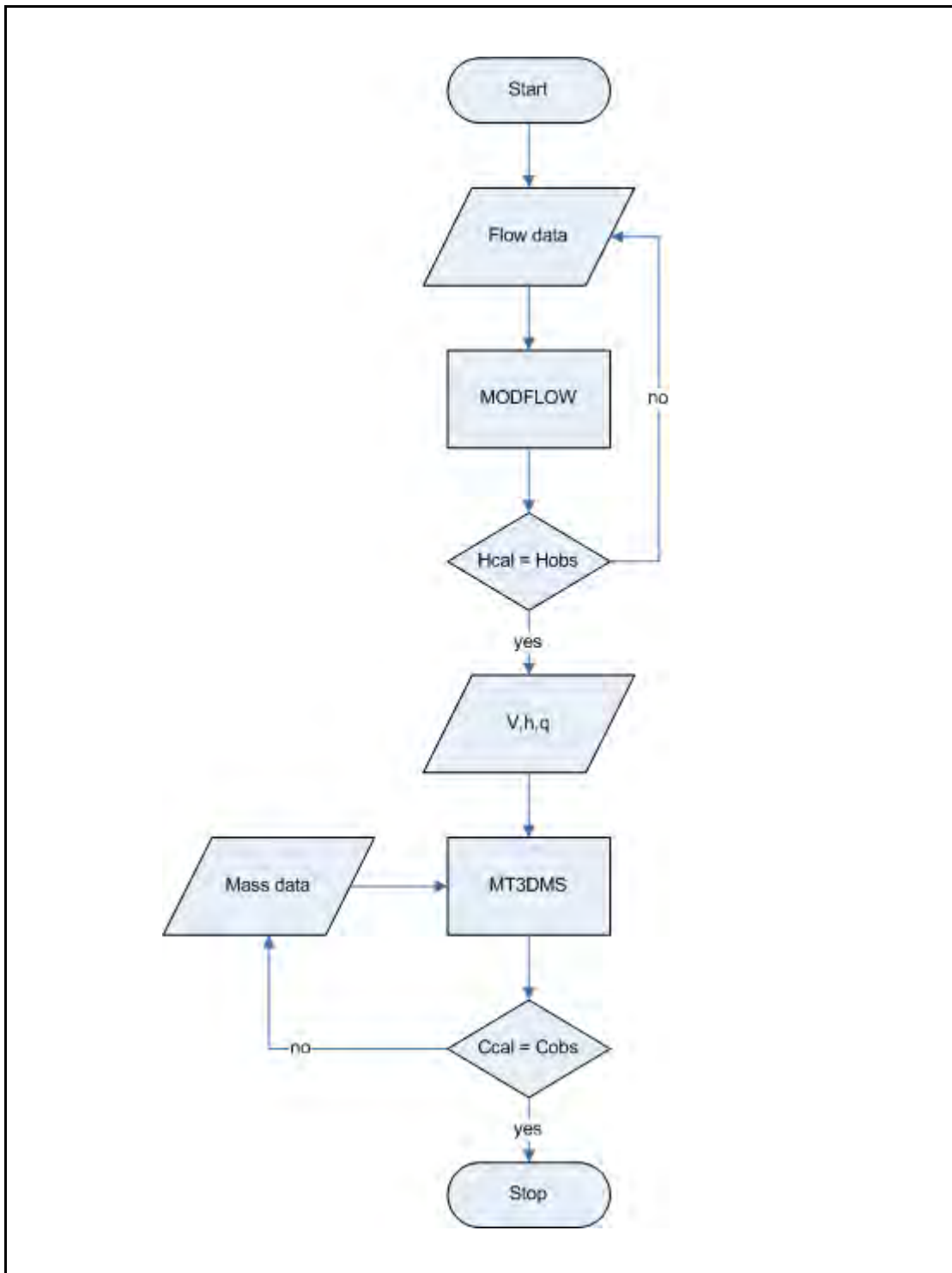
## 1.7 แบบจำลอง ตระกูล MODFLOW

การเลือกใช้โปรแกรมสำหรับแบบจำลองซึ่งมีอยู่หลายโปรแกรมขึ้นกับปัจจัยหลายอย่าง เช่นความถูกต้องในการคำนวณ ประสิทธิภาพ ค่าใช้จ่ายต่างๆ รวมถึงความสามารถในการใช้โปรแกรมของผู้ศึกษา

JICA (1999) ได้เลือก MODFLOW Program มาใช้ในการจำลองการไหลของน้ำใต้ดินใน ต.ร่อนพิบูลย์ ด้วยเหตุผล 3 ข้อคือ

- เป็นแบบจำลอง 3 มิติ
- หาได้ง่าย
- มี Module สำหรับคำนวณเชิงตัวเลข

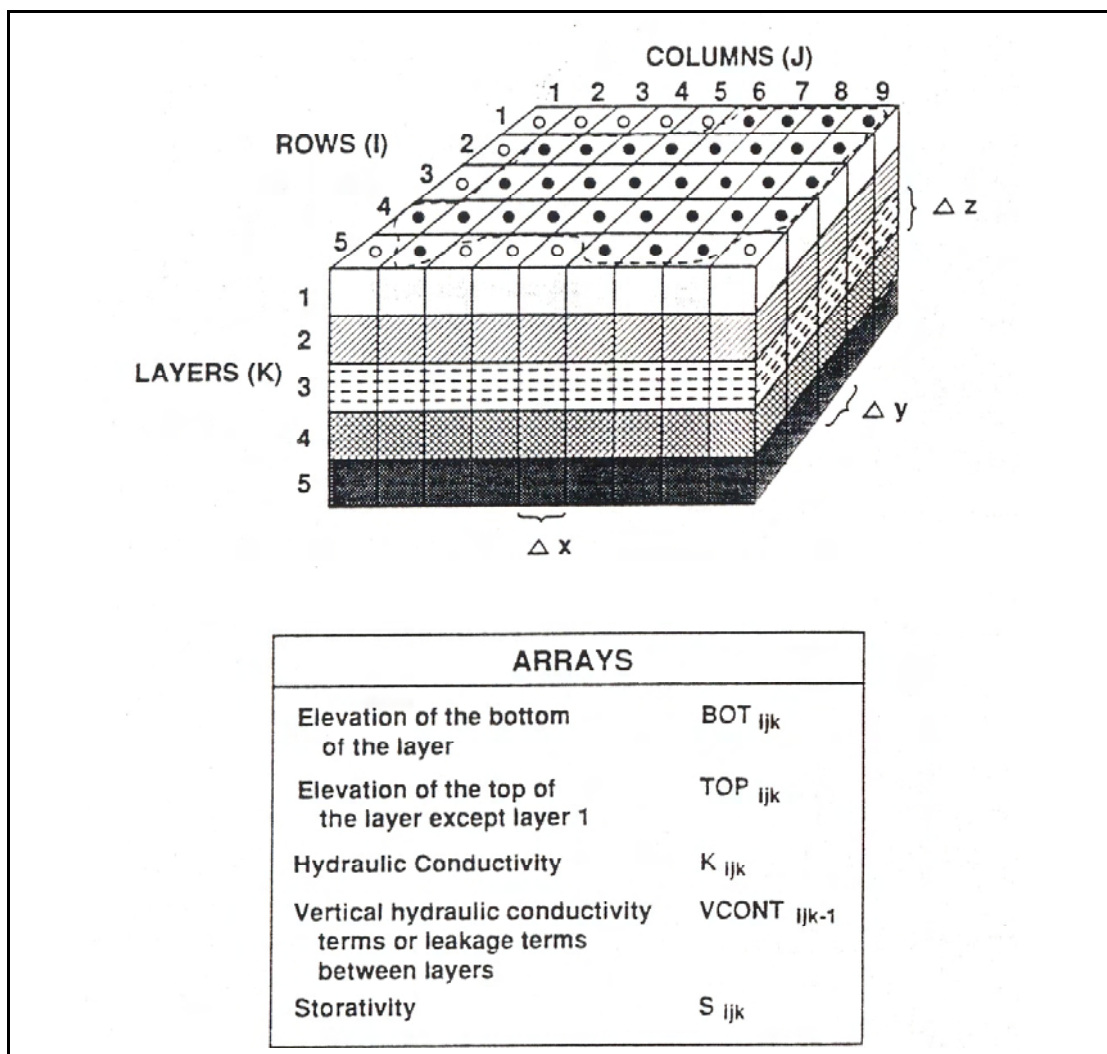
การศึกษาค้นคว้าเลือกใช้โปรแกรมสำเร็จรูป Visual MODFLOW V2.8.1 จัดสร้างโดย Waterloo Hydrogeologic Inc. ประเทศแคนาดา เป็นโปรแกรมในตระกูล MODFLOW (Modular-Three-Dimensional Finite Difference Groundwater Flow Model) เป็นโปรแกรมที่ใช้วิธีการทางตัวเลขในการแก้สมการอนุพันธ์ โดยวิธี Finite Difference เขียนขึ้นโดย US Geological Survey และได้มีการพัฒนาโดยเพิ่มความสะดวกในการป้อนข้อมูล (pre-processing) และการแสดงผล (post-processing) ซึ่งสะดวกและง่ายต่อการใช้งาน คือ Visual MODFLOW จะถูกใช้เป็นโปรแกรมหลักในการคำนวณการไหลของน้ำใต้ดินร่วมกับระบบอุทกวิทยา นอกจากโปรแกรม MODFLOW ที่ใช้ในการคำนวณความเร็วของน้ำแล้ว โปรแกรม post-processing จะใช้แสดงผลของทิศทางการไหลในแนวหลัก (strongest hydraulic gradient direction) ของการจำลองแบบระดับน้ำคงที่ (steady-state simulation) ซึ่งจะมีประโยชน์ในการประยุกต์ใช้เพื่อการศึกษาการแพร่กระจายของการปนเปื้อนของมวลสารในน้ำใต้ดิน โดยโปรแกรม MODPATH ซึ่งรวมอยู่ใน Visual MODFLOW นอกจากนี้โปรแกรม Visual MODFLOW ยังมีโปรแกรมสำหรับการวิเคราะห์และคำนวณการแพร่กระจายของมวลสารและปฏิกิริยาเคมีของมวลสารบางชนิดด้วย ได้แก่ โปรแกรม MT3D (Mass Transport Three-Dimension Model ) ซึ่งได้แสดงความต่อเนื่องระหว่างสองโปรแกรมไว้ในรูปที่ 1-8 โดยที่เริ่มจากการที่ ทำการ Input ข้อมูลต่างๆ เข้าไปในตัวโปรแกรม Visual MODFLOW แล้วทำการ calibrate โมเดล เมื่อได้โมเดล ที่ผ่านการ calibrate เรียบร้อยแล้ว เราจะได้ค่าความเร็วการไหล ค่าระดับน้ำ ค่าปริมาณอัตราการไหล ออกมา ซึ่งจะนำไปใช้เป็น input ต่อใน module ของโปรแกรม MT3D เพื่อทำการจำลองการเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนต่อไป โดยมีการ input ข้อมูลที่เกี่ยวข้องกับการเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนเพิ่มเติม แล้วทำการ calibrate ในส่วนของการเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนและนำโมเดลไปใช้ต่อไป



รูปที่ 1-8 แผนภาพแสดง Flow Chart ของ โปรแกรม Visual MODFLOW

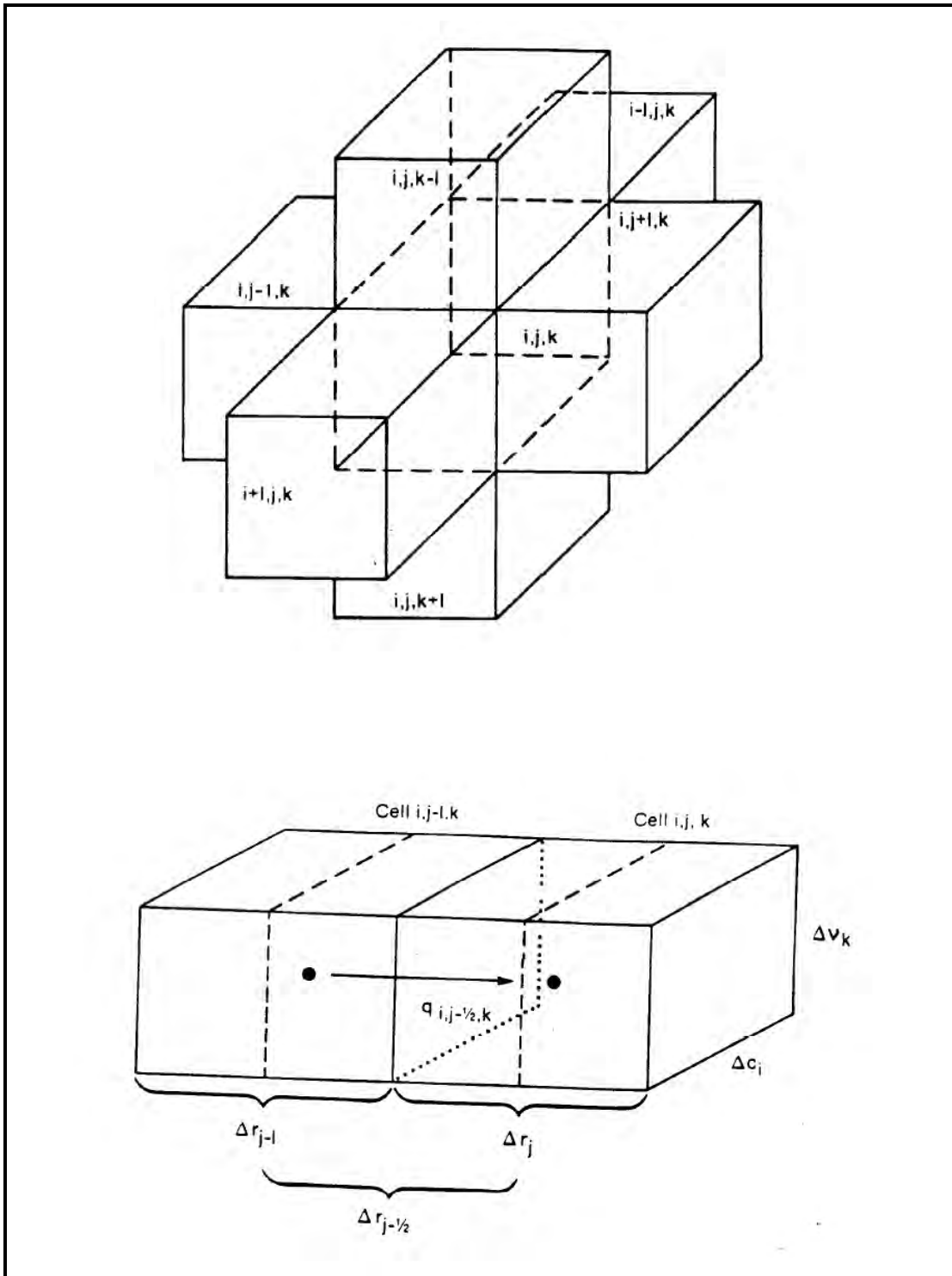
### 1.7.1 ลักษณะการคำนวณของโปรแกรมย่อย MODFLOW

โปรแกรม MODFLOW จะทำการคำนวณด้วยวิธีไฟไนท์ ดิฟเฟอเรนซ์ (Finite Difference) โดยจะแบ่งพื้นที่ที่คำนวณออกเป็นรูปสี่เหลี่ยม (รูปที่ 1-9) การแบ่งพื้นที่สี่เหลี่ยมโดยกริดอาจแบ่งแตกต่างกันได้ขึ้นอยู่กับจำนวนความหนาแน่นของข้อมูล ความกว้างของกริด ที่ติดต่อกันไม่ควรต่างกันเกิน 1.5 เท่าของกริดข้างเคียง เพื่อให้ผลการคำนวณไม่เกิดความผิดพลาดมาก พื้นที่ศึกษาจะแบ่งออกเป็นแนวตั้ง (column) แนวนอน (row) และแนวตั้งจะเป็นชั้นของแบบจำลอง (model layer) แล้วคำนวณแบบ block-centered (รูปที่ 1-10) โดยใช้วิธี numerical technique (เกรียงศักดิ์ ศรีสุข, 2542)



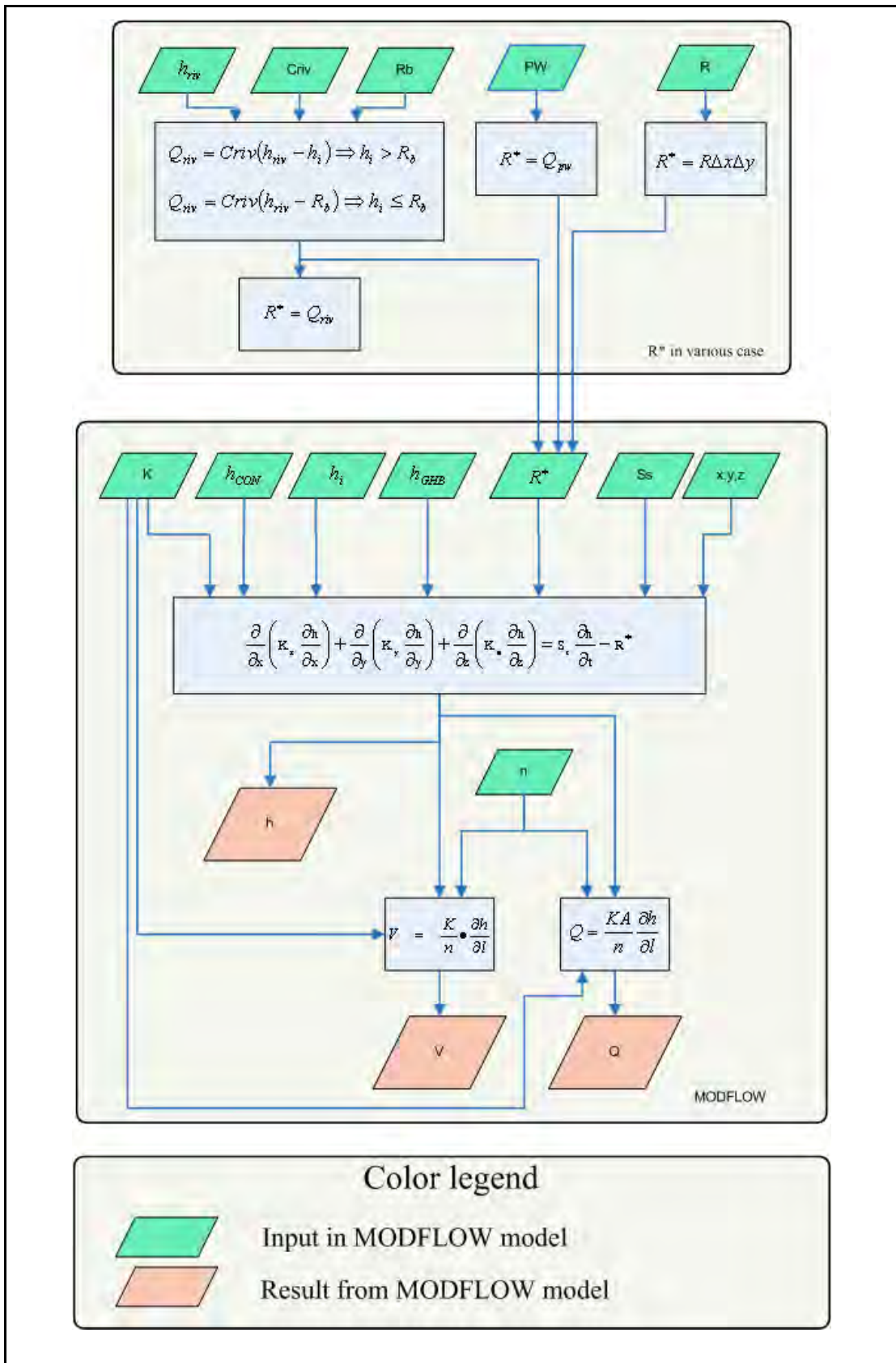
รูปที่ 1-9 ลักษณะการแบ่งพื้นที่เป็นรูปสี่เหลี่ยมในการจำลองการไหลของน้ำใต้ดินแบบ 3 มิติ

(McDonald and Harbaugh, 1988)



รูปที่ 1-10 แผนภาพแสดงการคำนวณแบบ block-centered ของ  $cell_{i,j,k}$  และ cell ข้างเคียง

จากรูปที่ 1-10 มีการคำนวณในแต่ละ grid cell ดัง flow chart ในรูปที่ 1-11 ซึ่งมีรายละเอียดของการ input ดังนี้



รูปที่ 1-11 แผนภาพ Flow chart สำหรับการคำนวณในโปรแกรม MODFLOW ในแต่ละ grid cell

1. Input หลัก ซึ่งเป็นค่าที่เราต้องกำหนดให้ทุก grid cell ประกอบด้วย

- $h_i$  คือ ค่าระดับน้ำใต้ดินใน cell  $i$  ซึ่งค่าระดับน้ำนี้จะเป็นฟังก์ชันของพื้นที่และเวลา
- $K$  คือ ค่าความนำทางชลศาสตร์ (hydraulic conductivity) ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่
- $S_s$  คือ ค่าการกักเก็บจำเพาะ (specific storage) ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่
- $x, y, z$  คือ ค่าขนาดของ grid cell
- $n$  คือ ค่าความพรุนประสิทธิผลของหิน (effective porosity) ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

2. Input ที่เป็นตัวแทนของขอบเขตทางน้ำใต้ดิน ซึ่งขึ้นอยู่กับลักษณะของ grid cell นั้นๆ ประกอบด้วย

2-1)  $h_{CON}$  คือค่าระดับน้ำ ของขอบเขตที่เป็นระดับน้ำคงที่ (constant head boundary) เป็นฟังก์ชันของพื้นที่และเวลา

2-2)  $h_{GHB}$  คือค่าระดับน้ำของขอบเขตที่ระดับน้ำมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา (general head boundary) เป็นฟังก์ชันของพื้นที่และเวลา

2-3)  $R$  คือค่าปริมาณการเติมน้ำจากน้ำฝน (net recharge) เป็นฟังก์ชันของพื้นที่และเวลา

2-4)  $PW$  คือค่าปริมาณการเติมน้ำหรือสูญเสียน้ำจากบ่อสูบ เป็นฟังก์ชันของพื้นที่และเวลา

2-5) ในกรณีของขอบเขตที่เป็นแม่น้ำ จะมีการ input เป็นชุดดังนี้

2-5-1)  $h_{riv}$  คือระดับน้ำของแม่น้ำ (river stage) เป็นฟังก์ชันของพื้นที่และเวลา

2-5-2)  $C_{riv}$  คือค่าความนำของน้ำผ่านตะกอนท้องน้ำ (river conductance) เป็นฟังก์ชันของพื้นที่

2-5-3)  $R_b$  คือค่าระดับท้องน้ำ (river bottom) เป็นฟังก์ชันของพื้นที่

ผลที่ได้หลังจากการ input และทำการคำนวณในแต่ละ grid cell จะถูกนำไปเปรียบเทียบกับค่า ระดับน้ำ ที่ทำการสำรวจได้จริงจากภาคสนาม หากพบว่าค่าระดับน้ำ ที่ได้จากการคำนวณยังแตกต่างจากค่าจริงที่วัดได้จากการสำรวจ ก็จะต้องทำการปรับแก้ ค่า input ต่างๆ ที่ได้



กล่าวมา แต่โดยส่วนใหญ่ จะทำการปรับแก้ค่า K และ Ss แล้วทำการคำนวณใหม่อีกครั้ง เมื่อได้ผลเป็นที่ยอมรับได้แล้ว จึงจะนำแบบจำลองนี้ไปใช้งานต่อไป

### 1.7.2 ลักษณะการคำนวณของโปรแกรม MT3D

โปรแกรม MT3D จะทำการคำนวณด้วยวิธีไฟไนท์ ดิฟเฟอเรนซ์ (Finite Difference) แบบ block-centered เช่นเดียวกับ โปรแกรม MODFLOW ซึ่งจะคำนวณต่อเนื่องจากโปรแกรม MODFLOW โดยนำการแบ่งพื้นที่คำนวณที่ได้สร้างไว้แล้วใน โปรแกรม MODFLOW รวมถึงผลที่ได้จากการคำนวณ มาใช้ในการคำนวณในโปรแกรม MT3D ต่อ หลักการคำนวณจะเหมือนกับ MODFLOW แต่จะแตกต่างกันที่ input และสมการที่ใช้ในการคำนวณในแต่ละ grid cell ซึ่งแสดงไว้ใน flow chart สำหรับการคำนวณในโปรแกรม MT3D (รูปที่ 1-12) ซึ่งมีรายละเอียดในการ input ดังนี้

1. Input หลัก ซึ่งเป็นค่าที่เราต้องกำหนดให้ทุก grid cell ประกอบด้วย

$C^k$  คือค่าความเข้มข้นของมวลสาร k ในแต่ละ grid cell ซึ่งเป็นฟังก์ชันของ พื้นที่และเวลา

$\alpha_L$  คือค่า longitudinal dispersivity ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

$\alpha_{TH}$  คือค่า horizontal transverse dispersivity ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

$\alpha_{TV}$  คือค่า vertical transverse dispersivity ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

$D^*$  คือค่าสัมประสิทธิ์การฟุ้งกระจายสัมฤทธิ์ผล (effective molecular diffusion coefficient) ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

$\rho_b$  คือค่า bulk density ของชั้นหินให้น้ำ เป็นฟังก์ชันของพื้นที่

$\lambda_1$  คือ First order reaction rate ของมวลสารในสถานะสารละลาย

$\lambda_2$  คือ First order reaction rate ของมวลสารในสถานะของแข็ง

2. input ที่แยกตามกรณีต่างๆ

2-1) ในกรณีที่มีแหล่งกำเนิดมวลสาร (source) หรือมีการเอามวลสารออก (sink)

$C_s^k$  คือความเข้มข้นของมวลสาร k ณ จุดที่เข้าสู่แหล่งน้ำใต้ดินเป็นฟังก์ชันของพื้นที่และเวลา

$q_s$  คืออัตราการไหลเข้าของน้ำ (source, +) หรือไหลออก (sink, -) ต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของชั้นหินอุ้มน้ำเป็นฟังก์ชันของเวลา

2-2) ในกรณีที่มีการดูดซับในรูปแบบต่างๆ (sorption)

2-2-1) กรณี Linear sorption

$K_d$  คือค่าสัมประสิทธิ์การแพร่กระจาย (distribution coefficient) ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

2-2-2) กรณี Freundlich sorption

$K_f$  คือค่าคงที่ของ Freundlich ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

$a$  คือค่า Freundlich exponent

2-2-3) กรณี Langmuir sorption

$K_l$  คือค่าคงที่ของ Langmuir ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

$\bar{S}$  คือค่าความเข้มข้นทั้งหมดที่มีอยู่ในพื้นที่ ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

3. input ที่ได้จากการคำนวณในโปรแกรม MODFLOW

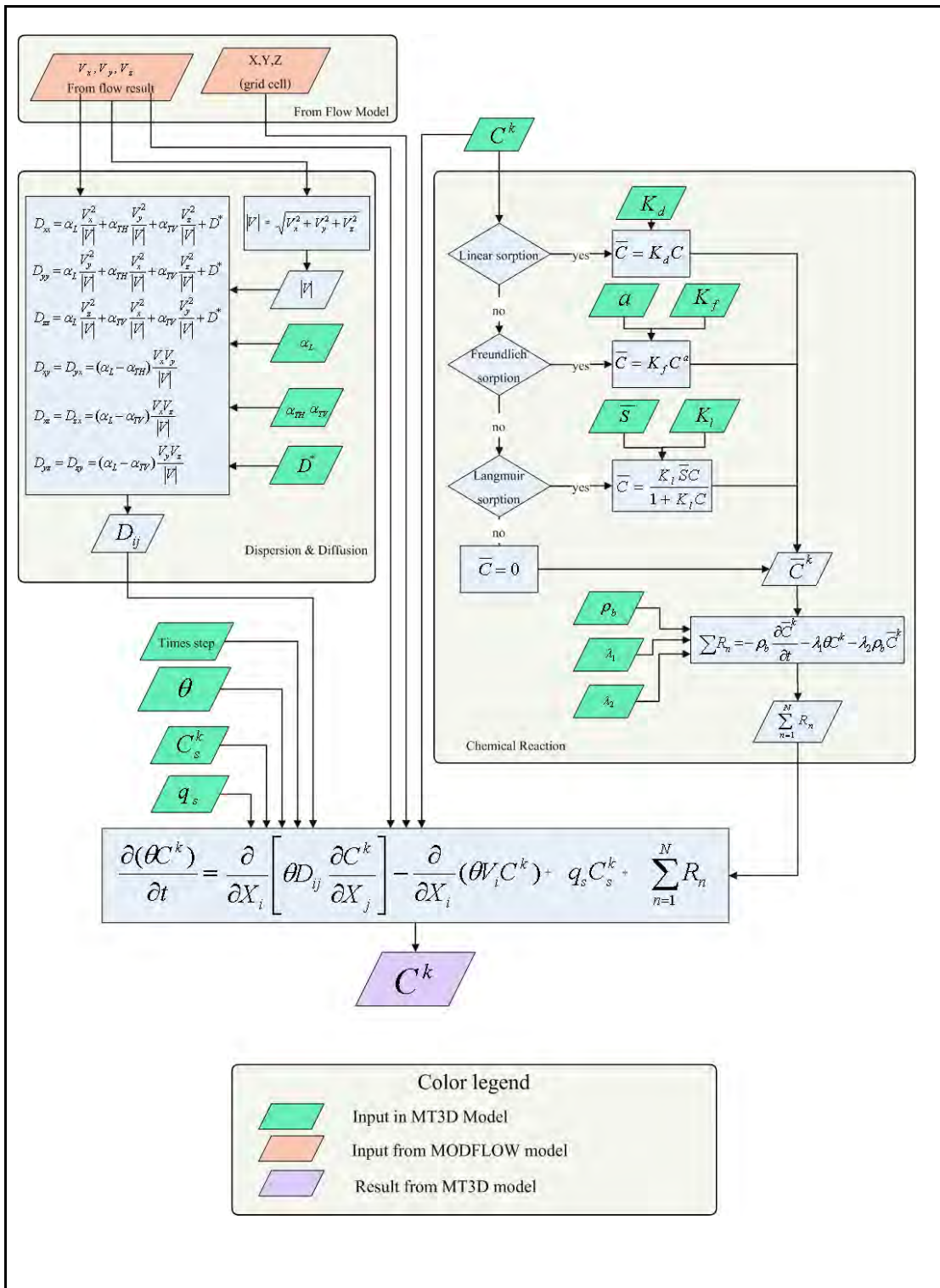
$V_x, V_y, V_z$  คือความเร็วการไหลตามแนวแกน X, Y และ Z ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่และเวลา

4. input ที่ใช้ร่วมกันกับโปรแกรม MODFLOW

$x, y, z$  คือค่าขนาดของ grid cell

$\theta$  คือค่า  $n$  ใน MODFLOW หมายถึงค่าความพรุนประสิทธิผลของหิน ซึ่งเป็นฟังก์ชันของพื้นที่

ผลที่ได้หลังจากการ input และทำการคำนวณในแต่ละ grid cell จะถูกนำไปเปรียบเทียบกับค่าความเข้มข้นของมวลสาร  $k$  ที่ทำการสำรวจได้จริงจากภาคสนาม หากพบว่าค่าความเข้มข้นของมวลสาร  $k$  ที่ได้จากการคำนวณยังแตกต่างจากค่าจริงที่วัดได้จากการสำรวจ ต้องทำการปรับแก้ ค่า input ต่างๆ ที่ได้กล่าวมา แต่โดยส่วนใหญ่ จะทำการปรับแก้ค่า  $\alpha_L, D$  และค่าคงที่ในการดูดซับแล้วทำการคำนวณใหม่อีกครั้ง เมื่อได้ผลเป็นที่ยอมรับได้แล้ว จึงจะนำแบบจำลองนี้ไปใช้งานต่อได้



รูปที่ 1-12 แผนภาพ Flow chart สำหรับการคำนวณในโปรแกรม MT3D ในแต่ละ grid cell

## 1.8 การสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของน้ำใต้ดิน

ขั้นตอนการสร้างแบบจำลองน้ำใต้ดินเพื่อจำลองสภาพแหล่งน้ำใต้ดิน ประกอบไปด้วยขั้นตอนต่างๆ 9 ขั้นตอน (Anderson and Woessner, 1992)

### 1.8.1 กำหนดวัตถุประสงค์ของการจำลอง (define purpose)

วัตถุประสงค์ของการจำลองจะแตกต่างกันไป เช่น ใช้ในการวางแผนงาน หรือ คำนวณทิศทางการไหล ปริมาณการไหล การแพร่กระจายของสารปนเปื้อนหรือการศึกษาผลกระทบที่จะเกิดขึ้นจากการพัฒนาน้ำใต้ดิน ขั้นตอนของการจำลองไม่จำเป็นต้องครบวงจรทั้งหมดขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของงานนั้นๆ

### 1.8.2 สร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ (conceptual model)

เป็นการรวบรวมข้อมูลทางอุทกธรณีวิทยาและข้อมูลด้านสิ่งแวดล้อมอื่นๆ ได้แก่ ข้อมูลอุทกธรณีวิทยา เช่น วัตถุตัวกลาง คุณสมบัติทางชลศาสตร์ ระดับน้ำใต้ดิน สภาพภูมิประเทศ เช่น ลักษณะภูมิประเทศ การใช้ที่ดิน ข้อมูลอุทกวิทยา เช่น ปริมาณน้ำฝน อัตราการคายระเหย และข้อมูลการใช้น้ำใต้ดิน โดยใช้ข้อมูลเหล่านี้สร้างแนวคิดรวบยอดทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ศึกษาออกมาในรูปแบบที่ และรูปตัดขวางต่างๆ ที่แสดงความสัมพันธ์ของข้อมูลเหล่านี้ ขั้นตอนในการสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์เป็นขั้นตอนที่ใช้เวลาและงบประมาณค่อนข้างสูง ในทางปฏิบัติจะเริ่มจากการรวบรวมข้อมูลที่มีอยู่ในปัจจุบันหรืองานเก่าที่เคยมีการศึกษา ซึ่งหากยังไม่เพียงพอต้องทำการวางแผนสำรวจและศึกษาเพิ่มเติม

### 1.8.3 การเลือกคอมพิวเตอร์โปรแกรม (computer program)

สร้างสมการทางคณิตศาสตร์ สร้างโปรแกรมคอมพิวเตอร์ แล้วทำการตรวจสอบความถูกต้องของโปรแกรมที่สร้างขึ้นกับข้อมูลจริง การศึกษาครั้งนี้ได้ประยุกต์ใช้โปรแกรมสำเร็จรูป เนื่องจากปัจจุบันมีโปรแกรมสำเร็จรูปจำนวนมากที่ได้มีการทดสอบหรือแก้ไขจากการเปรียบเทียบผลการทดลองในห้องปฏิบัติการและในสนามเป็นที่เชื่อถือได้ ประกอบกับมีโปรแกรมก่อนข้อมูล (pre-processing) และโปรแกรมแสดงผล (post-processing) ที่ดี การเลือกโปรแกรมจึงต้องพิจารณาวัตถุประสงค์ของงาน ระดับความน่าเชื่อถือของโปรแกรม ความสะดวกในการใช้งาน และราคาของโปรแกรมเป็นหลัก

#### 1.8.4 การออกแบบแบบจำลอง (model design)

เมื่อสร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์และเลือกโปรแกรมคอมพิวเตอร์แล้ว ข้อมูลสภาพทางกายภาพ และอุทกธรณีวิทยาจะถูกแปลงเข้าสู่โปรแกรม โดยแบ่งออกเป็นหน่วยเล็กๆ ขึ้นอยู่กับวิธีการประมาณค่าเชิงตัวเลขที่เลือกใช้ว่าเป็น finite difference หรือ finite element และเลือกขนาดของขั้นเวลาของการคำนวณ (time step) และขอบเขตของพื้นที่ (boundary conditions) โดยมีหลักในการออกแบบ ดังนี้

##### 1.8.4.1 ขนาดของกริด (grid size) จำนวนชั้น (layers)

ขึ้นอยู่กับข้อมูลที่มีอยู่ และวัตถุประสงค์ของแบบจำลองนั้นๆ เช่น การจำลองเพื่อวางแผนการจัดการน้ำใต้ดินในระดับภูมิภาค ซึ่งมีพื้นที่ 500 ตารางกิโลเมตร ก็อาจเลือกใช้ขนาดของกริดเท่ากับ 1 ตารางกิโลเมตร เพราะจะทำให้ผลการคำนวณเชื่อถือได้ในระดับวางแผน แต่ในการจำลองเพื่อคำนวณการไหลระหว่างบ่อ ในพื้นที่ที่มีบ่อหนาแน่นจำเป็นต้องใช้ขนาดของกริดเล็กลงเป็น 200 ถึง 300 ตารางเมตรแทนจึงจะให้ผลการจำลองที่นำไปใช้ประโยชน์ได้ โดยที่ความกว้างของกริดที่ติดต่อกันไม่ควรต่างกันเกิน 1.5 เท่าของกริดข้างเคียง เพื่อไม่ให้เกิดผลการคำนวณที่ผิดพลาดมาก (Domenico and Schwartz, 1998) ในกรณีที่ใช้ขนาดของกริดเล็กเกินความจำเป็น จะทำให้ใช้เวลามากในการปรับเทียบพารามิเตอร์ต่างๆ ในแบบจำลอง เนื่องจากเวลาที่ใช้ในการคำนวณแต่ละครั้งจะขึ้นอยู่กับจำนวนเซลล์ของแบบจำลอง ดังนั้นจึงควรเลือกใช้กริดที่มีขนาดเหมาะสมกับลักษณะของงาน และสภาพทางอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่ เพื่อความถูกต้องและประหยัดเวลา

##### 1.8.4.2 สภาพขอบเขต (boundary conditions)

ของแบบจำลองคือขอบเขตที่แบบจำลองได้รับผลกระทบจากสภาพภายนอกในแต่ละรูปแบบที่แต่ละตำแหน่ง ดังนั้นจึงจำเป็นที่จะต้องกำหนดเงื่อนไขทางคณิตศาสตร์ให้ถูกต้องกับสภาพที่แท้จริง สภาพขอบเขตที่มีการใช้ในแบบจำลองการไหลของน้ำใต้ดิน มี 3 ชนิดใหญ่ ๆ โดยทั้ง 3 ชนิดนั้นมีการเปลี่ยนแปลงตามเวลา คือ

- Dirichlet boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มีการกำหนดค่าเฮด (specified head) มักใช้กับ ทะเลสาบ แม่น้ำ น้ำพุ บ่อบาดาลที่มีระดับน้ำคงที่ และพื้นผิวที่น้ำซึม (seepage faces) เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองมากที่สุด และง่ายในการคำนวณที่สุด
- Neumann boundary เป็นสภาพขอบเขตที่กำหนดอัตราการไหล (specified flux or flow) ขอบเขตที่น้ำไม่ไหลผ่านจัดเป็นขอบเขตกำหนดอัตราการไหล

ชนิดหนึ่ง ซึ่งถือว่าอัตราการไหลเป็นศูนย์ การไหล การซึมผ่านผิวดิน การคายระเหย จุดสูบน้ำ และจุดเติมน้ำ เป็นขอบเขตที่มีผลบังคับต่อแบบจำลองปานกลาง

- Cauchy boundary เป็นสภาพขอบเขตที่มีอัตราการไหลขึ้นอยู่กับเฮด (head dependent flux) มักใช้กับชั้นหินอุ้มน้ำเร็ว หรือในบริเวณที่อยู่ใกล้ลำน้ำที่มีระดับน้ำไม่คงที่ เป็นผลให้เกิดความแตกต่าง เป็นขอบเขตที่มีผลต่อแบบจำลองน้อยที่สุด และคำนวณได้ยากที่สุด

#### 1.8.4.3 ขนาดของขั้นเวลาในการคำนวณ (time step)

ต้องเลือกให้เหมาะสมกับวัตถุประสงค์ของงาน และโปรแกรมที่ใช้ ขนาดของขั้นเวลาที่ใหญ่เกินไปจะทำให้ผลการคำนวณผิดพลาดมาก และขนาดของขั้นเวลาที่เล็กเกินไปจะทำให้ใช้เวลาในการคำนวณมากเกินไป

ขนาดของขั้นเวลาที่ใช้ในการคำนวณที่ดีที่สุดคือขนาดของเวลาที่ใหญ่ที่สุดที่ยอมให้ใช้ในสมการนั้น ๆ บางครั้งเรียกว่า critical time step ( $\Delta t_c$ ) โดยทั่วไปการหาค่าขนาดของขั้นเวลาที่เหมาะสมนี้ จะประมาณได้จากสมการที่ 1-11

$$\Delta t_c = S \cdot a^2 / 4T \quad (1-21)$$

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

สมมติฐานที่ใช้กับสมการ 1-21 คือ กริดมีด้านเท่ากัน และวัตถุเป็นเนื้อเดียวกัน และมีสมบัติทางชลศาสตร์เหมือนกันทุกทิศทาง

#### 1.8.5 การปรับเทียบค่าพารามิเตอร์และการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (calibration and sensitivity analysis)

การจำลองแต่ละขั้นตอน ข้อมูลที่นำเข้าไปในแบบจำลองอาจไม่ถูกต้อง ผลการจำลองที่ได้จึงต้องนำไปเปรียบเทียบกับข้อมูลจากจุดสังเกตการณ์ในสนามที่ตำแหน่งและเวลาเดียวกัน เมื่อผลการจำลองไม่ตรงกับค่าในสนามจะต้องมีการปรับเปลี่ยนค่าพารามิเตอร์ที่ไม่ทราบค่าแน่นอน เช่น สัมประสิทธิ์การยอมให้น้ำซึมผ่าน ปริมาณการเพิ่มเติมน้ำใต้ดิน และ สภาพขอบเขตของแบบจำลองที่เห็นว่าเหมาะสมกว่า เพื่อให้ผลการจำลองที่ได้เปรียบเทียบกับข้อมูลในสนาม การ

ปรับแก้ข้อมูลจำเป็นต้องใช้ความเข้าใจระบบอุทกธรณีวิทยาของพื้นที่อย่างดี และต้องมีการลองผิดลองถูก (trial and error) จนกระทั่งทราบขอบเขตและช่วงค่าของพารามิเตอร์ต่างๆ และหากผลการจำลองมีความแตกต่างจากข้อมูลสนามมาก อาจจะต้องตรวจสอบความถูกต้องของข้อมูลสนามอีกครั้ง หลังจากนั้นจึงเริ่มทำการวิเคราะห์ความอ่อนไหวของพารามิเตอร์ที่มีความไม่แน่นอน เพื่อตรวจสอบพารามิเตอร์ที่มีผลกระทบต่อแบบจำลอง

#### 1.8.6 การตรวจสอบความถูกต้องและปรับปรุงแบบจำลอง (model verification)

เมื่อทำการปรับค่าพารามิเตอร์แล้ว อาจมีการตรวจสอบแบบจำลองเพิ่มเติม เพื่อตรวจสอบว่าแบบจำลองนั้นสามารถเป็นตัวแทนของระบบอุทกธรณีวิทยาได้อย่างถูกต้อง โดยการ ใช้แบบจำลองที่ได้จำลองผลการตอบสนองของพารามิเตอร์ทางอุทกธรณีวิทยาที่ปรับแก้แล้ว เปรียบเทียบกับผลการจำลองของข้อมูลสนามชุดใหม่ ถ้าผลการจำลองไม่แตกต่างมาก ก็ไม่จำเป็นต้องปรับแก้ตัวแปรอีก และสามารถนำไปใช้คาดคะเนผลได้

#### 1.8.7 การทำนายผลและการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (prediction and predictive sensitivity analysis)

การทำนายผลหรือคาดคะเนผลการคำนวณระดับน้ำ เมื่อมีการเปลี่ยนแปลงตัวแปรที่อาจเกิดจากเหตุการณ์ต่างๆ ที่เกิดขึ้นในอนาคต เช่นมีการเปลี่ยนแปลงอัตราการเพิ่มเติมน้ำ หรือการสูบน้ำ และถ้ามีการวางแผนการใช้ข้อมูลในอนาคตร่วมกับการทำนายผลและการวิเคราะห์ความอ่อนไหว การเปลี่ยนแปลงพารามิเตอร์บางชนิดจะทำให้ผลการจำลองเปลี่ยนไปมาก และความอ่อนไหวของพารามิเตอร์ของแบบจำลองเป็นคุณสมบัติเฉพาะของแต่ละพื้นที่ ดังนั้นการวิเคราะห์ความอ่อนไหวจะทำให้ทราบถึงช่วงของค่าพารามิเตอร์ที่เป็นไปได้ และเป็นการตรวจสอบข้อมูลในการศึกษา และวิเคราะห์ในระยะยาว (monitoring program)

#### 1.8.8 การแสดงผลการจำลอง (Presentation of modeling design and result)

การแสดงผลการจำลอง เป็นการสื่อให้เห็นแบบจำลองที่สร้างขึ้น ที่มาของข้อมูล การวิเคราะห์ข้อมูล การออกแบบ การปรับแก้ค่าพารามิเตอร์ การวิเคราะห์ความอ่อนไหว ผลการคำนวณเชิงตัวเลข เชนงแผนที่ ระดับความถูกต้องของผลการจำลอง ข้อจำกัด ข้อเสนอแนะ และผลสรุปตามวัตถุประสงค์ของการจำลอง

### 1.8.9 การติดตามผลการทำนาย (post-audit)

การติดตามผลการทำนายของแบบจำลองในระยะยาวควรมีตลอดช่วงเวลาของการทำนายของแบบจำลอง โดยการเก็บข้อมูลสนามเพิ่มเติม เพื่อใช้ตรวจสอบความถูกต้องของผลการทำนายของแบบจำลอง (validation) ในระยะยาว

## 1.9 การจัดการสิ่งแวดล้อมกับแบบจำลองทางคณิตศาสตร์

ความพยายามในการใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของน้ำใต้ดิน เพื่อศึกษาระบบการไหลของน้ำใต้ดิน เพื่อเป็นข้อมูลพื้นฐานช่วยในการจัดการเรื่องน้ำใต้ดินนั้น เพิ่งเริ่มมาประมาณ 2-3 ทศวรรษ ปัจจุบันยังคงมีการศึกษาเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ บทบาทของแบบจำลองก็เปลี่ยนไป ความซับซ้อนของแบบจำลองเริ่มมีมากขึ้น จากการจำลองแบบของรูปแบบการไหลของน้ำใต้ดินเพียงอย่างเดียว ในปัจจุบันได้เพิ่มการพิจารณาความสัมพันธ์ระหว่างน้ำกับมวลสาร รวมไปถึงความสัมพันธ์ของค่าตัวแปรกับกลไกการเคลื่อนที่ต่างๆ ที่เกิดขึ้น เพื่อให้แบบจำลองสามารถทำนายได้แม่นยำขึ้น (Heijde, 1989)

กลยุทธ์โดยทั่วไปในการจัดการเรื่องคุณภาพของน้ำใต้ดิน ในกรณีที่มีการปนเปื้อนเกิดขึ้นจะมีอยู่ 4 ขั้นตอน (Haines, 1989) คือ

- การตรวจวัดและเฝ้าติดตามการปนเปื้อนในน้ำใต้ดิน
- การป้องกันการปนเปื้อน
- การบรรเทาภาวะการปนเปื้อนและการยับยั้งการแพร่กระจายการปนเปื้อน
- การแก้ไขและการทำให้คืนสู่สภาพเดิม

ซึ่งแบบจำลองทางคณิตศาสตร์เข้ามามีบทบาทในการช่วยตอบคำถามต่างๆ ที่อาจเกิดขึ้นใน 4 ขั้นตอนนี้ได้ ตัวอย่างเช่น

ในขั้นตอนการตรวจวัดและเฝ้าติดตามการปนเปื้อนของน้ำใต้ดิน เราจำเป็นต้องทราบถึงรูปแบบของการเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนเหล่านั้น เนื่องจากสารปนเปื้อนนั้นมีมากมายหลายชนิด การเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนจึงมีรูปแบบที่แตกต่างกันออกไปตามแต่ละลักษณะของสารนั้นๆ การนำเอาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์มาใช้ในการจำลองการเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนในน้ำใต้ดิน เป็นวิธีหนึ่งที่ใช้กันอย่างแพร่หลาย จากผลของแบบจำลองทำให้เราสามารถประเมินได้ว่า จะต้องสร้าง Monitoring Well เป็นจำนวนเท่าไร ณ ที่ใด และควรจะต้องมีความถี่ในการเก็บตัวอย่างอย่างไร ซึ่งคำตอบของคำถามเหล่านี้ ได้ถูกนำไปใช้ในการวางแผนในเรื่องการตรวจวัด/เฝ้าระวัง



และติดตามการปนเปื้อน (Haimes, 1989; Ree *et al.*, 1989) รวมถึงการพิจารณาแนวโน้มของการเปลี่ยนแปลงสภาพของการปนเปื้อน เพื่อใช้ในการกำหนดบริเวณที่อาจจะได้รับผลกระทบ และการประเมินความเสี่ยงที่อาจเกิดขึ้นในพื้นที่ต่างๆ (Haimes, 1989) หรือกำหนดมาตรการต่างๆ ที่ใช้ในการตัดสินใจ (Fried, 1987) ความแม่นยำในการทำนายเหตุการณ์ของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์จะมีมากหรือน้อยนั้น ขึ้นอยู่กับความครอบคลุม ความถูกต้องของตัวแปร และสถานะต่างๆ ที่ใส่เข้าไปในแบบจำลอง

นอกจากนี้ยังได้มีการนำเอาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์มาใช้ ในขั้นตอนของการศึกษาเพื่อยับยั้งการแพร่กระจายของสารปนเปื้อน หากทราบล่วงหน้าว่าสารที่ปนเปื้อนในน้ำใต้ดินจะแพร่กระจายไปทางใด ก็สามารถหาทางยับยั้งการแพร่กระจายได้ (Ree *et al.*, 1989)

### 1.10 ข้อจำกัดของแบบจำลอง

เนื่องจากได้มีการนำผลจากการจำลองแบบทางคณิตศาสตร์มาทำนายสิ่งที่มองไม่เห็นหรือยังไม่ถึง และใช้ประกอบในการตัดสินใจเพื่อการวางแผนจัดการทางสิ่งแวดล้อมอย่างกว้างขวาง ความแม่นยำของแบบจำลองจึงเป็นสิ่งสำคัญ (Beljin and Heijde, 1989; Heijde, 1989) ข้อมูลของตัวแปรต่าง ๆ ที่ใช้ในการสร้างแบบจำลองมีความสำคัญมาก แต่ละบริเวณมีตัวแปรที่แตกต่างกันและแต่ละตัวแปรมีสภาพไว (sensitivity) ในแบบจำลองไม่เท่ากันในแต่ละบริเวณ ดังนั้นแบบจำลองจากที่หนึ่งจึงไม่สามารถนำมาใช้กับอีกที่หนึ่งได้ทันที จำเป็นต้องมีการศึกษาถึงสถานะและสภาพไวของแต่ละตัวแปรในบริเวณที่ต้องการศึกษาก่อน

ปัญหาหลักของการใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของน้ำใต้ดิน ที่มักจะพบอยู่เป็นประจำ มีอยู่ 4 ข้อ ได้แก่

1) ความยากของแบบจำลอง กล่าวคือ แบบจำลองที่นำมาใช้งานมีความยากเกินไป หากผู้ใช้ไม่เข้าใจการใช้งานอย่างดีก็จะมีผลทำให้การตัดสินใจผิดพลาดได้ หรืออาจมีการขัดแย้งได้เสียกันได้ (Beljin and Heijde, 1989; Heijde, 1989)

2) การแปรผลที่ได้จากแบบจำลองไม่ตรงกับความต้องการของการแก้ปัญหา เช่น หากผู้บริหารกับเจ้าหน้าที่เทคนิคมีความเข้าใจที่ไม่ตรงกัน ทำให้ในบางครั้งก็มีการแปรผลผิดพลาด (Heijde, 1989)

3) ข้อมูลที่ใช้ในการทำแบบจำลองมีน้อยเกินไป จะทำให้ไม่สามารถระบุความสัมพันธ์ที่แน่นอนระหว่างค่าตัวแปรต่างๆ ได้ (Ree *et al.*, 1989) จึงจำเป็นจะต้องมีกระบวนการใน

การตรวจสอบแบบจำลอง เพื่อให้มั่นใจได้ว่าแบบจำลองนี้ได้สร้างขึ้นจากฐานข้อมูลที่พอเพียง (Beljin and Heijde, 1989)

4) แบบจำลองไม่เพียงพอ ทำให้คนใช้ไม่ได้สนใจว่าแบบจำลองนี้มีความน่าเชื่อถือมากน้อยอย่างไร ถูกสร้างขึ้นด้วยฐานข้อมูลที่ไหน เมื่อมีให้ใช้ก็ใช้เลยโดยไม่มีการนำไปปรับแก้ก่อน (Heijde, 1989)

ในระดับนานาชาติได้มีการจัดตั้งศูนย์แบบจำลองน้ำใต้ดินนานาชาติ (International Ground Water Modeling Center: IGCMC) ขึ้นเพื่อเป็นการแก้ปัญหาเหล่านี้ โดยมีการรวบรวมข้อมูลต่างๆ เกี่ยวกับแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของน้ำใต้ดิน ทำให้ปัญหาหรือข้อจำกัดเหล่านี้ได้ถูกแก้ไขไปเพียงบางส่วน และการใช้แบบจำลองก็ยังคงมีปัญหาก่อเกิดขึ้นอยู่เรื่อยๆ ดังนั้นการสร้างแบบจำลองต้องมีความแน่นอนและแม่นยำในข้อกำหนดต่างๆ ที่เกี่ยวข้องกับ เป้าหมาย เกณฑ์ ข้อบังคับ กระบวนการ และตัวแปรต่างๆ ในแบบจำลอง (Fried , 1987)

### 1.11 วัตถุประสงค์ของโครงการวิจัย

- 1) ศึกษาปริมาณและลักษณะการกระจายตัวของสารหนูในน้ำใต้ดิน ในพื้นที่ศึกษา
- 2) ศึกษารูปแบบการไหลของน้ำใต้ดิน โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์
- 3) ศึกษารูปแบบการแพร่กระจายของสารหนูอันเนื่องมาจากน้ำใต้ดิน โดยใช้แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของการไหลของน้ำใต้ดิน

### 1.12 ประโยชน์ที่ได้รับจากการวิจัย

- 1) เป็นข้อมูลเบื้องต้นในการวางแผนควบคุมและป้องกันการแพร่กระจายของสารหนู บริเวณตำบลร่อนพิบูลย์
- 2) เป็นแนวทางในการพัฒนาแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ เพื่อทำนายการแพร่กระจายมวลสารให้แม่นยำขึ้น



1.1	ที่มาและความสำคัญของการวิจัย.....	1
1.2	สภาพทั่วไปของอำเภอรัตนพิบูลย์.....	3
1.2.1	ที่ตั้ง.....	3
1.2.2	ลักษณะภูมิประเทศ.....	3
1.2.3	ลักษณะธรณีวิทยาทั่วไป.....	4
1.2.4	สภาพธรณีวิทยาแหล่งแร่.....	6
1.2.5	สภาพอุทกวิทยา.....	6
1.2.6	สภาพอุทกธรณีวิทยา.....	7
1.3	สารหนู.....	9
1.3.1	ลักษณะทางเคมีของสารหนู.....	9
1.3.2	กระบวนการออกซิเดชัน-รีดักชันของสารหนู.....	10
1.3.3	ปัจจัยในการดูดซับสารหนู.....	11
1.3.4	ธรณีเคมีของสารหนู (Geochemistry of Arsenic) ในน้ำใต้ดิน.....	12
1.4	การไหลของน้ำใต้ดิน.....	13
1.4.1	กฎของดาร์ซี (Darcy's law).....	13
1.4.2	กฎการอนุรักษ์มวลสาร (Principle of Mass Conservation).....	14
1.4.3	ระบบการไหลของน้ำใต้ดิน.....	15
1.5	การเคลื่อนที่ของสารปนเปื้อนในน้ำใต้ดิน.....	17
1.6	แบบจำลองทางคณิตศาสตร์.....	18
1.6.1	แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของน้ำใต้ดิน (Groundwater Mathematical Model)	
	18	
1.6.2	แบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของการเคลื่อนที่มวลสาร (Mass Transportation Model).....	19
1.6.3	สมการคณิตศาสตร์ที่เกี่ยวข้องกับการไหลของน้ำใต้ดิน.....	20
1.6.4	สมการการเคลื่อนที่ของมวลสารในน้ำใต้ดิน.....	22
1.7	แบบจำลอง ตระกูล MODFLOW.....	27
1.7.1	ลักษณะการคำนวณของโปรแกรมย่อย MODFLOW.....	29
1.7.2	ลักษณะการคำนวณของโปรแกรม MT3D.....	33
1.8	การสร้างแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ของน้ำใต้ดิน.....	36

1.8.1	กำหนดวัตถุประสงค์ของการจำลอง (define purpose).....	36
1.8.2	สร้างแบบจำลองเชิงมโนทัศน์ (conceptual model).....	36
1.8.3	การเลือกคอมพิวเตอร์โปรแกรม (computer program).....	36
1.8.4	การออกแบบแบบจำลอง (model design) .....	37
1.8.5	การปรับเทียบค่าพารามิเตอร์และการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (calibration and sensitivity analysis).....	38
1.8.6	การตรวจสอบความถูกต้องและปรับปรุงแบบจำลอง (model verification).....	39
1.8.7	การทำนายผลและการวิเคราะห์ความอ่อนไหว (prediction and predictive sensitivity analysis).....	39
1.8.8	แสดงผลการจำลอง (Presentation of modeling design and result).....	39
1.8.9	การติดตามผลการทำนาย (post-audit).....	40
1.9	การจัดการสิ่งแวดล้อมกับแบบจำลองทางคณิตศาสตร์.....	40
1.10	ขีดจำกัดของแบบจำลอง .....	41
1.11	วัตถุประสงค์ของโครงการวิจัย .....	42
1.12	ประโยชน์ที่ได้รับจากการวิจัย.....	42