

## บทที่ 2

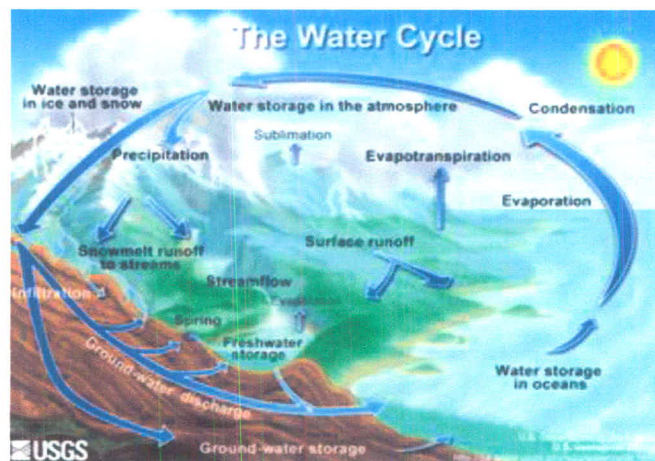
### การทบทวนวรรณกรรมที่เกี่ยวข้อง

การศึกษาการลักษณะทางธรณีวิทยาวิทยาใต้ผิวดินบริเวณบ่อน้ำร้อน เพื่อหาแนวทางในการฟื้นฟูแหล่งบ่อน้ำร้อนด้วยเทคโนโลยีทางธรณีฟิสิกส์ โดยมีทฤษฎีและนิยามที่เกี่ยวข้องดังนี้

#### อุทกธรณีวิทยาน้ำใต้ดิน

##### วัฏจักรของน้ำ

วัฏจักรของน้ำเป็นกระบวนการทางวิทยาศาสตร์ที่เกิด หมุนเวียนต่อเนื่องกันอย่างเป็นระบบและสมดุล ตั้งแต่ฟ้า (ฝน) เติมน้ำในระบบน้ำผิวดินและน้ำใต้ดิน แล้วระเหยกลับสู่บรรยากาศ



ภาพที่ 2-1 วัฏจักรของน้ำ

ที่มา [http://en.wikipedia.org/wiki/File:Water\\_cycle.png](http://en.wikipedia.org/wiki/File:Water_cycle.png)

##### แหล่งน้ำใต้ดิน

แหล่งน้ำใต้ดินขึ้นอยู่กับลักษณะทางอุทกธรณีและโครงสร้างทางธรณีวิทยาแบ่งได้เป็น (เจริญ เพียรเจริญ, 2540).

1. แหล่งน้ำใต้ดินในหินร่วน น้ำใต้ดินที่กักเก็บอยู่ในหินร่วนทั้งหมด โดยแตกต่างกันทั้งปริมาณ และคุณภาพ ขึ้นอยู่กับชนิดของตะกอน ลักษณะการเกิด และลักษณะโครงสร้าง ของพื้นที่ลุ่มแอ่ง การสะสมตะกอน เช่น

แหล่งน้ำใต้ดินตะกอนน้ำพา (Alluvial Deposits) กรวดทรายของตะกอนน้ำพายุคปัจจุบัน มีความหนาไม่มาก เป็นทางน้ำขนาดเล็ก และมีความยาวสั้นๆ ความหนาเฉลี่ย 5 – 20 เมตร อยู่บริเวณสองข้างฝั่งแม่น้ำหรือทางน้ำเท่านั้น มีศักยภาพน้ำใต้ดินอยู่ในเกณฑ์ 2 – 5 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง คุณภาพดี

แหล่งน้ำใต้ดินกรวดทราย (Gravel Sand Deposits) ประกอบด้วยทรายหยาบ กรวด ทรายละเอียดและดินเหนียว และตะกอนชนิดนี้มักจะสะสมตัวไม่เป็นระเบียบ (poorly sorted) จึงไม่ค่อยมีช่องว่างให้น้ำกักเก็บได้มากนัก ปริมาณน้ำที่ได้เฉลี่ย 2 – 5 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง

2. แหล่งน้ำใต้ดินในหินแข็ง สละสมในรอยแตกของหินแข็งที่เป็นหินดานของพื้นที่ (bedrock) ถ้าเป็นหินแกรนิต กักเก็บน้ำใต้ดินต่ำ ปริมาณน้ำอยู่ในเกณฑ์เฉลี่ย 1 – 5 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง หรือถ้าเป็นหินปูน อาจได้น้ำมากกว่าถึง 10 – 15 ลูกบาศก์เมตรต่อชั่วโมง เป็นต้น

### การไหลของน้ำใต้ดิน

น้ำฝนเมื่อซึมลงไปอยู่ในชั้นหินอุ้มน้ำแล้ว มีการเคลื่อนที่ไหลไปตามช่องว่างที่มีอยู่ การเคลื่อนที่หรือการไหลของน้ำใต้ดินขึ้นอยู่กับปัจจัย 2 ประการ คือ ความดันและความซึมได้ของน้ำของชั้นหินอุ้มน้ำนั้นๆ ความเร็วของการไหลขึ้นอยู่กับสภาพซึมผ่านได้ของน้ำและความลาดชันของระดับน้ำบาดาลตาม Darcy's Law สมการ (1) และ (2) (ทวีศักดิ์, 2546)

$$Q = Av$$

----- (1)

$$v = ki$$

----- (2)

โดย

$Q$  = ปริมาณน้ำไหล (ลบ.ม./วัน)

$A$  = พื้นที่หน้าตัดที่น้ำไหลผ่าน (ตร.ม.)

$k$  = ค่าคงที่ (มม./วัน)

$i$  = ความลาดชัน ( $h_1 - h_2$ )

$v$  = ความเร็วการไหลของน้ำใต้ดิน (มม./วัน)

### สภาพซึมผ่านได้ของน้ำ (permeability)

ขึ้นอยู่กับช่องว่างในเนื้อหินหรือเม็ดทรายหรือมีความพรุนแสดงความสามารถเก็บกักน้ำไว้ เป็นความสามารถของหินในการปล่อยให้ไหลซึมผ่าน ซึ่งมีหน่วยวัดเป็นหน่วยความเร็ว เช่น ซม./วินาที

### ระบบสมดุลของน้ำ

การวิเคราะห์ระบบสมดุลของน้ำในระบบของพื้นที่ลุ่มแอ่ง ต้องใช้ข้อมูล ดังนี้

1. ปริมาณน้ำฝน  $Q_P$
2. ปริมาณน้ำท่า  $Q_R$
3. ปริมาณการคายระเหย  $Q_E$
4. ปริมาณการใช้น้ำผิวดิน
5. ปริมาณการใช้น้ำบาดาล
6. ปริมาณการซึมลงสู่ชั้นน้ำหรือปริมาณการเติมน้ำลงชั้นน้ำบาดาล  $Q_{GWR}$

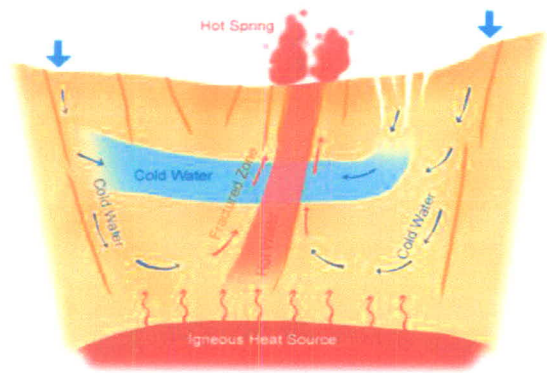
$$Q_P = Q_R + Q_E + Q_W + Q_{GWR} \quad \dots\dots\dots (3)$$

### แหล่งน้ำพุร้อน (Hot Springs resources)

แหล่งน้ำพุร้อนเป็นแหล่งพลังงานความร้อนของน้ำใต้ดินเหมือนแหล่งความร้อนใต้พิภพ (geothermal spring) อุณหภูมิอ้างอิงจากอุณหภูมิปกติในร่างกายเรา 36.5 and 37.5 °C คือถ้าเป็นน้ำแร่ร้อนคืออุณหภูมิสูงกว่า 36.7 °C อาจสูงกว่าอุณหภูมิอากาศ 6.5 °C อุณหภูมิสูงกว่านี้มากจนถึงกลายเป็นไอ (ที่มา [http://en.wikipedia.org/wiki/Hot\\_spring](http://en.wikipedia.org/wiki/Hot_spring))

## กระบวนการการเกิดน้ำพุร้อน

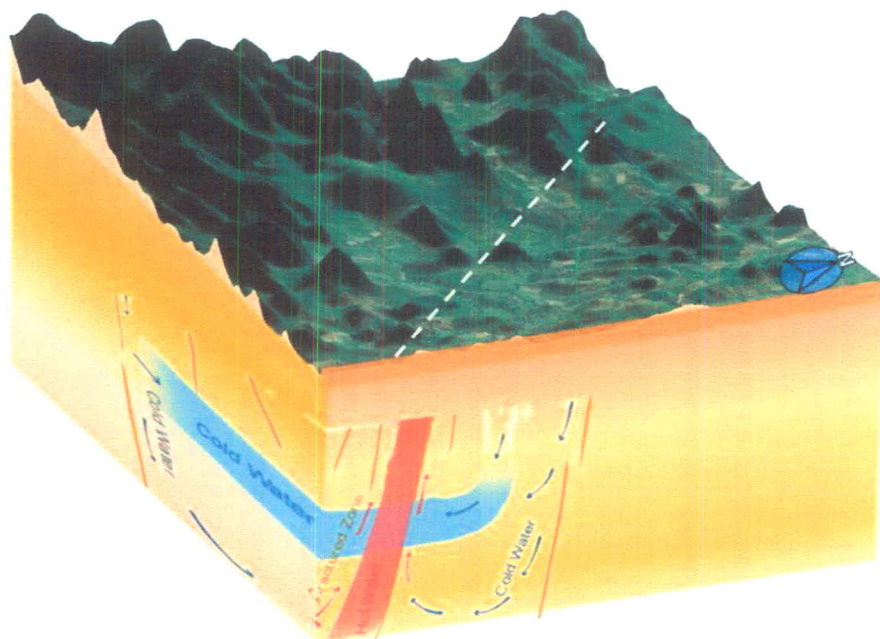
น้ำพุร้อนเกิดจากเคลื่อนที่ของน้ำผิวดินลงใต้ ผิวดินระดับลึก แล้วได้รับความร้อนจากแหล่งความร้อนจากหินฐานที่อยู่ใต้ผิวดินระดับลึกได้รับพลังงานจากกระบวนการเกิดภูเขาไฟและยังรักษาความร้อนไว้เป็นหลายหมื่นปี เมื่อน้ำใต้ดินผ่านก็จะได้รับความร้อนจากหินฐานที่กักเก็บความร้อน มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น ความร้อนที่เกิดขึ้น ทั้งจากแมกมาหรือการถ่านเทพลังงานจากหินแกรนิตที่กำลังเย็นตัวลง รวมทั้งการสลายตัวของสารกัมมันตรังสี จากยูเรเนียม และ ทอเรียม ในหินแกรนิตที่แทรกตัวขึ้นมาใกล้ผิวดิน เมื่อน้ำร้อนขึ้น ความดันเพิ่มขึ้นเคลื่อนที่ขึ้นมาที่ผิวดินตามรอยเลื่อนหรือรอยแตก



ภาพที่ 2-2 กระบวนการการเกิดน้ำพุร้อน  
ที่มา <http://ns.ist.cmu.ac.th/>

## ลักษณะแหล่งกักเก็บน้ำพุร้อนโป่งช้าง

แหล่งกักเก็บน้ำพุร้อนมีความสัมพันธ์กับธรณีวิทยาโครงสร้างได้แก่รอยเลื่อน รอยแตก หรือรอยแยก มีช่องว่างที่ให้น้ำร้อนไหลซึมขึ้นมาสู่ผิวดิน โดยเฉพาะรอยเลื่อนมีพลัง (active fault) ต่อเนื่องจากรอยเลื่อนศรีสวัสดิ์ และสัมพันธ์กับหินหินแกรนิต รอยสัมผัสของหินแกรนิตกับหินชั้นปูนและหินดินดาน ซึ่งบริเวณผิวดินเป็นชั้นของตะกอนเศษหินเชิงเขา



ภาพที่ 2-3 แบบจำลองเชิงมโนทัศน์ของแหล่งน้ำพุร้อนโป่งช้าง

## เทคโนโลยีทางธรณีฟิสิกส์

ที่ประยุกต์ในงานวิจัยนี้เป็นการเน้นเพื่อศึกษาโครงสร้างทางธรณีวิทยา ช่วยในการตรวจสอบรอยแตก/รอยเลื่อน ที่เป็นแหล่งน้ำพุร้อน

### การวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า

การวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า โดยการปล่อยกระแสไฟฟ้าลงไปในดินผ่านทางขั้วไฟฟ้า 2 ขั้ว และวัดศักย์ไฟฟ้าบนผิวดิน ศักย์ไฟฟ้าที่เกิดขึ้นมีการกระจายตัวสัมพันธ์กับสภาพต้านทานไฟฟ้าใต้ผิวดิน การวัดค่าสภาพความต้านทานของชั้นดิน ขยะหรือหินที่มีความชื้นหรือมีน้ำประกอบอยู่ไม่เท่าจะมีค่าที่แตกต่างกัน

การส่งผ่านกระแสไฟฟ้าลงสู่ใต้ผิวดินเพื่อหาความแตกต่างของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าในดิน หินหรือแร่ หาได้จากความต้านทานระหว่างผิวด้านตรงข้ามของแท่งลูกบาศก์ของสสาร กรณีของทรงกระบอกที่มีความต้านทานไฟฟ้า R ความยาว L พื้นที่หน้าตัด A (ภาพที่ 2-4) และค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า  $\rho$  (Telford et al, 1990) สมการ (3)

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad \dots\dots\dots(3)$$

กระแสไฟฟ้า I เดินทางจากขั้วไฟฟ้าตามแนวรัศมีและกระจายสม่ำเสมอบนเส้นขอบครึ่งทรงกลมหรือพื้นผิวของศักย์ไฟฟ้าที่มีขั้วไฟฟ้าอยู่ที่จุดศูนย์กลาง ที่ระยะ r พื้นที่ของเส้นขอบครึ่งทรงกลมเป็น  $2\pi r^2$  แสดงตามสมการ (4)

$$V_r = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad \dots\dots\dots(4)$$

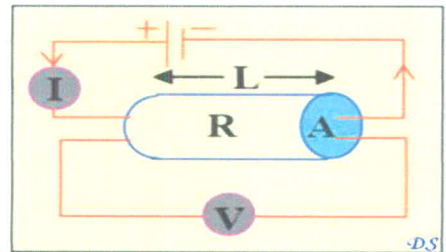
ขั้วไฟฟ้าที่ใช้ในการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าประกอบด้วย

- ขั้ววัดศักย์ไฟฟ้า (potential electrodes,  $P_M$  และ  $P_N$ )
- ขั้วกระแสไฟฟ้า (current electrodes,  $C_A$  และ  $C_B$ )

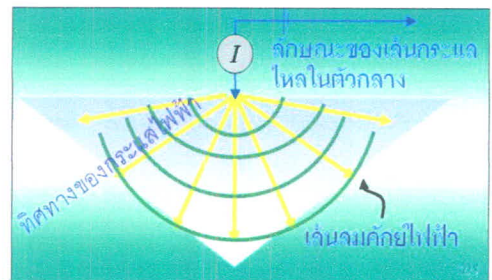
เมื่อกระแสไฟฟ้าถูกปล่อยลงสู่ผิวดินโดยผ่านทางขั้วกระแสไฟฟ้าแล้ววัดค่าศักย์ไฟฟ้าบนผิวดิน ศักย์ไฟฟ้าระหว่างจุด 2 จุดที่แตกต่างกัน ทำให้สามารถคำนวณค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าได้จากสมการ (5)

$$\rho = \frac{2\pi V_{MN}}{i} \left( \frac{1}{M_A} - \frac{1}{M_B} - \frac{1}{N_A} + \frac{1}{N_B} \right) \quad \dots\dots\dots(5)$$

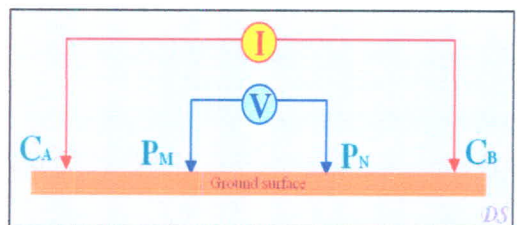
เมื่อ  $M_A$  และ  $M_B$  เป็นระยะห่างจาก  $P_M$  กับ  $C_A$  และ  $C_B$  ตามลำดับ  
 $N_A$  และ  $N_B$  เป็นระยะห่างจาก  $P_N$  กับ  $C_A$  และ  $C_B$  ตามลำดับ



ภาพที่ 2-4 กระแสไฟฟ้า I ไหลผ่านตัวกลางรูปทรงกระบอกของสสารเอกพันธ์



ภาพที่ 2-5 การไหลของกระแสไฟฟ้าจากขั้วไฟฟ้าเดียว



ภาพที่ 2-6 การวางขั้วขั้วไฟฟ้า ในการสำรวจวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า

การประมวลผลข้อมูล ต้องทำการคำนวณเป็นค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าปรากฏ (Apparent resistivity,  $\rho_a$ ) มีหน่วยเป็นโอห์ม-เมตร ( $\Omega.m$ ) จากค่ากระแสไฟฟ้าและค่าความต่างศักย์ไฟฟ้าเพื่อใช้ในการแปลความหมาย โดยสมการ (6)

$$\rho_a = \left( \frac{V_{MN}}{I} \right) \times K \quad \dots\dots\dots (6)$$

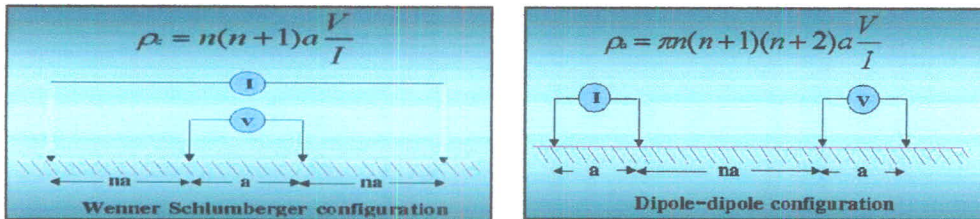
เมื่อ K เป็นค่าคงที่ของระบบขั้วไฟฟ้าและขึ้นอยู่กับระยะห่างของขั้วไฟฟ้า

**เทคนิคในการวัดสภาพต้านทานไฟฟ้า**

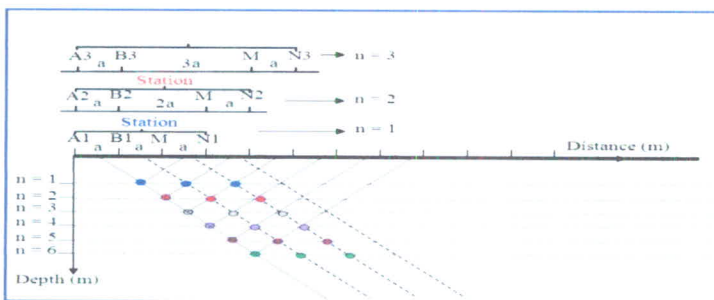
เป็นการวัดค่าแบบการสร้างภาพจากค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าเชิง 2 มิติ โดยใช้ระบบการอ่านเครื่องแบบหลายขั้ว ออกแบบระบบการเก็บข้อมูลอย่างอัตโนมัติหลายขั้ว กำหนดการวางขั้วไฟฟ้าแบบไดโพล-ไดโพล (Dipole-dipole) (ภาพที่ 2.6) คำนวณค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าปรากฏ  $\rho_a$  ได้ตามสมการ (8)

$$\rho_a = 2\pi(n-1)n(n+1)l \frac{\Delta v}{I} \quad \dots\dots\dots (8)$$

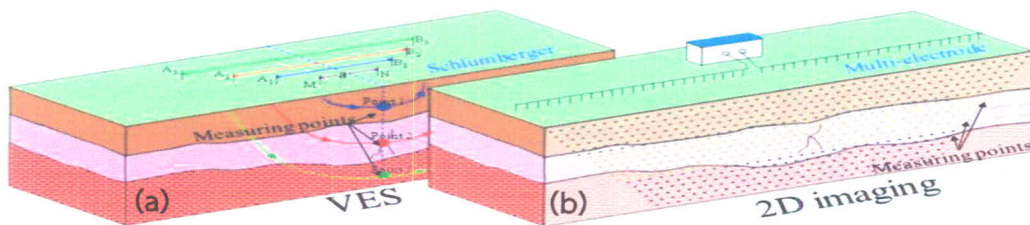
การออกแบบในการวัดในรูปภาคตัดขวาง หรือในเชิง 2 มิติ คือการเพิ่มค่า n คือ ระดับความลึกของข้อมูลจากนั้นก็ขยายระยะขั้วไฟฟ้าคือการเพิ่มค่า a เป็น 2a และ 3a ตามลำดับ (ดูการอธิบายในภาพที่ 2.7 ประกอบ)



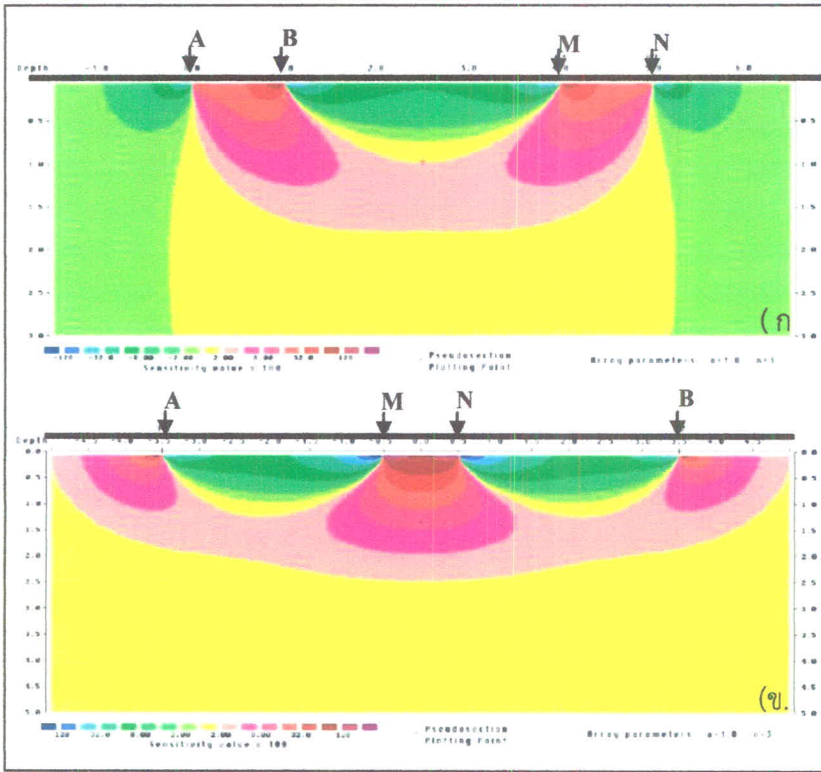
ภาพที่ 2-7 ระบบขั้วไฟฟ้าที่ใช้ในการศึกษาวิจัย คือแบบ Wenner-Schlumberger และ Dipole-Dipole (Telford et al, 1990)



ภาพที่ 2-8 การออกแบบการอ่านข้อมูลของการสำรวจในเชิง 2 มิติ



ภาพที่ 2-9 อธิบายการวัดค่าและประมวลผลแบบยังส์ลิกและแบบการสร้างภาพในเชิง 2 มิติ



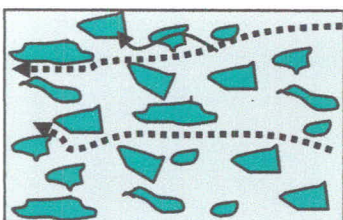
ภาพที่ 2-10 การเปรียบเทียบความหนาแน่น การไหลของกระแสไฟฟ้าและตำแหน่งที่อ่านค่าจากระบบการวางขั้วไฟฟ้าทั้ง 2 แบบ  
(ก.) ระบบขั้วไฟฟ้าแบบไดโพล-ไดโพล  
(ข.) ระบบขั้วไฟฟ้าแบบเวนเนอร์ - ซลัมเบอร์เจอร์

**ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของ ชั้นดิน ชั้นหิน และน้ำ**

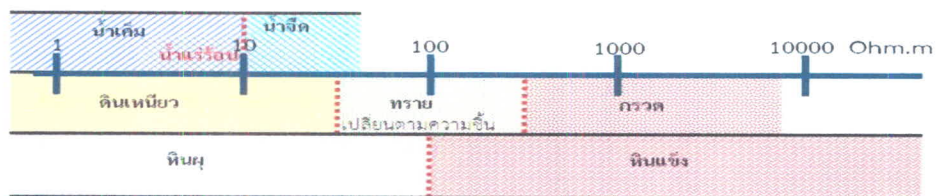
การวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าเป็นการวัดอ้อมของเกลือที่อยู่ละลายอยู่ในน้ำ ซึ่งอาจแทรกอยู่ในช่องว่างของดิน หรือตามรอยแตกของหิน (ภาพที่ 2.9) ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าขึ้นอยู่กับความพรุน (Porosity) และสภาพการยอมให้น้ำซึมผ่านได้ (Permeability) ตามกฎของอาร์คี (Archie's law) (Telford and et al, 1990) แสดงตามสมการ (15) ช่วงค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดิน/น้ำ/หิน ที่น่าเกี่ยวข้องกับงานวิจัยนี้ แสดงในตารางที่ 1 และภาพที่ 2.10

$$\rho = a\phi^b f^c \rho_w \dots\dots (15)$$

- โดยที่  $\phi$  เป็นความพรุน (Porosity)
- $f$  เป็นสัดส่วนของช่องว่างในหินที่น้ำแทรกอยู่
- $\rho_w$  ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของน้ำ (ขึ้นอยู่กับปริมาณและความนำไฟฟ้าของสารละลายในน้ำ)
- $a, b$  และ  $c$  เป็นค่าคงที่



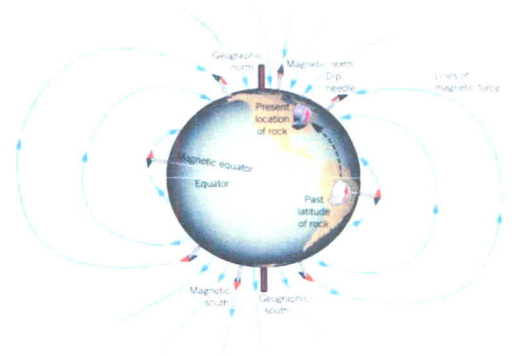
ภาพที่ 2-11 การไหลของกระแสไฟฟ้าผ่านชั้นดิน



ภาพที่ 2-12 ช่วงค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของดิน ตะกอน น้ำ และหิน รวมทั้งค่าของชั้นน้ำร้อน ดัดแปลงจาก (Telford et al., 1990)

### การสำรวจวัดค่าสนามแม่เหล็ก

การสำรวจวัดค่าความเข้มสนามแม่เหล็กโลกรวม อาศัยค่าความแตกต่างของสภาพรับได้ของความเป็นแม่เหล็ก (Magnetic Susceptibility) ที่เป็นสมบัติเฉพาะในหินหรือแร่เขตที่มีค่าสภาพรับได้ความเป็นแม่เหล็กแตกต่าง (สูงหรือต่ำกว่า) จากพื้นที่แวดล้อมมาก จึงเป็นบริเวณที่น่าสนใจอาจเป็นตำแหน่งของแหล่งแร่เหล็ก



### ค่าผิดพลาดของสนามแม่เหล็ก

ค่าความเข้มสนามแม่เหล็กในกรณีทั่วๆไปคือ ,  $B = \mu_0 H$   
เมื่อ H คือค่าสนามเหล็กในทิศทางระนาบขนานกับพื้นโลกและ  $\mu_0$  คือ permeability of vacuum ( $4\pi \times 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$ )

แต่เมื่อมีสารที่ให้ค่าแม่เหล็กสูง วางตัวอยู่ในสนามแม่เหล็กกรณี สามารถอธิบายได้คือ

$$B = \mu_0 H + \mu_0 k H$$

เมื่อ k คือ สภาพรับได้ของความเป็นแม่เหล็ก (Magnetic susceptibility)

ค่าผิดพลาดมีทิศทางเดียวกันบนสนามแม่เหล็ก ใช้อธิบายสนามแม่เหล็กกรณี โดยส่วนประกอบต่างๆของสนามแม่เหล็กกรณีมีความสัมพันธ์ดังนี้

$$B^2 = H^2 + Z^2$$

ค่าผิดพลาดทางแม่เหล็กจะทำให้ ความเข้มสนามรวม B เปลี่ยนแปลงไป ส่วนประกอบในแนวตั้ง  $\Delta Z$  และส่วนประกอบในแนวราบ  $\Delta H$  เปลี่ยนแปลงด้วยซึ่งทำมุม  $\alpha$  กับ H ,

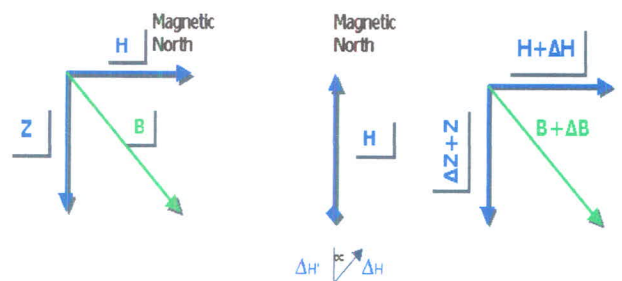
$$H' = \Delta H \cos \alpha$$

ลักษณะการเกิดค่าผิดพลาดทางแม่เหล็ก (Magnetic anomaly)

รูปร่างของค่าผิดพลาดทางค่าสนามแม่เหล็กเกิดจาก ขนาดรูปร่าง ตำแหน่งที่ทำการสำรวจและการกระจายตัวของชิ้นส่วนเล็กๆ (grain) ของสารแมกนีไทต์ (magnetite) มีอิทธิพลต่อสมบัติทางแม่เหล็กของหินนั้นๆ สารทุกชนิดเป็นแม่เหล็กในระดับอะตอมโดยอะตอมแต่ละตัวประพฤติตัวเป็นไดโพล เนื่องจากการหมุนของอิเล็กตรอนในอะตอม และการโคจรของอิเล็กตรอนรอบนิวเคลียส แร่ที่มีบทบาทในการทำให้เกิดค่าผิดพลาดทางแม่เหล็ก เมื่อสารแม่เหล็กส่วนใหญ่ คือสารเฟอร์ริแมกเนติก (ferrimagnetic materials) เช่น magnetite การเข้าคู่ของไดโพล มีทิศทางขนานกันและมีทิศทางตรงกันข้าม (antiparallel) แต่จำนวนไดโพลในทิศทางทั้งสองไม่เท่ากัน สารเฟอร์ริแมกเนติกจึงมีการเป็นแม่เหล็กที่เกิดขึ้นอย่างแรงและมีค่าสภาพรับได้ของความเป็นแม่เหล็กสูง

ในการสำรวจวัดค่าสนามแม่เหล็ก หินที่มีแร่เหล็กถูกเหนี่ยวนำโดยสนามแม่เหล็กภายนอกทำให้ค่าสนามแม่เหล็กนั้นมีทิศทางเดียวกับสนามแม่เหล็กภายนอก เป็นการทำให้เกิดแม่เหล็กโดยการเหนี่ยวนำ

ภาพที่ 2-13 เส้นแรงสนามแม่เหล็กกรณี



ภาพที่ 2-14 สนามแม่เหล็กกรณีในรูปเวกเตอร์ เมื่อมีค่าผิดพลาดทางแม่เหล็กเสริมสนามแม่เหล็ก

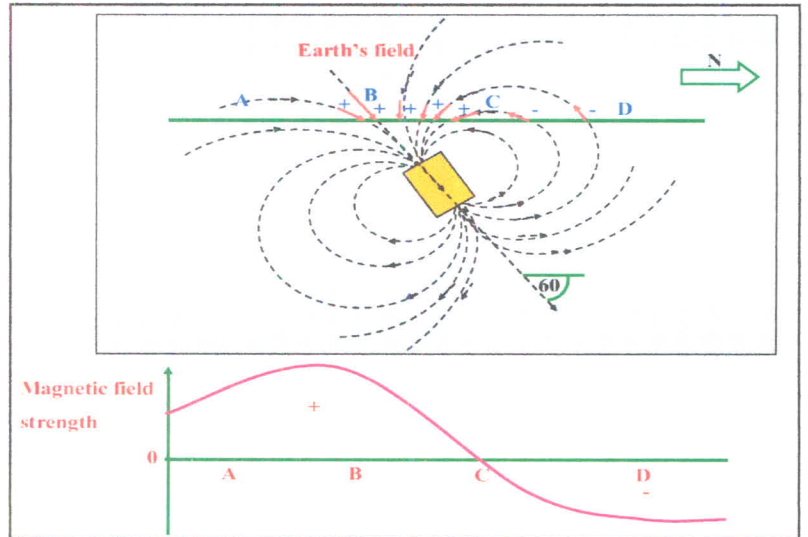
(Induced magnetization) หรือ การทำให้เป็นขั้วทางแม่เหล็ก (magnetic polarization) ซึ่งเป็นสัดส่วน  
กับความเข้มของแรงทำให้เป็นแม่เหล็ก H

$$J = kH \quad \text{เมื่อ ค่า } k \text{ คือสภาพรับได้ของความเป็นแม่เหล็ก}$$

สนามแม่เหล็กที่เกิดจากหินหรือแร่ที่ไม่สามารถกลับมายังตำแหน่งและทิศทางเดิมของหิน (ถ้าไม่

รบกวนจากสนามแม่เหล็กภายนอก) ทำให้หิน/แร่ชนิดนั้นมีทิศทางเดียวกับ  
สนามแม่เหล็กภายนอก เรียกว่า สภาพแม่เหล็กตกค้าง ( $J_r$ )

สาเหตุหลักของค่าผิดปกติทางแม่เหล็ก ได้แก่ พนัง (dykes) รอยเลื่อน (fault) รอยคดโค้ง (fold) และ lava flow การ  
แทรกซอนของหินอัคนีชนิดเบส หินฐาน  
ซึ่งเป็นหินแปร และแหล่งแร่ magnetite ค่าผิดปกติทางแม่เหล็กมี  
แอมพลิจูด ตั้งแต่ 10-20 nT บนหิน  
ฐานซึ่งเป็นหินแปรระดับลึก และค่า  
หลายพันนาโนเทสลาเหนือแหล่งแร่ magnetite



ภาพที่ 2-15 ลักษณะความเข้มสนามแม่เหล็กบริเวณที่มีค่าผิดปกติ  
ทางแม่เหล็กผิดปกติทางแม่เหล็ก

### การประยุกต์ทางธรณีฟิสิกส์กับแหล่งน้ำพุร้อน

ลักษณะธรรมชาติการเกิดของแหล่งบ่อน้ำพุร้อนกับแหล่งความร้อนใต้พิภพคล้ายกัน คือมีต้นกำเนิด  
ความร้อนที่ถ่ายเทพลังงานให้น้ำใต้ดินเหมือนกัน มีโครงสร้างทางธรณีวิทยาเป็นตัวเชื่อมหรือกักเก็บ โดย  
ต่างกันที่ระดับความร้อนของอุณหภูมิ ความลึกและขนาดของพื้นที่เป็นแหล่งศักยภาพ แหล่งความร้อนใต้  
พิภพอาจลึก 1-2 กิโลเมตร คลุมพื้นที่กว้าง เป็น 100 ตารางกิโลเมตร อุณหภูมิสูงมากจนบางครั้งเป็นไอน้ำ  
ส่วนบ่อน้ำพุร้อนที่พบที่ผิวดินได้จากต้นแทรกซ้นของน้ำร้อนที่อยู่ใต้ดิน อุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิของร่างกาย  
ชนิดน้อย พื้นที่เฉพาะแหล่ง อาจมีบ่อน้ำพุร้อนขึ้นมาเป็นกระจุกหลายบ่อ คลุมพื้นที่ 2-3 ตารางกิโลเมตร

ดังนั้นในการสำรวจหาศักยภาพของแหล่งน้ำพุร้อนก็เป็นวิธีเดียวกันที่ใช้สำรวจแหล่งความร้อนใต้  
พิภพคือใช้เทคโนโลยีทางธรณีฟิสิกส์หาโครงสร้างทางธรณีวิทยาและขอบเขตที่เป็นแหล่งศักยภาพใต้ดิน  
โดยมีวิธีการหลายวิธี การศึกษาที่ผ่านมา มีการเลือกวิธีการวัดค่าสนามแม่เหล็กเทลเลอร์ลิก  
(magnetotelluric - MT) เป็นการวัดค่าสนามแม่เหล็กที่เกิดจากชั้นบรรยากาศไอโอโนสเฟียร์ แล้ว  
เหนี่ยวนำเกิดกระแสในชั้นเปลือกโลก สามารถศึกษาลึกลงเป็นหลายกิโลเมตรซึ่งคำนวณแปรผันตามความถี่  
การประยุกต์ MT กับแหล่งความร้อนใต้พิภพ เช่น

Aiken and Ander (1981) ได้ทำการสำรวจแหล่งความร้อนใต้พิภพ ด้วย MT จำนวน 200 แห่ง  
ระยะห่าง 15-20 km ในรัฐ New Mexico and Arizona สหรัฐอเมริกา แสดงเป็นภาคตัดขวางทางธรณี  
ไฟฟ้า เมื่อประมวลผลแบบหึ่งลิกแลพแบบจำลองเชิงผกผัน ได้เป็นแผนที่บริเวณแหล่งศักยภาพของหิน  
ร้อนแห้ง (Hot dry rock) ที่ใหญ่ที่สุด

Cumming and Mackie (2010) สํารวจด้วยการวัดค่า MT แหล่งหินกักเก็บความร้อนใต้พิภพ (geothermal reservoirs) ที่ Glass Mountain ประเทศอินโดนีเซีย ในแบบจำลองเชิง 1D, 2D and 3D พบชั้น smectite clay .ให้ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ ค่าสภาพให้ซึมผ่านได้ต่ำ เป็นชั้นกั้นแหล่งหินกักเก็บความร้อนใต้พิภพ

การประยุกต์เทคนิคการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าในการสำรวจแหล่งความร้อนใต้พิภพ เช่น

Suanburi (1997) ได้ศึกษาแหล่งความร้อนใต้พิภพ the Hathobaru Geothermal area, Central of Kyushu, ประเทศญี่ปุ่น โดยการวัดสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบ Mise-a-la-Masse โดยใช้ปลอกท่อหลุมเจาะที่เล็กใช้แล้วลึก 500 เมตร เป็นขั้วไฟฟ้า C1 ส่วน C2 อยู่ห่าง 5 กิโลเมตร จุดวัดค่า เป็นแบบ รัศมียาว 1 กิโลเมตร จำนวน 18 เส้นสำรวจ และทำการวัดค่า MT ด้วยบริเวณใกล้เคียง พบรอยเลื่อนใหญ่ 2 แนววางตัวNW-SE และเขตแหล่งความร้อน จากค่าสภาพไฟฟ้าต่ำ สอดคล้องกับ แบบจำลอง MT ที่ค่าสภาพไฟฟ้าต่ำบริเวณเดียวกันลึกกว่า 500 เมตร

Gad El-Qady (2006) ทำการสำรวจแหล่งความร้อนใต้พิภพและแหล่งน้ำใต้ดิน ทางไฟฟ้าแบบ หยั่งลึก (vertical electrical soundings - VES) โดยวางระบบขั้วไฟฟ้าแบบ Schlumberger ขยายระยะห่างขั้วไฟฟ้า AB/2 ถึง 1000 เมตร จำนวน 19 แห่ง ที่ Hammam Mousa, Sinai ประเทศ Egypt พบการกระจายของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำที่น่าจะเป็นน้ำพุร้อน

Bibby *et al.*, (2009) วัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าระดับลึก ที่ Wairakei geothermal field New Zealand ด้วยการวางระบบขั้วไฟฟ้าแบบ Wenner ระยะขั้วไฟฟ้า (a ~ 550 เมตร) และแบบ Schlumberger array (AB/2 = 500 เมตร and 1000 เมตร) แสดงความแตกต่างของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูงจากชั้นบนช่วงความลึก 500 เมตร เป็นน้ำเย็นด้านล่าง พบเขตที่เป็นค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ (5-10  $\Omega$ m) เป็นชั้นน้ำร้อนและเค็ม ในช่องว่างหินที่มีคุณสมบัติเป็นตัวนำ

การสำรวจหาศักยภาพของแหล่งน้ำพุร้อนเป็นนิยามเดียวกับการสำรวจหาน้ำใต้ดิน แต่ต้องมีการวิเคราะห์ความแตกต่างระหว่างแหล่งน้ำร้อนและน้ำเย็น การประยุกต์วิธีการสำรวจวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าการสำรวจแบบหยั่งลึกมักจะนำมาใช้ในการหาชั้นน้ำบาดาล (ได้ข้อมูลเฉพาะตำแหน่งสำรวจตามแนวตั้ง) (Kollert, 1969) โดยเฉพาะในประเทศไทยส่วนมากใช้วิธีการนี้เป็นข้อมูลในการเจาะหาน้ำบาดาล ประเทศไทยได้มีการประยุกต์เทคนิคการสำรวจวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าเชิง 2-3 มิติ หาชั้นน้ำบาดาลสามารถกำหนดเขตศักยภาพของน้ำบาดาล บริเวณพื้นที่ภาคตะวันออกเฉียงใต้ผลมาแล้ว เช่น ทำการศึกษาแหล่งทรัพยากรน้ำใต้ดิน บริเวณวิทยาเขตศรีราชา มก. สามารถกำหนดเขตศักยภาพน้ำใต้ดินที่ให้น้ำมากหรือให้น้ำจากรอยแตกของหินแกรนิตได้ (ดีเซลล์ สวนบุรี, 2549) และบริเวณเป็นเขตของหินแกรนิตมีศักยภาพน้ำใต้ดินต่ำเช่น บริเวณสวนสัตว์เปิดเขาเขียว อำเภอสัตร์ราชา ศึกษาชบบน้ำบาดาลกำหนดจุดเจาะน้ำใต้ดินได้ผลดี (ดีเซลล์ สวนบุรี และคณะ, 2550). เมื่อปรับปรุงวิธีการให้ข้อมูลที่ลึกและละเอียดมากขึ้น เพื่อการศึกษาหาแหล่งน้ำใต้ดินของหินปูน จนพัฒนาวิธีการ เรียกว่า resistivity scanning (Suanburi and Wathanaku. 2009) ที่สามารถการศึกษาลักษณะน้ำใต้ดินได้อย่างชัดเจน โดยเฉพาะชั้นน้ำใต้ดินที่อยู่ใกล้ชายทะเลหรือบนเกาะเพื่อการจัดการใช้น้ำบาดาลอย่างมีประสิทธิภาพ และหลีกเลี่ยงการลึกลงจากน้ำเค็มเข้าผสมน้ำจืด (Suanburi, 2010)

ดังนั้น เมื่อประยุกต์ต่อยอดจากการพัฒนาจากระบบและวิธีการสำรวจหาน้ำใต้ดินที่ประสบผลสำเร็จมาแล้ว เพื่อศึกษาศักยภาพของแหล่งน้ำพุร้อนจึงเป็นงานวิจัยที่น่าจะได้ผลที่ใกล้เคียงกัน

## งานสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ในพื้นที่ศึกษาวิจัยที่ได้ทำก่อนนี้

กัมปนาท แหลมลทรัพย์ และ วิไลวรรณ เวชกามา (2553) ได้ประยุกต์ วิธีการทางธรณีฟิสิกส์ในการหาแหล่งน้ำพุร้อนบ้านโป่งช้าง คือวิธีวัดค่าความต้านทานไฟฟ้า มีการวางขั้วกระแสไฟฟ้าหลายรูปแบบในการสำรวจหาแหล่งน้ำพุร้อนนี้ สามารถสำรวจได้ลึกประมาณ 100 เมตร

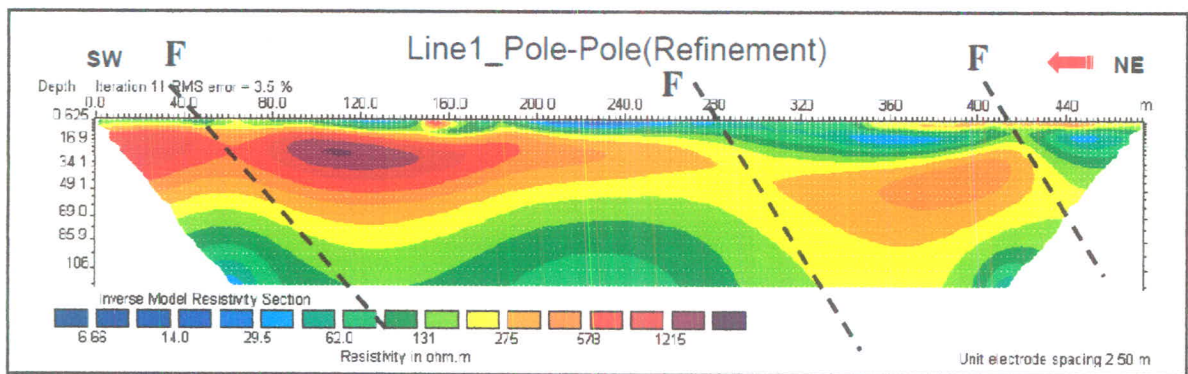
การสำรวจนี้ใช้ 2 รูปแบบ คือ

1). วัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบโพล - โพลในเชิง 2 มิติ เพื่อดูโครงสร้างที่เป็นรอยแตกได้ลึก 0 - 110 เมตร โดยทำการวางแนวสำรวจ 2 แนว มีทิศทางประมาณเหนือ - ใต้ เพื่อดูว่ารอยแตกลึกลงและเฉียงเท่าใดในทิศทางใด มี 2 แนวคือ L1 ยาว 0 - 475 เมตร และ L2 ยาว 0-235 เมตร เมื่อได้ทิศทางของแนวรอยแตกแล้วจึงกำหนดตำแหน่ง ในข้อ 2

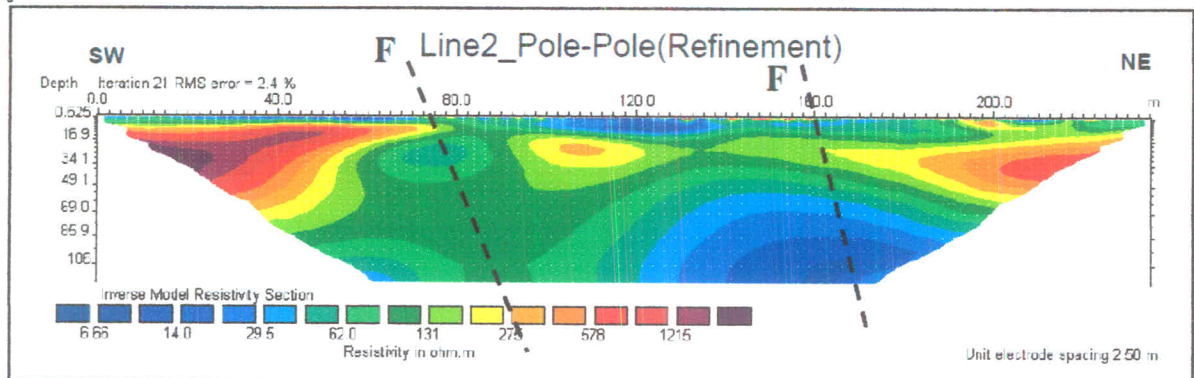
2). วัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบหยั่งลึก (VES) วางขั้วไฟฟ้าแบบซลัมเบอร์เจอร์ เป็นวิธีการวัดค่าจุดๆ เพื่อหาศักยภาพของชั้นน้ำตามรอยแตก และความลึก วิธีการนี้ได้ความลึกถึง 200 เมตร ทำการสำรวจ 13 จุด

ผลจากการสำรวจวัดค่าความต้านทานไฟฟ้าแบบโพล - โพลทั้ง 2 แนวสำรวจ (ภาพที่ 2-16) และ 13 จุดวัดค่าความต้านทานไฟฟ้าแบบหยั่งลึก (ภาพที่ 2-17)

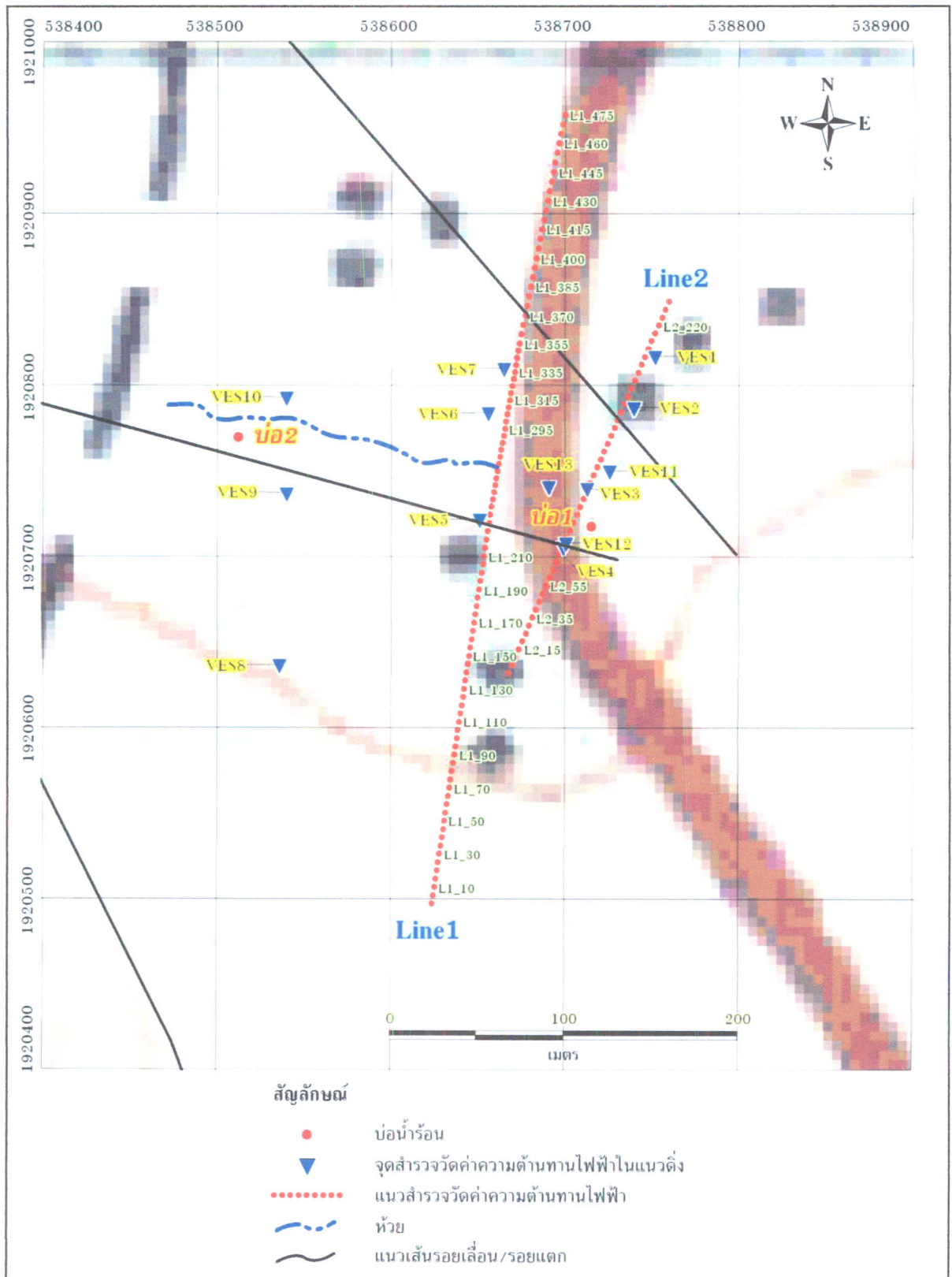
จากการแปลความข้อมูล แสดงพื้นที่นี้มีระดับน้ำ ใต้ดินลึก 4 เมตรจากผิวดิน ดินชั้นบนปกคลุมด้วยดินทราย ไม่พบหินแข็งโผล่ให้เห็นในบริเวณพื้นที่สำรวจ ดังนั้นโพรงช่องว่างต่างๆและรอยแตกในหินแข็งใต้ดินจะอยู่ต่ำกว่าระดับน้ำใต้ดิน การแปลความหมายค่าความต้านทานไฟฟ้าของช่องว่างในหินแข็งและรอยแตก จะมีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ



รูปแบบจำลองค่าความต้านทานไฟฟ้าตามแนวสำรวจ 2 มิติ ของแนวสำรวจ L1



ภาพที่ 2-16 ผลการศึกษา แบบจำลองค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าตามแนวสำรวจ 2 มิติ สามารถกำหนดเขตรอยเลื่อนบริเวณบ่อน้ำร้อนโป่งช้าง



ภาพที่ 2-17 ผลการสำรวจวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า โดย กัมปนาท แหลมลทรัพย์ และ วิไลวรรณ เวชกามา (2553) แสดงแนวรอยเลื่อนจากการวัดวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบโพล - โพล บริเวณน้ำพุร้อนบ้านโป่งช้าง