



รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ การสำรวจหาแหล่งน้ำใต้ดินในชั้นหินแข็งโดยวิธีการสำรวจข้อมูลระยะไกลและ
วิธีธรณีฟิสิกส์ในพื้นที่ปลูกพืชเศรษฐกิจ อำเภอรัตนภูมิ ทางทิศตะวันตกของทะเลสาบสงขลา

โดย ดร.กำแหง วัฒนเสน และ คณะ

มิถุนายน 2555 เสร็จโครงการ

รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ การสำรวจหาแหล่งน้ำใต้ดินในชั้นหินแข็งโดยวิธีการสำรวจข้อมูลระยะไกลและ
วิธีธรณีฟิสิกส์ในพื้นที่ปลูกพืชเศรษฐกิจ อำเภอรัตนภูมิ ทางทิศตะวันตกของทะเลสาบสงขลา

- | | |
|--|--|
| 1. ดร.กำแหง วัฒนเสน | ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ |
| 2. รองศาสตราจารย์ ดร.สุรพล อารีย์กุล | ภาควิชาวิศวกรรมเหมืองแร่และ
วัสดุ คณะวิศวกรรมศาสตร์
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ |
| 3. ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.วรุฒิ โลหะวิจารณ์ | ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์
มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ |

สนับสนุนโดยสำนักงานคณะกรรมการการอุดมศึกษา
และสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย

(ความเห็นในรายงานนี้เป็นของผู้วิจัย สกอ. และ สกว. ไม่จำเป็นต้องเห็นด้วยเสมอไป)

กิตติกรรมประกาศ

โครงการวิจัยชิ้นนี้เสร็จสมบูรณ์ได้ ผู้วิจัยขอขอบคุณสำนักงานคณะกรรมการอุดมศึกษา (สกอ.) และสำนักงานกองทุนวิจัย (สกว.) ที่สนับสนุนทุนพัฒนาศักยภาพในการทำงานวิจัยของอาจารย์รุ่นใหม่

ขอขอบคุณ รองศาสตราจารย์ ดร.สุรพล อารีย์กุล ภาควิชาเคมีเมืองแร่และวัสดุ คณะวิศวกรรมศาสตร์ และ ผศ.ดร.วรวิทย์ โลหะวิจารณ์ อดีตอาจารย์ภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ นักวิจัยที่ปรึกษา ที่ได้ให้ความช่วยเหลือ ให้คำแนะนำ และให้กำลังใจ

ขอขอบคุณภาควิชาฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ที่สนับสนุนอุปกรณ์เครื่องมือวิจัยทางธรณีฟิสิกส์ และสถานที่ในการทำวิจัย

ขอขอบคุณสถานวิจัยธรณีฟิสิกส์ คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์ ที่สนับสนุนงบประมาณในการเดินทางไปประชุมวิชาการและนำเสนอผลงานวิจัยชิ้นนี้แบบบรรยาย ณ เมือง Almaty ประเทศคาซัคสถาน

ขอขอบคุณ ดร.สวัสดิ์ ยอดขยัน ที่ไปช่วยงานเก็บข้อมูลภาคสนามและให้คำแนะนำในการเก็บข้อมูลการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน ตลอดจนช่วยแนะนำในขั้นตอนจัดการข้อมูลและการแปลความหมายข้อมูล

ขอขอบคุณมาก ๆ สำหรับทีมงานเก็บข้อมูลภาคสนาม ทั้งอดีตนักศึกษาปริญญาโทธรณีฟิสิกส์ และนักศึกษาในปัจจุบัน ขอขอบคุณประชาชนในหมู่ที่ 2 4 และ 11 ตำบลเขาพระ ที่มีน้ำใจเป็นอย่างดียิ่งต่อทีมงานตลอดช่วงเวลาที่เก็บข้อมูล ขอขอบคุณปลัดองค์การบริหารส่วนตำบลเขาพระ อำเภอรัตภูมิ ที่ให้ความอนุเคราะห์ข้อมูล

ขอขอบคุณ คุณอุไร บุษบงค์ และคุณเปรมิกา หนูวัน ที่ช่วยติดต่อระหว่างหน่วยงานและงานเอกสาร รวมทั้งพี่ๆ workshop ภาควิชาฟิสิกส์ ขอขอบคุณอีกหลายๆ ท่าน ที่ไม่ได้บันทึกนามไว้ ณ ที่นี้ ที่ได้ให้ความช่วยเหลือในการทำงานโครงการวิจัยนี้ ขอขอบคุณครับ!

กำแหง วัฒนเสน

1. บทคัดย่อภาษาไทยและภาษาอังกฤษ

รหัสโครงการ: MRG5280137

ชื่อโครงการ: การสำรวจหาแหล่งน้ำใต้ดินในชั้นหินแข็งโดยวิธีการสำรวจข้อมูลระยะไกลและวิธีธรณีฟิสิกส์ในพื้นที่ปลูกพืชเศรษฐกิจ อำเภอรัตนภูมิ ทางทิศตะวันตกของทะเลสาบสงขลา

ชื่อนักวิจัย: นายกำแหง วัฒนเสน มหาวิทยาลัยสงขลานครินทร์

E-mail address: kamhaeng.w@psu.ac.th

ระยะเวลาโครงการ: 15 มีนาคม 2552 ถึง 15 มีนาคม 2554

น้ำใต้ดินในชั้นหินแข็งเป็นแหล่งน้ำที่มีความสำคัญเพิ่มมากขึ้น เนื่องจากความต้องการใช้น้ำที่เพิ่มขึ้นจากการเพิ่มขึ้นของจำนวนประชากร การขยายตัวของเมือง และภาคอุตสาหกรรม เป็นต้น อีกทั้งน้ำในชั้นหินยังมีความปลอดภัยจากสิ่งปนเปื้อนที่มักเกิดกับแหล่งน้ำผิวดินและใต้ดินระดับตื้น งานวิจัยนี้ได้ทำการสำรวจหาแหล่งน้ำใต้ดินในชั้นหินแข็งด้วยวิธีการสำรวจข้อมูลระยะไกลและวิธีธรณีฟิสิกส์ ในพื้นที่ตำบลเขาพระ อำเภอรัตนภูมิ ซึ่งอยู่ทางทิศตะวันตกของทะเลสาบสงขลา แหล่งน้ำที่ตรวจพบจะขุดเจาะเพื่อนำน้ำไปใช้ในภาคการเกษตรและสำหรับอุปโภคและบริโภค การแปลความหมายข้อมูลจากข้อมูลแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (DEM) ให้แนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาที่น่าจะสัมพันธ์กับรอยเลื่อนหรือรอยแตกใต้ผิวดิน และน่าจะเป็นแหล่งที่น้ำบาดาลถูกกักเก็บอยู่ตามรอยแตกในเนื้อหินแข็ง แนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยา 3 แนว ปรากฏชัดเจนบริเวณที่ราบเชิงเขาแก้ว และได้วางแผนสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์ 5 แนววัดในทิศทางตั้งฉากกับแนวเส้นดังกล่าว การสำรวจพบว่าการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบหยั่งลึกในแนวตั้งโดยจัดขบวนขั้วไฟฟ้าแบบ Schlumberger สามารถแสดงให้เห็นได้ว่ามีแนวรอยเลื่อนอยู่ระหว่างจุดวัดสองจุดที่อยู่คนละด้านกับแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยา การวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและแบบจำลองภาพตัดขวางเทียมค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าให้ข้อมูลการเปลี่ยนแปลงระดับความสูงต่ำของชั้นหินฐาน ซึ่งน่าจะสัมพันธ์กับตำแหน่งของรอยเลื่อนหรือรอยแตกในชั้นหินแข็ง ตำแหน่งของรอยเลื่อนหรือรอยแตกในชั้นหินมีความสอดคล้องกับผลการแปลความหมายจากวิธีวัดคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำ (VLF) และตำแหน่งดังกล่าวตรวจพบที่ระยะทางประมาณ 525 เมตร บนแนววัดที่ ① ที่ระยะทางประมาณ 110 เมตร บนแนววัดที่ ④ ที่ความลึกประมาณ 54 เมตร และที่ระยะทางประมาณ 60 – 75 เมตร บนแนววัดที่ ③ ที่ระดับความลึกประมาณ 65 – 100 เมตร ซึ่งน่าจะมีการเจาะทดสอบต่อไป

คำหลัก: การสำรวจน้ำบาดาล; หินแข็ง; ระเบียบวิธีธรณีฟิสิกส์; การสำรวจข้อมูลระยะไกล; การตรวจสอบรอยเลื่อน

Project code: MRG5280137

Project title: Groundwater investigation in hard rocks using remote sensing and geophysical methods in an area of economical trees plantation, Rattaphum district, western Songkhla Lake

Investigator: Dr. Kamhaeng Wattanasen, Prince of Songkla University

E-mail address: kamhaeng.w@psu.ac.th

Project period: March 15, 2009 to March 15, 2011

Groundwater in hard rock areas has become increasingly important due to increasing of population, expanding of the city and the industrial sector etc. It is relatively safe from pollution, dissimilar surface water and shallow groundwater. Remote sensing and geophysical methods have been used for groundwater investigation in hard rock area, Khao Phra sub- district, Rattaphum district, western Songkhla Lake. The explored groundwater will then be used for plantation and consumption. The interpretation of digital elevation model data (DEM) provided the possible lineaments indicating faults or fractures in the subsurface which possibly related to groundwater trapped in hard rock. Three dominant lineaments around the foothill of Khao Keaw Mountain were suggested and 5 measuring profiles with perpendicular to the lineaments were defined to perform ground geophysics surveys. Schlumberger VES suggested that there was a fault locating between the VES measuring positions which locate at the opposite side of lineament. Reflection seismic and resistivity pseudo-section data gave a topography variation of basement rock, which indicated faults or fractures in hard rock. The exactly positions of faults or fractures have also been confirmed by the VLF data and their positions are found on the line ① and ④ at distances of 525 m and 110 m respectively, which water should be found at a depth about 54 m and on the line ③ at a distance of about 60 – 75 m water should be found at depths of about 65-100 m. These positions will be recommended for future drilling test well.

Keywords: Groundwater exploration, hard rocks, geophysical methods, remote sensing, fault detection,

2. Executive summary

สภาวะโลกร้อนส่งผลให้ประเทศไทยประสบปัญหาภัยแล้งอย่างหนักในช่วง 2-3 ปีที่ผ่านมา เนื่องจากน้ำผิวดินมีไม่เพียงพอต่อความต้องการของประชาชน อีกทั้งแหล่งน้ำผิวดินยังถูกปนเปื้อนได้ง่าย บางส่วนถูกปนเปื้อนจากมลพิษอันเกิดจากการเจริญเติบโตของประชากร การขยายตัวของตัวเมือง การขยายตัวทางภาคเกษตรและอุตสาหกรรม ฯลฯ สาเหตุดังกล่าวล้วนส่งผลในแง่ความต้องการใช้น้ำที่สูงขึ้น ในขณะที่เดียวกันการทิ้งกากของเสียสู่สิ่งแวดล้อมมีปริมาณสูงตามไปด้วย อีกทั้งจากการเกิดแผ่นดินไหวขนาด 9.0 ริคเตอร์ เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม 2547 ในทะเลบริเวณนอกชายฝั่งด้านทิศตะวันตกทางตอนเหนือของเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย ได้ส่งผลกระทบอย่างรุนแรงต่อ 6 จังหวัดตามชายฝั่งทะเลอันดามันของประเทศไทย ได้แก่ จังหวัดระนอง พังงา กระบี่ ภูเก็ต ตรัง และ สตูล โดยทำให้มีการสูญเสียทั้งชีวิตและทรัพย์สินจำนวนมาก และยังคงก่อให้เกิดผลกระทบต่อน้ำบาดาลในพื้นที่จังหวัดกระบี่ พังงา และบางส่วนของจังหวัดตรัง ส่งผลให้ประชาชนในพื้นที่ดังกล่าวได้รับความเดือดร้อนอันเนื่องมาจากการขาดแคลนน้ำสำหรับการอุปโภคบริโภค และการใช้สอยในด้านอื่นๆ เป็นอย่างมาก (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2550) ด้วยเหตุดังกล่าวกรมทรัพยากรน้ำบาดาลจึงมีโครงการการสำรวจหาแหล่งน้ำบาดาลสำรองเพิ่มเติมขึ้นจากแหล่งน้ำบาดาลในชั้นหินปูนและชั้นหินแข็งในพื้นที่ที่มีศักยภาพ เช่น ตรัง กระบี่ พังงา ชุมพร สุราษฎร์ธานี และพัทลุง น้ำบาดาลในชั้นหินปูนและชั้นหินแข็งนับเป็นแหล่งน้ำบาดาลที่มีศักยภาพน่าสนใจ อีกทั้งในอดีตการเจาะและสำรวจแหล่งน้ำบาดาลในหินชนิดนี้ยังมีไม่มากนัก และยังไม่มียุทธศาสตร์รายละเอียดมากเพียงพอที่จะทำการจัดทำแผนที่และประเมินศักยภาพแหล่งน้ำบาดาลได้

จากโครงการของกรมทรัพยากรน้ำบาดาลข้างต้นได้มีความสอดคล้องกับแนวคิดของผู้ทำการวิจัยที่มีความสนใจแหล่งน้ำบาดาลในชั้นหินแข็งและชั้นหินปูน โดยต้องการที่จะหาวิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ที่มีประสิทธิภาพ (ถูกต้อง รวดเร็ว และราคาถูก) เพื่อระบุตำแหน่งของรอยแตกที่เป็นแหล่งกักเก็บน้ำในชั้นหินดังกล่าว พื้นที่อำเภอรัตภูมิ จังหวัดสงขลาจึงเป็นพื้นที่ที่น่าสนใจที่จะทำการวิจัย เพราะมีทั้งภูเขาหินปูนและหินฐานที่เป็นหินแกรนิตที่มีศักยภาพที่จะพัฒนาเป็นแหล่งน้ำบาดาลได้ หากได้ทำการสำรวจให้ละเอียดและทำการเจาะทดสอบตรงกับบริเวณที่มีรอยแตกในชั้นหิน โดยเฉพาะอย่างยิ่งในพื้นที่ขององค์การบริหารส่วนตำบลเขาพระ ซึ่งจากแผนที่ธรณีวิทยาพบว่ามีชั้นหินฐานเป็นหินแกรนิตวางตัวอยู่ด้านล่าง และจากข้อมูลการเจาะบ่อน้ำบาดาลในพื้นที่โดยกรมทรัพยากรธรณีจำนวน 3 บ่อ พบว่าไม่มีน้ำเมื่อเจาะลึกลงไปชั้นหิน (ที่มา: ปลัดองค์การบริหารส่วนตำบลเขาพระ อำเภอรัตภูมิ, ติดต่อเป็นการส่วนตัว) จึงเป็นไปได้ว่า การเลือกตำแหน่งหลุมเจาะเหล่านั้นไม่เหมาะสมคือไม่ได้เจาะตรงตำแหน่งที่มีรอยแตกในเนื้อหินซึ่งคาดว่าจะมีน้ำกักเก็บอยู่ อีกทั้งต้องการหาวิธีการ

สำรวจและการแปลความหมายข้อมูลที่มีประสิทธิภาพและเหมาะสมเพื่อนำน้ำใต้ดินมาใช้ ซึ่งจะสอดคล้องกับแนวทางการพัฒนาแหล่งน้ำจากแหล่งดังกล่าว และสอดคล้องกับแผนพัฒนาอำเภอที่ต้องการจัดหาแหล่งน้ำสำหรับอุปโภคบริโภคแก่ประชาชน จากงานวิจัยคุณภาพของน้ำบาดาลในพื้นที่การเกษตรของอำเภอรัตนภูมิ พบว่ามีการปนเปื้อนของแบคทีเรียและ Coliform ในบางพื้นที่ (Panapitukkul et al., 2005) ดังนั้นแหล่งน้ำใต้ดินในชั้นหินปูนหรือหินแข็งจึงน่าจะเป็นแหล่งน้ำที่ปลอดภัยสำหรับใช้อุปโภคบริโภคแก่ประชาชน และจะเป็นแหล่งน้ำสำรองสำหรับใช้ในหน้าแล้ง หรือใช้สำหรับสนับสนุนการใช้น้ำในภาคเกษตรและอุตสาหกรรม

ในปัจจุบันการสำรวจหาแหล่งน้ำบาดาลโดยกรมทรัพยากรน้ำได้นำเอาเฉพาะวิธีวัดค่าสภาพต้านไฟฟ้ามาใช้ ซึ่งรวมทั้งงานสำรวจเพื่อปรับปรุงแผนที่น้ำบาดาลในชั้นหินปูนและหินแข็งที่กำลังดำเนินการอยู่ เนื่องจากยังมีวิธีธรณีฟิสิกส์อีกหลายวิธีที่สามารถสำรวจหาแหล่งน้ำบาดาล การตรวจสอบการเรียงลำดับชั้นดิน โครงสร้างของชั้นดิน เพื่อระบุตำแหน่งรอยแตกหรือโพรงในชั้นหิน ซึ่งจะช่วยในการระบุตำแหน่งบ่อเจาะที่เหมาะสมที่สุดสำหรับเจาะเพื่อนำน้ำจากบริเวณที่มีศักยภาพของน้ำบาดาลมากที่สุดมาใช้ ดังนั้นการนำเอาวิธีสำรวจข้อมูลระยะไกล (remote sensing) และวิธีธรณีฟิสิกส์หลายวิธีมาใช้ในการวิจัยนี้ (วิธีเรดาร์หยั่งลึก, วิธีวัดคลื่นไหวสะเทือน, วิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า, และวิธีแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำ) เพื่อต้องการให้การแปลความหมายข้อมูลเพื่อระบุตำแหน่งรอยแตกหรือโพรงในชั้นหินมีความแม่นยำมากยิ่งขึ้น อีกทั้งต้องการเลือกวิธีธรณีฟิสิกส์ที่เหมาะสมและมีประสิทธิภาพมากที่สุดในการใช้สำรวจน้ำในชั้นหินแข็งหรือชั้นหินเนื้อแน่นเพื่อนำไปประยุกต์ใช้กับพื้นที่อื่นต่อไป

3. วัตถุประสงค์

3.1 ใช้วิธีการสำรวจระยะไกลและวิธีธรณีฟิสิกส์หาโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินเพื่อระบุตำแหน่งที่มีรอยแตกในชั้นหินเนื้อแน่นซึ่งคาดว่าจะมีน้ำบาดาลกักเก็บอยู่ที่ระดับ

3.2 กำหนดตำแหน่งที่เหมาะสมสำหรับเจาะทดสอบ เพื่อพัฒนาเป็นบ่อน้ำบาดาลที่มีศักยภาพสำหรับสูบน้ำมาใช้อุปโภคและบริโภค

4. วิธีทดลอง

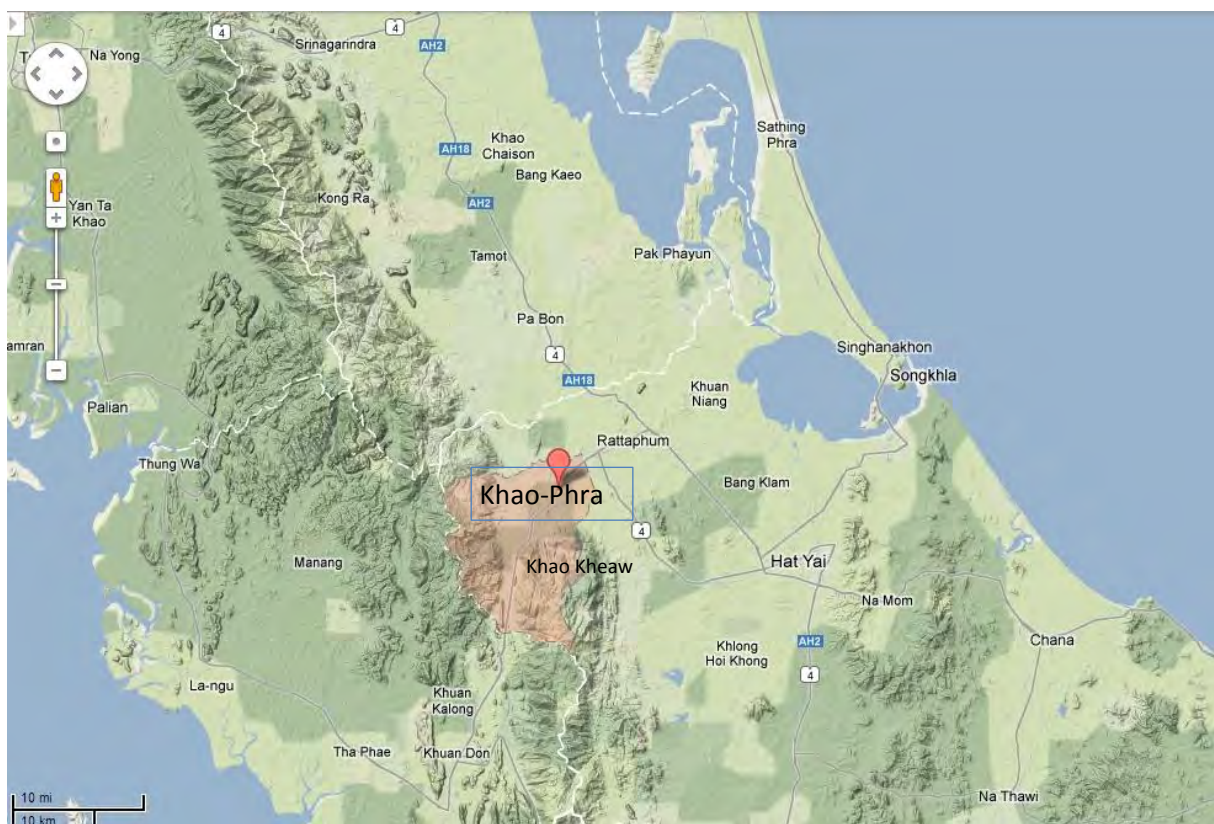
โครงการวิจัยนี้ได้ประยุกต์ใช้วิธีการแปลความหมายข้อมูลจากการสำรวจข้อมูลระยะไกลร่วมกับวิธีธรณีฟิสิกส์ เพื่อหาตำแหน่งของรอยแตกในชั้นหินเนื้อแน่นซึ่งคาดว่าจะมีน้ำบาดาลกักเก็บอยู่ที่ระดับลึกจากผิวดิน และเป็นตำแหน่งที่เหมาะสมที่จะเจาะบ่อน้ำบาดาลนำน้ำมาใช้ประโยชน์ในลำดับต่อไป ดังนั้นงานวิจัยนี้จึงแบ่งออกเป็นสองส่วน ส่วนแรกเป็นการเลือกพื้นที่วิจัยที่น่าจะมีศักยภาพน้ำบาดาลในชั้นหินแข็งและทำการแปลความหมายข้อมูลจากวิธีการสำรวจข้อมูลระยะไกล เพื่อระบุตำแหน่งของโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่มีความไม่ต่อเนื่อง โดยศึกษาจากแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยา (lineament) ที่อาจจะสัมพันธ์กับรอยแตก (fracture), รอยเลื่อน (fault) ฯลฯ ในเนื้อหิน ลักษณะทางธรณีที่เกิดจากรอยแตกหรือรอยเลื่อนจะเป็นตัวกระทำให้เกิดช่องว่างหรือรอยแตกในเนื้อหิน (secondary porosity) ซึ่งจะเป็นแหล่งกักเก็บน้ำบาดาลที่มีศักยภาพ ส่วนที่สองเป็นการระบุตำแหน่งความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาดังกล่าวแล้วบนผิวดินและทำการสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์บนผิวดินเพื่อหาตำแหน่งที่ถูกต้องของรอยแตกหรือรอยเลื่อน เนื่องจากการอาศัยผลการแปลความหมายข้อมูลจากการสำรวจข้อมูลระยะไกลเพียงวิธีเดียวอาจมีความคลาดเคลื่อนจากระยะทางจริงบนผิวดินได้ จึงขอกล่าวถึงวิธีการทดลองทั้ง 2 ส่วนดังนี้

4.1 การเลือกพื้นที่วิจัยและการแปลความหมายข้อมูลจากการสำรวจข้อมูลระยะไกล

4.1.1 พื้นที่วิจัย

งานวิจัยนี้ได้เลือกทำการศึกษาในพื้นที่ขององค์การบริหารส่วนตำบลเขาพระ อำเภอรัตนภูมิ จังหวัดสงขลา พื้นที่ของตำบลนี้ตั้งอยู่ปลายสุดของอำเภอรัตนภูมิ จังหวัดสงขลา ติดกับจังหวัดสตูล ตั้งอยู่ระหว่างละติจูดประมาณ $7^{\circ}01'$ - $7^{\circ}05'$ เหนือ และ $100^{\circ}09'$ - $100^{\circ}14'$ ตะวันออก อยู่ห่างจากทะเลสาบสงขลาไปทางทิศตะวันตกประมาณ 40 กิโลเมตร แบ่งการปกครองออกเป็น 9 หมู่บ้าน มีประชากรประมาณ 13,500 คน สภาพพื้นที่เป็นภูเขาสูงทางด้านทิศใต้และทิศตะวันตก พื้นที่ตอนกลางเป็นที่ราบเชิงเขาสลับกับเนิน โดยมีทางหลวงหมายเลข 406 หาดใหญ่-สตูล ตัดผ่านกลางตำบล ดังรูปที่ 1 ประชากรในพื้นที่ใช้ที่ดินในการทำการเกษตร ทำสวนยาง และทำสวนผลไม้ เช่น ลำไยทุเรียน ลองกอง จำปาดะ เป็นต้น ซึ่งเป็นพืชเศรษฐกิจของตำบล แหล่งน้ำในพื้นที่จึงมีความสำคัญต่อประชากรในพื้นที่เป็นอย่างยิ่ง แหล่งน้ำสำคัญที่นำมาใช้มาจาก 2 แหล่ง (ที่มา: เจ้าหน้าที่ฝ่ายโยธา องค์การ

บริหารส่วนตำบล) ได้แก่ 1) น้ำผิวดินซึ่งเป็นแหล่งน้ำหลัก อาศัยน้ำจากลำคลองโดยเฉพาะลำคลองรัตนภูมิที่มีน้ำไหลตลอดปี คลองรัตนภูมิมีต้นกำเนิดจากพื้นที่ป่าในเขตตำบลเขาพระ ไหลผ่านกลางตำบลไปทางทิศเหนือ ผ่านตำบลท่าชะมวง และต่อไหลต่อไปยังเขตอำเภอบางกล่ำ ควนเนียง จนไหลลงสู่ทะเลสาบสงขลาตอนนอก มีความยาวประมาณ 63 กิโลเมตร ต้นน้ำคลองรัตนภูมิประกอบด้วยคลองย่อยมากมาย ได้แก่ คลองลำวน คลองกรอบใหญ่ คลองกรอบน้อย คลองลำมั่ว คลองลำชัน (คลองหิน) คลองชัน คลองวังยาง คลองข้ายาว คลองวังช้าง คลองเรียน คลองลำปรก คลองลำแซง เป็นต้น แต่ละคลองจะมีต้นน้ำมาจากเทือกเขาบรรทัด และเทือกเขาโตนงาช้าง ซึ่งมีความสูงชันจึงมีน้ำตกใหญ่หลายแห่ง ได้แก่ น้ำตกบริพัตร น้ำตกราชนิ 7 ชั้น น้ำตกศรีเกษร น้ำตกโตนหมากลิ้ง



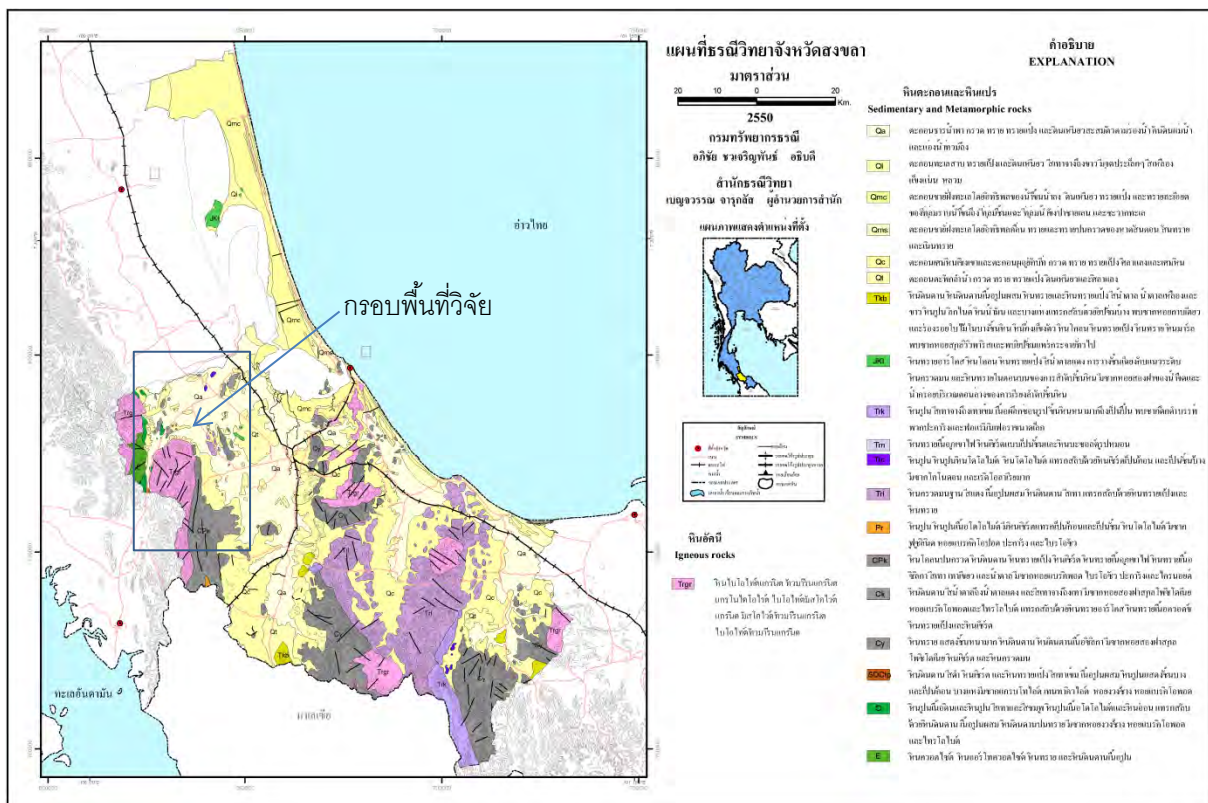
รูปที่ 1 แผนที่แสดงตำแหน่งของพื้นที่วิจัย ตำบลเขาพระ อำเภอรัตนภูมิ จังหวัดสงขลา

นอกจากนี้ทางด้านทิศใต้ของตำบลยังมีคลองแก้วซึ่งเกิดจากเทือกเขาโตนงาช้าง ลำน้ำคลองแก้วนี้ไหลลงไปสู่อำเภอกวนโดน และไหลออกสู่ทะเลอันดามันที่จังหวัดสตูล บางหมู่บ้านที่อยู่ใกล้ภูเขาได้ใช้น้ำประปาภูเขา ซึ่งระบบนี้จะมีปัญหาในหน้าแล้งที่มีปริมาณน้ำกักเก็บบนภูเขาไม่เพียงพอ และเมื่อการบริหารจัดการน้ำยังไม่ดีพอ จึงเกิดการแย่งชิงน้ำเพื่อใช้ทำการเกษตรและใช้ในครัวเรือน 2) น้ำจากแหล่งน้ำใต้ดิน เป็นแหล่งน้ำอีกแหล่งหนึ่งที่ใช้กันแต่เป็นส่วนน้อยเมื่อเทียบกับน้ำผิวดิน จากข้อมูลหลุมเจาะจากกรมทรัพยากรน้ำบาดาลมีบ่อบาดาลทั้งหมด 36 บ่อ พบว่าแต่ละบ่อเจาะให้น้ำใน

ปริมาณไม่มากนัก ปริมาณน้ำมากที่สุดได้จากบ่อเจาะที่โรงเรียนบ้านเขาล้อม หมู่ที่ 8 คือ 9 ลบ.ม./ชม. โดยเจาะถึงระดับความลึก 55 เมตร ส่วนหมู่บ้านที่ขาดแคลนน้ำเป็นอย่างมากคือ หมู่ที่ 1 บ้านควนสะอาด ข้อมูลจากการเจาะสำรวจพบว่าได้ปริมาณน้ำ 2.5 ลบ.ม./ชม. โดยเจาะถึงระดับความลึก 120 เมตร ดังนั้นจากผลการเจาะบ่อน้ำบาดาลส่วนใหญ่ไม่สามารถขุดเจาะได้น้ำ เนื่องจากเมื่อเจาะแล้วจะเจอชั้นหินแข็ง ไม่มีน้ำ หรือมีน้ำแต่ปริมาณน้ำมีน้อย ทั้งนี้สอดคล้องกับข้อมูลจากแผนที่ธรณีวิทยาที่พบว่ามีชั้นหินฐานเป็นหินแกรนิตวางตัวอยู่ด้านล่าง อยู่ในระดับลึกจากผิวดินมากกว่า 20 เมตร เป็นชั้นหินแกรนิตที่ น่าจะมีความต่อเนื่องมาจากเทือกเขาแก้วที่อยู่ทางทิศใต้ของพื้นที่ (รูปที่ 1) และจากข้อมูลการเจาะบ่อน้ำบาดาลในพื้นที่ตำบลเขาพระ จำนวน 3 บ่อ ที่ทำการเจาะโดยกรมทรัพยากรธรณี พบว่าไม่มีน้ำเมื่อเจาะลึกลงไปชั้นหิน (ที่มา: ปลัดองค์การบริหารส่วนตำบลเขาพระ, ติดต่อเป็นการส่วนตัว) จึงเป็นไปได้ว่า การเลือกตำแหน่งหลุมเจาะเหล่านั้นไม่เหมาะสม คือไม่ได้เจาะตรงตำแหน่งที่มีรอยแตกในเนื้อหิน ซึ่งคาดว่าจะมีน้ำกักเก็บอยู่

4.1.2 ธรณีวิทยาของพื้นที่วิจัย

ตำบลเขาพระ อยู่ในอำเภอรัตนภูมิ จังหวัดสงขลา ซึ่งเป็นจังหวัดชายฝั่งตะวันออกทางภาคใต้ของประเทศไทย พื้นที่ทางตอนเหนือของจังหวัดเป็นคาบสมุทรสทิงพระ ส่วนใหญ่เป็นที่ราบลุ่มทางทิศตะวันออกเป็นที่ราบชายฝั่งทะเล ส่วนทางทิศใต้และทิศตะวันตกเป็นภูเขาและที่ราบเชิงเขา ตอนกลางของพื้นที่เป็นแอ่งหาดใหญ่วางตัวในแนวเหนือ-ใต้ระหว่างเทือกเขาทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือและเทือกเขาที่วางตัวทางด้านตะวันออกในทิศตะวันออกเฉียงเหนือ



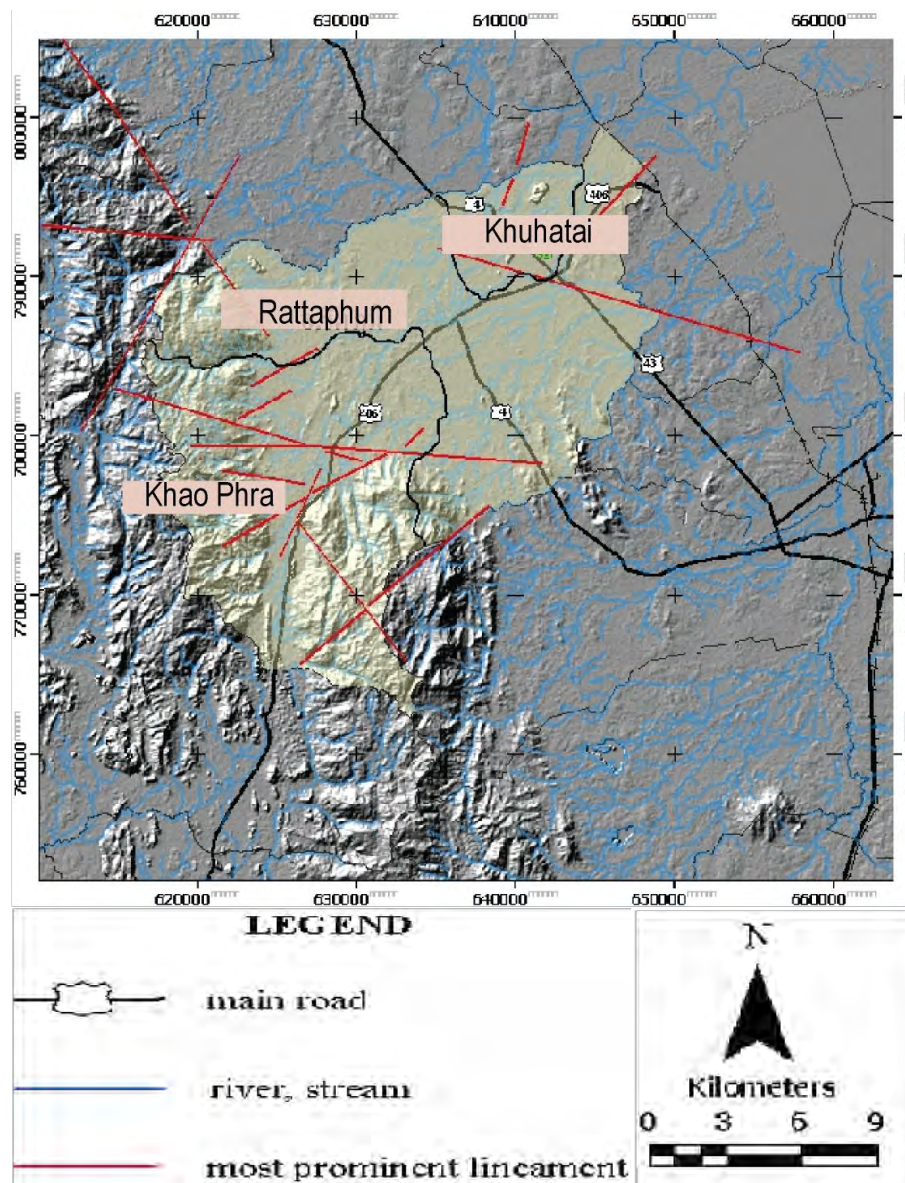
รูปที่ 2 แผนที่ธรณีวิทยาจังหวัดสงขลา (กรมทรัพยากรธรณี, 2550)

ลักษณะทางธรณีวิทยาของจังหวัดสงขลาเมื่อพิจารณาจากแผนที่ธรณีวิทยาจังหวัดสงขลา (กรมทรัพยากรธรณี, 2550) ดังรูปที่ 2 พบว่า พื้นที่ส่วนใหญ่ของจังหวัดสงขลาถูกปกคลุมด้วยตะกอนยุคควอเทอร์นารี ซึ่งเป็นตะกอนจำพวกตะกอนธารน้ำพา กรวด ทราย ทรายแป้ง ตะกอนทะเลสาบ ทรายแป้งและดินเหนียว ตะกอนชายฝั่งทะเล ตะกอนเศษหินเชิงเขาและตะกอนที่ผุพังอยู่กับที่ ตะกอนตะกัลน้ำ เป็นต้น สำหรับหินตะกอนและหินแปรที่ครอบคลุมพื้นที่กว้าง ได้แก่ หินกรวดมนฐานสีแดงเนื้อปูนผสมหินดินดานสีเทา หินทรายชั้นหนามาก หินดินดานสีน้ำตาลถึงสีน้ำตาลแดงและสีเทา จางถึงสีเทา หินปูนสีเทาจางถึงเทาเข้ม เป็นต้น ส่วนหินอัคนีที่พบเป็นหินไบโอไทต์แกรนิต ทัวมารินแกรนิต แกรโนไดโอไรต์ ไบโอไทต์มัสโคไวต์แกรนิต มัสโคไวต์มารินแกรนิต และไบโอไทต์ทัวมารินแกรนิต โดยกลุ่มหินดังกล่าวจะวางตัวแทรกสลับกันทั้งทางด้านทิศใต้ และทิศตะวันตกของจังหวัด สำหรับพื้นที่วิจัยซึ่งอยู่ทางทิศตะวันตกของจังหวัด ลักษณะธรณีวิทยาในพื้นที่ทางด้านทิศตะวันตกเป็นเทือกเขาหินควอตไซต์ หินออร์โทควอตไซต์ หินทรายและหินดินดานเนื้อปูนสลับกับหินไบโอไทต์แกรนิต ทางด้านทิศใต้ติดกับเทือกเขาแก้วซึ่งเป็นเทือกเขาหินไบโอไทต์แกรนิต ส่วนทางด้านทิศเหนือและทิศตะวันออกเป็นที่ราบเชิงเขาและที่ราบต่ำปกคลุมด้วยตะกอนตะกอนเศษหินเชิงเขาและตะกอนธารน้ำพา กรวด ทราย ทรายแป้ง สำหรับรอยเลื่อนที่ปรากฏบนแผนที่พบเป็นแนวอยู่บนภูเขาหินแกรนิตและหินควอตไซต์

4.1.2 การแปลความหมายข้อมูลจากการสำรวจข้อมูลระยะไกล

ข้อมูลระยะไกลในงานวิจัยนี้ใช้ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมเป็นแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model: DEM) ที่มีระยะห่างของข้อมูลระหว่างกริดหรือความละเอียดเท่ากับ 90 เมตร จัดทำโดย NASA ภายใต้โครงการ Shuttle Radar Topography Mission Digital Elevation Model หรือ SRTM DEM) ข้อมูลชุดนี้เป็นที่ยอมรับว่าสามารถนำมาสร้างแบบจำลองความสูงเชิงตัวเลขได้เป็นอย่างดี แบบจำลองต้นแบบได้ถูกจัดทำขึ้นที่ความละเอียด 1 arc-second หรือประมาณ 30 เมตร แต่ชุดที่ให้บริการฟรีผ่านระบบเครือข่ายอินเทอร์เน็ต ความละเอียดถูกปรับลดลงเหลือ 3 arc-second หรือ 90 เมตร ในระบบพิกัดทางราบอ้างอิง WGS1984 (รัตนสุวรรณ, 2549) ข้อมูลดังกล่าวเป็นข้อมูลดิจิทัลที่แสดงระดับความสูงต่ำของพื้นผิวโลก เมื่อนำมาสร้างเป็นแบบจำลองทางคณิตศาสตร์เพื่อให้เห็นถึงลักษณะภูมิประเทศที่ปรากฏจริง และแสดงออกมาในรูปแบบของแผนที่ภูมิประเทศหรือแบบจำลอง 3 มิติ เนื่องจาก DEM ช่วยให้มองเห็นถึงสภาพภูมิประเทศในลักษณะที่เสมือนจริง จึงเป็นประโยชน์อย่างมากต่อการศึกษาด้านธรณีวิทยา โดยเฉพาะใช้ศึกษาด้านธรณีสัณฐาน เพื่อจำแนกชนิดหินและธรณีวิทยา โครงสร้าง ข้อมูล SRTM DEM ที่ใช้ในการศึกษาวิจัยครั้งนี้ได้ดาวโหลดจากเว็บไซต์ <http://srtm.usgs.gov> โดยพื้นที่ศึกษาวิจัยครอบคลุมข้อมูล DEM ระหว่างพิกัด 749526 – 809112N และ 598357- 663635E ทำการปรับปรุงข้อมูลด้วยโปรแกรม ENVI 4.2 และใช้วิธีการแรเงาภาพภูมิประเทศ (Shaded-relief image) โดยได้ทำการปรับเปลี่ยนตำแหน่งของดวงอาทิตย์ คือ มุมระดับความสูง (Sun Elevation Angle) และมุมในแนวระดับ (Sun Azimuth) ที่มุมต่างๆ พบว่าเมื่อใช้ Sun Elevation Angle 30° และมุม Sun Azimuth 315° จะทำให้ได้มุมมองของภาพที่แสดงให้เห็นแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทาง

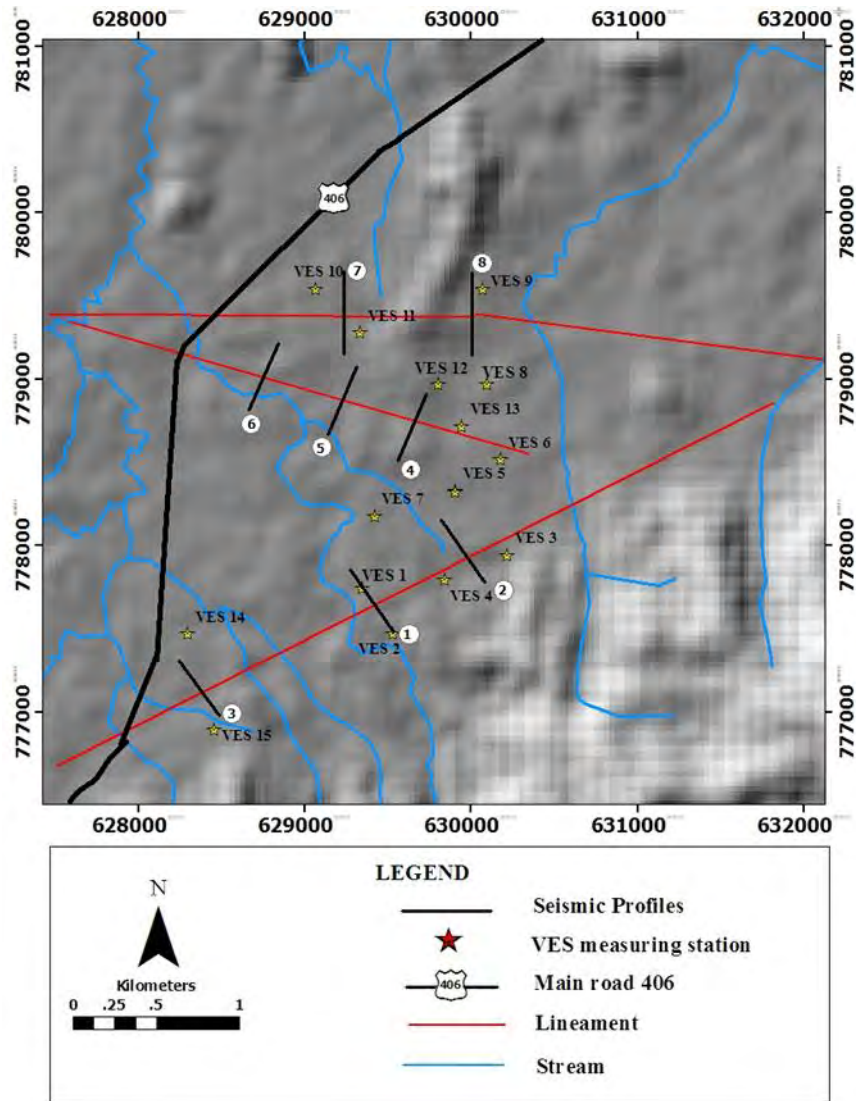
ธรณีวิทยาได้ชัดเจน จากนั้นจึงนำภาพที่ได้ไปวิเคราะห์และลากเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยา (lineament) โดยใช้โปรแกรม ArcGis ซึ่งสามารถรู้พิกัดทางภูมิศาสตร์ที่แท้จริงของแนวเส้นดังกล่าวที่ปรากฏบนภาพ และตำแหน่งในพื้นที่จริงสามารถระบุได้โดยการสำรวจภาคพื้นดินด้วยเครื่องวัดพิกัดภูมิศาสตร์ GPS (Global Positioning System)



รูปที่ 3 ภาพ Shaded-relief ของแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (DEM) และแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาในพื้นที่วิจัย

4.2 การสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์เพื่อหาตำแหน่งที่ถูกตัดของรอยแตกหรือรอยเลื่อนภายใต้ผิวดิน

จากภาพ Shaded-relief ของแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (รูปที่ 3) พบว่า สามารถลากเส้นแนวความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาที่ปรากฏเด่นชัดอยู่ตรงบริเวณที่ราบเชิงเขาของเทือกเขาแก้วได้ 3 แนว ดังรูปที่ 4 จากนั้นจึงดำเนินการสำรวจหาตำแหน่งของแนวเส้นดังกล่าวในพื้นที่จริงโดยใช้ข้อมูลแผนที่ภูมิประเทศ และทำการวัดพิกัดตำแหน่งด้วยเครื่องวัดพิกัดตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ (GPS) พิจารณาตำแหน่งดังกล่าวนี้ร่วมกับข้อมูลแผนที่ทางน้ำ แผนที่ภูมิประเทศ และลักษณะภูมิประเทศ และได้กำหนดตำแหน่งแนววัดที่เป็นไปได้ที่จะทำการสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์จำนวน 8 แนววัด โดยให้แนววัดแต่ละแนววางตัวในทิศทางตั้งฉากกับแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยา (ดังรูปที่ 4) จากนั้นจึงดำเนินการเก็บข้อมูลด้วยวิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ของแต่ละแนววัด ได้แก่ วิธีเรดาร์หยั่งลึกชั้นดิน, วิธีวัดคลื่นไหวสะเทือน, วิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า, วิธีแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำ สำหรับหลักการและการทำการวัดของแต่ละวิธีเป็นดังนี้



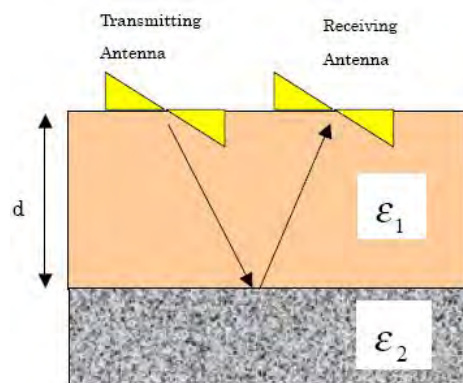
รูปที่ 4 ภาพ Shaded-relief ของแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (DEM) แสดงแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาในพื้นที่วิจัย และตำแหน่งแนววัดของวิธีธรณีฟิสิกส์

4.2.1 วิธีเรดาร์หยั่งลึก (Ground Penetrating Radar: GPR)

วิธีการสำรวจด้วยเรดาร์หยั่งลึกเป็นวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ที่ถูกนำไปประยุกต์ใช้และประสบความสำเร็จอย่างกว้างขวางในงานทางด้านวิศวกรรมและสิ่งแวดล้อม โดยมีข้อดีอยู่ตรงที่การเก็บข้อมูลและการประมวลผลข้อมูลสามารถทำได้รวดเร็ว ความสามารถในการจำแนกชั้นดินสูง และสำหรับเครื่องมือรุ่นใหม่ในการเก็บข้อมูลภาคสนามใช้ผู้ช่วยงานน้อย ทำให้ช่วยลดค่าใช้จ่ายให้น้อยลง ตัวอย่างการประยุกต์ใช้ GPR ได้อย่างมีประสิทธิภาพในการสำรวจหาโครงสร้างใต้ผิวดินในระดับตื้น เช่น การตรวจสอบโครงสร้างทางธรณีวิทยาใต้ผิวดิน (Van Overmeeren, 1998; Busby and Merritt, 1999), การเรียงลำดับชั้นดินและชั้นหิน (Davis and Annan, 1989; Doolittle and Coolin, 1995; Freeland et al., 1998), ตรวจสอบโครงสร้างใต้พื้นถนน (Hugenschmidt et al., 1998), การตรวจสอบรอยแตกในหิน

(Toshioka et al., 1995), การตรวจสอบรอยร้าวของเขื่อน (Carlsten et al., 1995), การหาความลึกถึงชั้นหินฐาน และ ชั้นน้ำบาดาล (Steven et al., 1998) เป็นต้น

การสำรวจคลื่นเรดาร์หยังความลึกชั้นดินใช้ประโยชน์จากการสะท้อนของพัลส์คลื่นเรดาร์จากผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินที่มีความเร็วของคลื่นเรดาร์แตกต่างกัน ในการสำรวจเราจะใช้สายอากาศส่งสัญญาณที่วางอยู่บนผิวดินส่งพัลส์ของคลื่นเรดาร์ลงไปใต้ดิน เมื่อพัลส์คลื่นเรดาร์เดินทางมาถึงผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินที่มีสมบัติทางไฟฟ้าต่างกันหรือมีความเร็วต่างกัน ส่วนหนึ่งของพัลส์คลื่นเรดาร์จะสะท้อนกลับมายังผิวดิน แต่อีกส่วนหนึ่งจะหักเหผ่านผิวรอยต่อลงไปยังชั้นดินที่อยู่ลึกกว่า ปรากฏการณ์เช่นนี้จะดำเนินต่อไปจนกระทั่งพัลส์คลื่นเรดาร์หมดพลังงาน พัลส์คลื่นเรดาร์ที่สะท้อนกลับมายังผิวดินจะถูกตรวจจับไว้โดยสายอากาศรับสัญญาณ ดังรูปที่ 5



รูปที่ 5 การสะท้อนและการหักเหของพัลส์คลื่นเรดาร์ที่ผิวรอยต่อระหว่างตัวกลางต่างชนิดกัน (Sato, 2001)

สัดส่วนของคลื่นสะท้อนและคลื่นทะลุผ่าน หรือ สัมประสิทธิ์การสะท้อน (reflection coefficient, R) และสัมประสิทธิ์การทะลุผ่าน (transmission coefficient, T) ที่ผิวรอยต่อระหว่างตัวกลางใดๆ จะสัมพันธ์กับค่าสภาพยอมทางไฟฟ้าของตัวกลางคู่หนึ่งๆ ดังสมการ (1) และ (2) ดังนี้

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (1)$$

$$T = \frac{2\sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (2)$$

ในตัวกลางที่ไม่ได้มีสภาพเป็นตัวนำและไม่มีสภาพความเป็นแม่เหล็ก เช่น ตัวกลางทางธรณีวิทยา ความเร็วของคลื่นเรดาร์ (v) จะแปรผกผันกับรากที่สองของสภาพยอมทางไฟฟ้าสัมพัทธ์ (relative dielectric permittivity, ϵ_r) ตามสมการ (3) และ ตารางที่ 1 ดังนี้

$$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{0.3}{\sqrt{\epsilon_r}} \text{ (m/ns)} \quad (3)$$

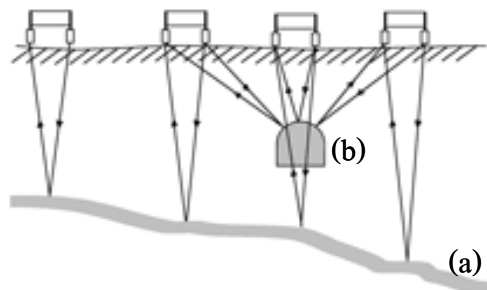
ความลึกถึงผิวรอยต่อของตัวกลาง (d) สามารถประเมินเป็นเบื้องต้นเมื่อเราทราบค่าความเร็วของพัลส์คลื่นเรดาร์ (v) ในตัวกลางที่อยู่เหนือผิวรอยต่อและเวลาเดินทางไปกลับของพัลส์คลื่นเรดาร์ระหว่างผิวดินและผิวรอยต่อระหว่างตัวกลาง (τ) ดังสมการ (4) ข้างล่างนี้

$$d = \frac{v\tau}{2} \quad (4)$$

เนื่องจากคลื่นเรดาร์เป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่มีความถี่ค่อนข้างสูง (50 MHz ถึง 1,000 MHz) ความลึกหยั่ง (depth of penetration, δ) ของพัลส์คลื่นเรดาร์จะลดลงเมื่อชั้นดินมีสภาพนำไฟฟ้า (electrical conductivity, σ) สูง และพัลส์คลื่นเรดาร์ที่เลือกใช้มีความถี่ (frequency, f) สูง ดังสมการ (5) นั่นคือในกรณีที่ชั้นดินมีสภาพนำไฟฟ้าค่อนข้างสูง การเลือกใช้พัลส์คลื่นเรดาร์ที่มีความถี่ต่ำจะเป็นการเพิ่มความสามารถในการหยั่งลึกของพัลส์คลื่นเรดาร์ได้ แต่อาจทำให้ความสามารถในการจำแนกชั้นดินที่มีความหนาแน่นลดลง

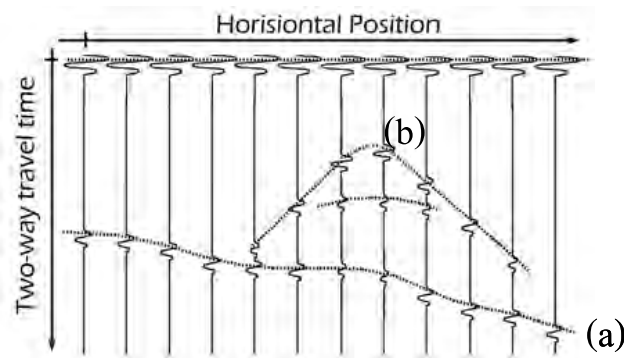
$$\delta = 503.3 \frac{1}{\sqrt{\sigma f}} \quad (5)$$

ในงานสำรวจคลื่นเรดาร์หยั่งความลึกชั้นดิน เรานิยมทำการวัดแบบโปรไฟล์ (profile measurement) โดยจัดวางสายอากาศรับและส่งสัญญาณแบบระยะห่างร่วม หรือ common offset ในรูปแบบนี้ระยะห่างระหว่างสายอากาศส่งและรับสัญญาณจะถูกกำหนดให้คงที่ และสายอากาศทั้งสองจะเคลื่อนที่ไปพร้อมกันตามแนววัด ดังรูปที่ 6



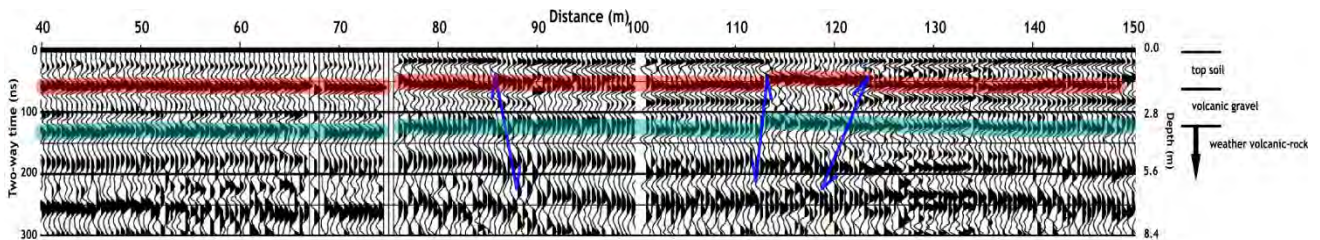
รูปที่ 6 การวัดแบบโปรไฟล์ด้วยการจัดวางสายอากาศแบบระยะห่างร่วม

เราสามารถประเมินโครงสร้างใต้ผิวดินได้จากเวลาเดินทางของพัลส์คลื่นเรดาร์ดัง เช่น เหตุการณ์ (a) ของรูปที่ 3 แต่อย่างไรก็ตามเราจะต้องคำนึงไว้เสมอว่าโปรไฟล์ของการสำรวจคลื่นเรดาร์ หักความลึกชั้นดิน พัลส์คลื่นเรดาร์อาจไม่ใช่โครงสร้างใต้ผิวดินที่แท้จริงเสมอ เช่น กรณีที่ตัวสะท้อนมี ลักษณะเป็นจุด หรือ วัตถุสามมิติที่มีขนาดเล็ก เช่น ท่อโลหะ พัลส์สัญญาณสะท้อนจะกระเจิงครอบคลุม บริเวณกว้างมีลักษณะคล้ายเส้นโค้งไฮเพอร์โบลา (hyperbola curve) ดังแสดงในเหตุการณ์ (b) ของรูปที่ 7



รูปที่ 7 ตัวอย่างโปรไฟล์ของการสำรวจคลื่นเรดาร์หักความลึกชั้นดิน

โปรไฟล์การสำรวจคลื่นเรดาร์หักความลึกชั้นดินจะถูกนำเสนอเป็นแผนภาพเรดาร์ (radargram) ซึ่งแผนภาพเรดาร์นี้จะแสดงพัลส์คลื่นเรดาร์สะท้อนที่ผิวย่อยต่อในระดับความลึกต่างๆ ดังนั้น หากมีรอยเลื่อนตัดผ่านเข้ามาในพื้นที่ศึกษา พัลส์คลื่นเรดาร์สะท้อนจากผิวย่อยต่อคู่เดียวกันจะปรากฏที่ ระดับความลึกต่างกัน หรือมีการเปลี่ยนแปลงในรูปทรงของคลื่น (wave characteristics) ตามแนวราบ โดยหลักการนี้เราจึงสามารถกำหนดตำแหน่งของรอยเลื่อนจากแผนภาพเรดาร์ได้ ดังตัวอย่างในรูปที่ 8



รูปที่ 8 ตัวอย่างการแปลความแผนภาพเรดาร์เพื่อระบุตำแหน่งรอยเลื่อน ตำแหน่งที่คาดว่าเป็นตำแหน่ง รอยเลื่อนแสดงด้วยเส้นสีน้ำเงิน (ที่มา: ดัดแปลงจาก Wattanasen (2007))

ตารางที่ 1 ค่าการลดทอน ค่าสภาพยอมสัมพัทธ์และความเร็วของคลื่นเรดาร์ในตัวกลางทางธรณีวิทยา
(Sato, 2001)

ตัวกลาง	ค่าการลดทอน (dB/m)	ค่าสภาพยอมทางไฟฟ้า สัมพัทธ์ (ϵ_r)	ความเร็วคลื่นเรดาร์ (cm/ns)
Air	0	1	30
Clay	10-100	2-40	5-21
Fresh water	0.1	80	3
Granite : dry	0.5-3	5	13
Granite : wet	2-5	7	11
Limestone : dry	0.5-10	7	11
Limestone : wet	10-25	8	11
Sand : dry	0.01-1	4-6	12-15
Sand : saturated	0.03-0.3	10-30	6
Sandstone : dry	2-10	2-3	10
Sandstone : wet	10-20	5-10	10-13
Seawater	1,000	81	3
Shale : saturated	10-100	6-9	10-12
Soil : firm	0.1-2	8-12	9-11
Soil : sandy dry	0.1-2	4-6	12-15
Soil : sandy wet	1-5	15-30	6-8
Soil : Loamy dry	0.5	4-6	12-15
Soil : loamy wet	1-6	10-20	7-10
Soil : clayey dry	0.3-3	4-6	12-15
Soil : clayey wet	5-30	10-15	8-10



รูปที่ 9 การสำรวจคลื่นเรดาร์หยั่งลึกชั้นดิน ทำการวัดแบบ common offset โดยใช้ชุดสายอากาศความถี่ 50 MHz

4.2.1.1 วิธีดำเนินการสำรวจ

- ใช้เครื่องมือ RAMAC/GPR ของบริษัท MALA Geoscience ประเทศสวีเดน
- ทำการวัดแบบ common offset โดยเลือกใช้ชุดสายอากาศความถี่ 50 MHz ซึ่งเป็นสายอากาศแบบ unshielded antenna จัดให้ตัวส่งสัญญาณและตัวรับสัญญาณวางห่างกัน 2.0 เมตร และระยะห่างของจุดวัดบนแนววัดเท่ากับ 0.5 เมตร
- ทำการวัดบนแนววัดที่ ① เป็นแนววัดแรก

4.2.1.2 การประมวลผลและการแปลความหมายข้อมูล

การประมวลผลข้อมูลจากการสำรวจใช้โปรแกรม Gradix V.1 (Interpex Limited, 1999) และทำการแปลความหมายจากแผนภาพเรดาร์ของแต่ละแนววัด โดยการจำแนกชั้นดินเป็นหน่วยต่าง ๆ ซึ่งจะช่วยในการติดตามความต่อเนื่องของชั้นดินในแนวราบ และตำแหน่งที่มีความไม่ต่อเนื่องในหน่วยของชั้นดินที่ตรวจพบคาดว่าจะป็นตำแหน่งของรอยเลื่อน โดยหลักเกณฑ์ในการจำแนกชั้นดินพิจารณาจากลักษณะของสัญญาณคลื่นเรดาร์ คือ ขนาดของ amplitude ของสัญญาณสะท้อนที่โดดเด่นและมีมุมเฟสเดียวกัน และ ความเป็นระเบียบของสัญญาณสะท้อนและการเปลี่ยนแปลงความถี่ของสัญญาณ

4.2.2 การสำรวจด้วยวิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า

การสำรวจด้วยวิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าเพื่อศึกษาลักษณะโครงสร้างของชั้นดินที่เหมาะสมที่จะเป็นที่พักเก็บน้ำบาดาลในงานวิจัยนี้ ได้ทำการวัด 2 รูปแบบ คือ 1) การวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดิน-ชั้นหินในแนวตั้ง (Vertical Electrical Sounding, VES) เพื่อตรวจสอบการเปลี่ยนแปลงค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่ระดับความลึกต่างๆ จากผิวดิน และ 2) การวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดิน-ชั้นหินแบบการกำหนดที่ภาคตัดขวางเทียมค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (Resistivity pseudo-section) เพื่อดูการเปลี่ยนแปลงของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าทั้งทางด้านข้างและทางแนวตั้งที่ระดับความลึกต่างๆ จากผิวดิน เมื่อทำการแปลความหมายข้อมูลค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าภายใต้ผิวดินก็จะได้แบบจำลองลักษณะโครงสร้างของชั้นดิน

การสำรวจด้วยวิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดิน-ชั้นหิน อาศัยหลักการที่ว่าค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าเป็นคุณสมบัติเฉพาะของวัสดุแต่ละชนิด ดังนั้น ชั้นตะกอน กรวด ทราย ชั้นหินแข็ง ฯลฯ จะมีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแตกต่างกัน (ดังตารางที่ 2 และ 3) ซึ่งค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของวัสดุจะขึ้นอยู่กับค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของส่วนประกอบของวัสดุที่เป็นของแข็ง และค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของสารที่บรรจุอยู่ในช่องว่างของวัสดุ ซึ่งอาจจะเป็น อากาศ น้ำ น้ำมัน ฯลฯ ดังนั้นค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของหินทั้งก้อนจะขึ้นอยู่กับค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของแร่ประกอบหินและค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของสารละลายที่บรรจุอยู่ในช่องว่างของหิน โดยปกติส่วนที่มีอิทธิพลต่อค่าสภาพต้านทานของหินทั้งก้อนคือค่าสภาพต้านทานของสารละลาย นั่นหมายถึงค่าสภาพต้านทานของส่วนที่เป็นของแข็งมีผลน้อยมาก ยกเว้นในกรณีที่ตัวกลางที่เป็นพวกแร่โลหะและดินเหนียว สำหรับค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นหินอุ้มน้ำจะมีค่าประมาณต่ำกว่า 150 โอห์ม-เมตร

ตารางที่ 2 ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นตะกอนยุคควอเทอร์นารี (Quaternary) ที่จัดเป็นชั้นน้ำใต้ดิน ที่มีคุณภาพเป็นชั้นน้ำจืด (สมชัย วงศ์สวัสดิ์, 2530)

ชนิดของชั้นตะกอน	ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (โอห์ม-เมตร)
กรวดขนาดใหญ่	200-500
กรวดและทรายหยาบ	100-200
กรวด ทรายหยาบ มีดินเหนียวแทรกสลับ	50-100
ทรายขนาดปานกลาง ถึงละเอียด	30-50
ทรายปนดินเหนียว	20-30
ทรายชายหาด	300-1,000

ตารางที่ 3 ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของหิน ดิน และน้ำ (ดัดแปลงจาก Loke, 2000)

ชนิดของหิน ดิน และน้ำ	ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (โอห์ม-เมตร)
<i>หินอัคนีและหินแปร</i>	
หินแกรนิต (Granite)	5,000 – 5,000,000
หินบะซอลต์ (Basalt)	1,000 – 1,000,000
หินชนวน (Slate)	600 – 40,000,000
หินอ่อน (Marble)	100 – 250,000,000
หินควอร์ตไซต์ (Quartzite)	100 – 200,000,000
<i>หินชั้น (Sedimentary rocks)</i>	
หินทราย (Sandstone)	8 – 4,000
หินดินดาน (Shale)	20 – 2,000
หินปูน (Limestone)	50 – 400
<i>ดินและน้ำ (Soils and waters)</i>	
ดินเหนียว (Clay)	1 – 100
ตะกอนน้ำพา (Alluvium)	10 – 800
น้ำบาดาล (Groundwater)	10 – 100
น้ำทะเล (Sea water)	0.2

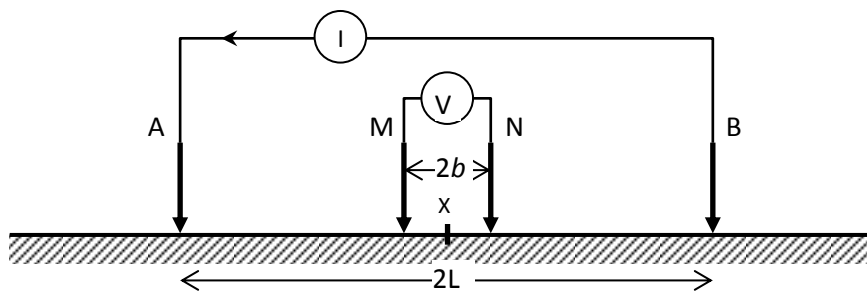
4.2.2.1 การวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบหยั่งลึกทางไฟฟ้าในแนวดิ่ง

(vertical electrical sounding: VES)

โดยใช้เครื่องวัดค่าสภาพต้านทาน ABEM SAS 1000 (ABEM Instrument AB, Sundbyberg, Sweden) และจัดรูปแบบขบวนขั้วไฟฟ้าแบบชลัมเบอร์เจอร์ (Schlumberger configuration) เพื่อตรวจสอบการเปลี่ยนแปลงค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่ระดับความลึกต่างๆ จากผิวดิน (ดังรูปที่ 10) มีระยะ AB/2 มากสุดประมาณ 400 เมตร (ขึ้นอยู่กับลักษณะภูมิประเทศของแต่ละจุดวัด) ทำการแปลผลข้อมูลจากการวัดเพื่อหาแบบจำลองโครงสร้างของชั้นดิน (จำนวนชั้นดินที่สามารถตรวจวัดได้ และความหนาของชั้นดินแต่ละชั้น) โดยใช้โปรแกรมคอมพิวเตอร์ RESIST87 (Velpen, 1988)

การวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดิน-ชั้นหินในแนวดิ่งเป็นวิธีการหนึ่งที่นิยมใช้กันมากในการสำรวจธรณีฟิสิกส์ด้วยไฟฟ้า โดยเฉพาะอย่างยิ่งในงานสำรวจหาแหล่งน้ำบาดาล เนื่องจากการเจาะลึกด้วยไฟฟ้าสามารถจำแนกชั้นดินที่ระดับความลึกต่างๆ ได้ โดยอาศัยค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าเป็นเกณฑ์ในการจำแนก การเจาะลึกด้วยไฟฟ้ากระทำได้โดยการส่งกระแสไฟฟ้าผ่านทางขั้วกระแส (current electrode) 2 ขั้วนอก คือ A และ B และทำการวัดความต่างศักย์ระหว่างขั้วไฟฟ้า (potential electrode) 2 ขั้วที่อยู่ด้านใน คือ M และ N ดังแสดงในรูปที่ 10 ตำแหน่งของจุดวัด X อยู่ตรง

กึ่งกลางของขบวนขั้วไฟฟ้า ในการสำรวจครั้งนี้ได้กำหนดให้ระยะ $MN/2$ เป็น 0.5, 1, 2, 5, 10 และ 20 เมตร และกำหนดระยะ $AB/2$ เป็น 1.5, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 250, 300, 350 และ 400 เมตร เริ่มทำการวัดโดยปักขั้วไฟฟ้าที่ระยะ $MN/2$ เป็น 0.5 เมตร และระยะ $AB/2$ เป็น 1.5 เมตร แล้วจึงวัดค่าความต่างศักย์ระหว่างขั้วไฟฟ้า เมื่อทำการวัดเสร็จก็ทำการขยายระยะห่างระหว่างขั้วไฟฟ้าออกไป และทำการวัดค่าความต่างศักย์ที่ตำแหน่งใหม่ การขยายระยะห่างระหว่างขั้วไฟฟ้าจะสัมพันธ์กับความลึกที่กระแสไฟฟ้าไหลผ่านลงไปในชั้นดิน-ชั้นหิน ที่ระดับลึกมากขึ้น ซึ่งหมายถึงการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่ระดับลึกมากขึ้น



รูปที่ 10 รูปขบวนขั้วไฟฟ้าแบบซัลมเบอร์เจอร์ A, B แทนขั้วไฟฟ้ากระแส, M, N แทนขั้วไฟฟ้าศักย์, X แทนตำแหน่งกึ่งกลางของขบวนขั้วไฟฟ้า (กำหนดให้คงที่)

ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าปรากฏ (ρ_a) สำหรับระยะระหว่างขั้วไฟฟ้า $AB/2$ ใด ๆ สามารถคำนวณได้จากสมการ

$$\rho_a = \frac{\pi}{2b} (L^2 - b^2) R$$

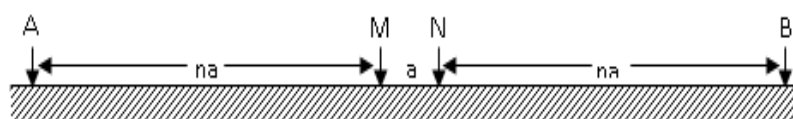
- เมื่อ ρ_a เป็นค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าปรากฏ หน่วย โอห์ม-เมตร
 L เป็นระยะห่างจากจุดกึ่งกลางถึงขั้วกระแสด้านนอก หน่วย เมตร
 b เป็นระยะห่างจากจุดกึ่งกลางถึงขั้วศักย์ด้านใน หน่วย เมตร
 R เป็นค่าความต้านทานของดินที่วัดได้จากเครื่องมือ ($R = V/I$) ในหน่วย โอห์ม

ในงานวิจัยนี้ได้ทำการวัดทั้งหมด 17 จุดวัด โดยตำแหน่งของจุดวัดแสดงดังรูปที่ 4 วัตถุประสงค์ของรูปแบบการวัดแบบนี้เพื่อดูลักษณะโครงสร้างของชั้นดินที่อยู่คนละด้านของแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาที่ได้จากการแปลความหมายข้อมูลการสำรวจข้อมูลระยะไกล ซึ่งคาดว่าหากมีการเคลื่อนตัวของชั้นดินในแนวดิ่ง (มีรอยเลื่อนจริง) โครงสร้างของชั้นดินที่อยู่ด้านตรงกันข้ามของรอย

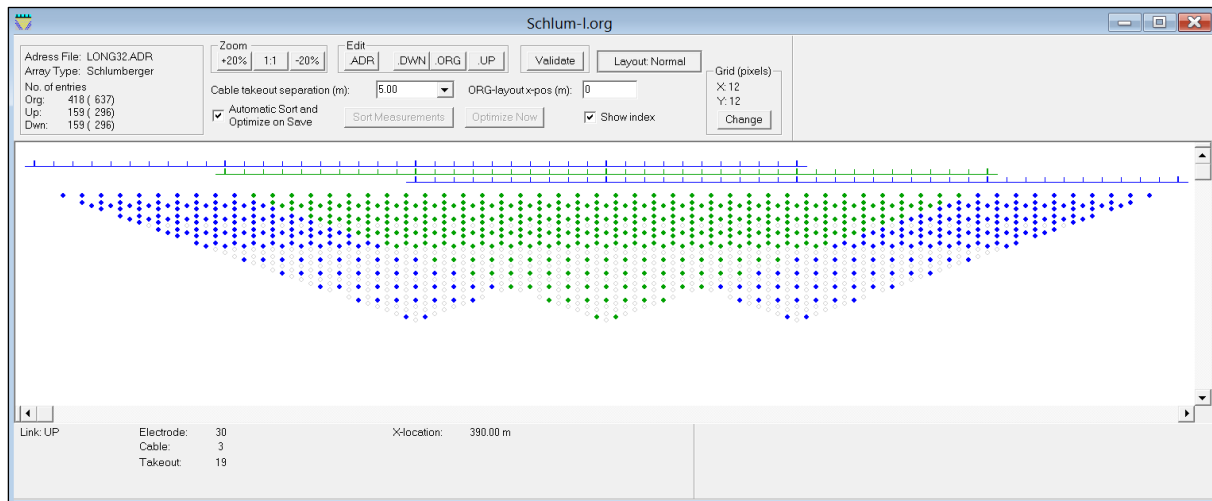
เลื่อนจะต้องมีความแตกต่างกัน ซึ่งหมายความว่าค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดินต้องมีความแตกต่างกัน นอกจากนี้ยังสามารถแปลความหมายข้อมูลเพื่อหาชั้นดินที่เหมาะสมที่จะเป็นชั้นน้ำบาดาลได้อีกด้วย ทั้งนี้อาศัยข้อมูลการวัด VES ณ ตำแหน่งบ่อน้ำบาดาลของกรมทรัพยากรธรณี ซึ่งสามารถแปลความหมายผลการวัดที่ได้เปรียบเทียบกับข้อมูลชั้นดิน และเพื่อนำเอาข้อมูลความสัมพันธ์ระหว่างค่าสภาพต้านทานไฟฟ้ากับชนิดของชั้นดิน/หินที่ได้ไปใช้อ้างอิงในการแปลความหมายผลการวัด VES ที่จุดวัดอื่นๆ ด้วย

4.2.2.2 การวัดค่าสภาพต้านทานแบบทำแผนที่ภาคตัดขวางเทียมค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดิน (resistivity pseudo-section)

โดยวางแนววัดตั้งฉากกับแนวรอยเลื่อน ทำการวัดทั้งหมด 5 แนววัด แนววัดที่ ① มีความยาว 700 เมตร ส่วนแนววัดที่ ② ③ ④ และ ⑦ มีความยาวแนววัดละ 400 เมตร โดยแนววัดวางตัวในทิศทางตั้งฉากกับแนวความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาที่คาดว่าเป็นรอยเลื่อน ทั้งนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อตรวจสอบการเปลี่ยนแปลงของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าทั้งทางแนวด้านข้างและทางแนวลึก ซึ่งแบบจำลองการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่ได้จะให้ความต่อเนื่องของข้อมูลที่แสดงลักษณะโครงสร้างของชั้นดินตัดผ่านบริเวณที่คาดว่าเป็นรอยเลื่อน ซึ่งสามารถบอกตำแหน่งที่แน่นอนของรอยเลื่อนได้ สำหรับรูปแบบขบวนขั้วไฟฟ้าที่เลือกใช้ในการสำรวจครั้งนี้ คือ เวเนเนอร์-ชลัมเบอร์เจอร์ (Wenner-Schlumberger) ดังรูปที่ 11 และ ไดโพล-ไดโพล (Dipole-Dipole) ดังรูปที่ 13 การวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าในงานวิจัยนี้ใช้ระบบการวัดแบบอัตโนมัติโดยใช้ Lund Imaging System (Dahlin, 1996) เชื่อมต่อกับเครื่องวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า ABEM SAS 1000 และทำการวัดตามลำดับการจับคู่ของขั้วไฟฟ้าที่ได้กำหนดไว้ (Protocol) ในแต่ละแนววัดจะทำการวัดทั้งสองรูปแบบการจัดวางขั้วไฟฟ้า และในขั้นตอนการแปลความหมายข้อมูลจะเลือกเอาแบบที่ให้ภาพแบบจำลองการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่สามารถแสดงลักษณะโครงสร้างของชั้นดินได้ดีกว่า สำหรับการวัดขั้วแบบ Wenner-Schlumberger ได้เลือกใช้แบบ LONG32 ดังรูปที่ 12 โดยมีระยะห่างระหว่างขั้วไฟฟ้า (a) เท่ากับ 10 เมตร เท่ากันทุกแนววัด การวัดโดยใช้ LONG32 protocol จะให้ข้อมูลจุดวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าปรากฏภายใต้ผิวดินจำนวน 418 จุด โดยค่าความลึกในแนวดิ่ง (vertical depth) จะมีค่าเท่ากับ $0.52a$, $0.93a$, $1.32a$, $1.71a$, $2.09a$ และ $2.48a$ สำหรับค่า $n = 1 \dots 6$ ตามลำดับ (Edwards, 1977) รูปแบบการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าตาม protocol short32 แสดงดังรูปที่ 7

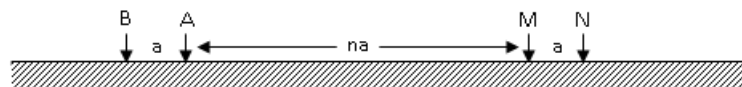


รูปที่ 11 รูปขบวนขั้วไฟฟ้าแบบเวเนเนอร์-ชลัมเบอร์เจอร์ในการสำรวจแบบทำแผนที่ภาคตัดขวางค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดิน A และ B แทนขั้วไฟฟ้ากระแส, M และ N แทนขั้วไฟฟ้าศักย์ เมื่อ ระยะห่างระหว่าง MN เป็น $1a$, $2a$, $3a$ และ $n = 1 \dots 6$

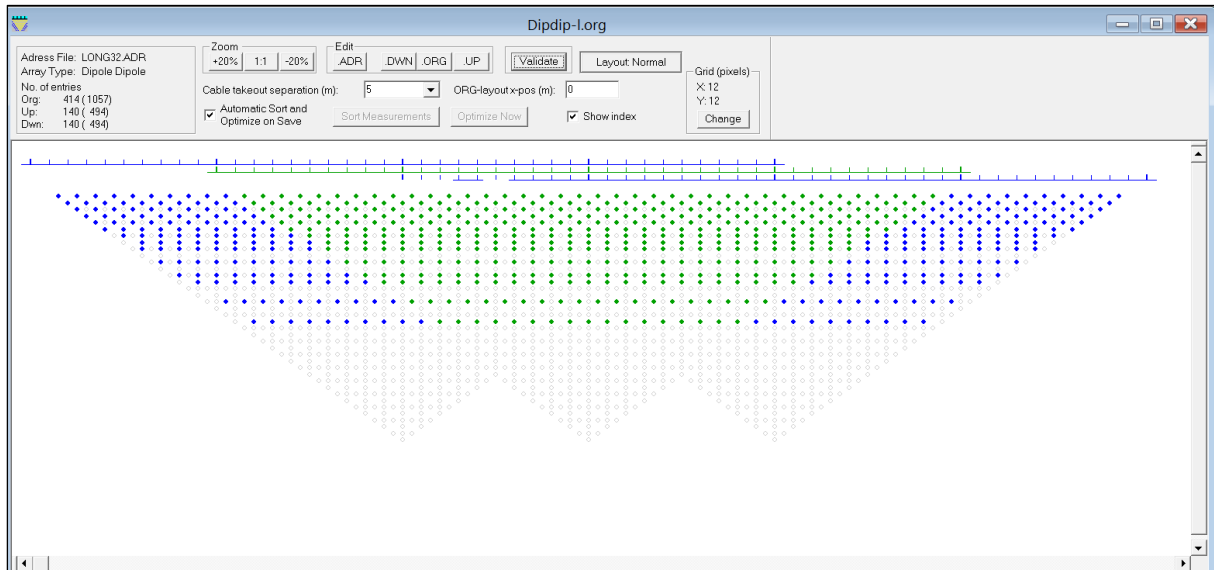


รูปที่ 12 รูปแบบการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าโดยจัดขบวนขั้วไฟฟ้าแบบเวนเนอร์-สแลมเบอร์เจอร์ ทำการวัดโดยการจับคู่ขั้วกระแสไฟฟ้าและขั้วศักย์ไฟฟ้าแบบอัตโนมัติตาม protocol LONG32 ใช้ขั้วไฟฟ้าทั้งหมด 41 ขั้ว จะได้ข้อมูลค่าสภาพต้านทานปรากฏภายใต้ผิวดินแทนด้วยจุดสีเขียว

สำหรับการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าโดยจัดขบวนขั้วไฟฟ้าแบบไดโพล-ไดโพลได้เลือกใช้แบบ LONG 32 ดังรูปที่ 14 โดยมีระยะห่างระหว่างขั้วไฟฟ้า (a) คือ ระหว่าง A กับ B หรือ M กับ N และระยะห่างระหว่างขั้วด้านในของขั้วไฟฟ้า (na) คือระหว่าง B กับ N เมื่อ $a = 5, 10, 15$ เมตร และ $n = 1 \dots 6$ การวัดโดยใช้ LONG32 protocol จะให้ข้อมูลจุดวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าปรากฏภายใต้ผิวดินจำนวน 414 จุด โดยค่าความลึกในแนวตั้ง (vertical depth) จะมีค่าเท่ากับ $0.416a, 0.697a, 0.962a, 1.220a, 1.476a$ และ $1.730a$ สำหรับค่า $n = 1 \dots 6$ ตามลำดับ (Edwards, 1977)



รูปที่ 13 รูปขบวนขั้วไฟฟ้าแบบไดโพล-ไดโพลในการสำรวจแบบทำแผนที่ภาคตัดขวางค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดิน A และ B แทนขั้วไฟฟ้ากระแส, M และ N แทนขั้วไฟฟ้าศักย์ เมื่อ ระยะห่างระหว่าง MN เป็น $1a, 2a, 3a$ และ $n = 1 \dots 6$



รูปที่ 14 รูปแบบการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าโดยจัดขบวนขั้วไฟฟ้าแบบไดโพล-ไดโพล ทำการวัดโดยการจับคู่ขั้วกระแสไฟฟ้าและขั้วศักย์ไฟฟ้าแบบอัตโนมัติตาม protocol LONG32 ใช้ขั้วไฟฟ้าทั้งหมด 41 ขั้ว จะได้ข้อมูลค่าสภาพต้านทานปรากฏภายใต้ผิวดินแทนด้วยจุดสีเขียว

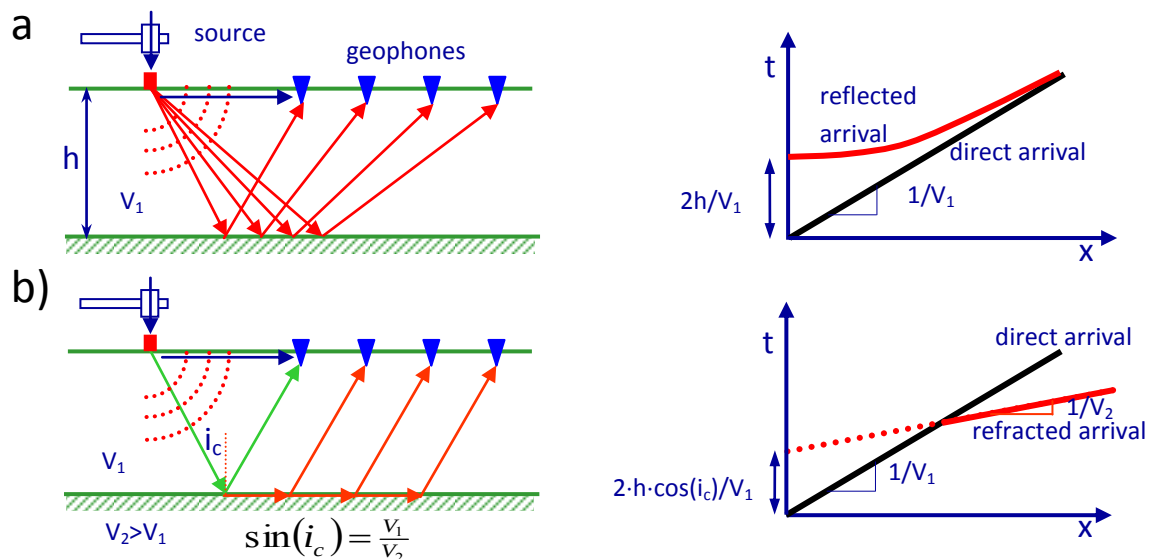
4.2.2 การสำรวจด้วยวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือน (seismic method)

การสำรวจธรณีฟิสิกส์โดยวิธีคลื่นไหวสะเทือน อาศัยหลักการทำให้เกิดพลังงานของคลื่นยืดหยุ่นที่ผิวดินหรือใกล้ๆ ผิวดิน แล้ววัดผลการตอบสนองของคลื่นที่เดินทางไปใต้ผิวดินและกลับขึ้นสู่ผิวดิน เพื่อแปลความหมายถึงสภาพทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินอันเกิดจากคุณสมบัติด้านความยืดหยุ่นที่แตกต่างกันของชั้นดินชั้นหิน เช่น ค่ามอดูลัสของความยืดหยุ่น (Elastic moduli) และความหนาแน่นของวัสดุ การสำรวจด้วยวิธีนี้ถูกนำมาใช้อย่างกว้างขวางในการหาแหล่งน้ำมันดิบและก๊าซธรรมชาติ และงานด้านธรณีวิศวกรรม เช่น การศึกษาความลึกตลอดจนถึงสภาพของฐานราก การเสาะหาและศึกษาแหล่งวัสดุก่อสร้าง และการสำรวจแหล่งน้ำบาดาล แหล่งพลังงานความร้อนใต้พิภพ เป็นต้น

การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบ่งเป็นสองรูปแบบตามคุณสมบัติทางฟิสิกส์ของคลื่นที่เดินทางในตัวกลาง คือ การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห และการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน การสำรวจแบบหักเหอาศัยเวลาที่คลื่นยืดหยุ่นหักเหผ่านชั้นหินต่างชนิดกลับสู่ผิวดิน เพื่อคำนวณหาความเร็วคลื่นยืดหยุ่นและความหนาของชั้นหินเหล่านั้น การสำรวจแบบสะท้อนอาศัยเวลาที่คลื่นยืดหยุ่นสะท้อนยังรอยต่อระหว่างชั้นหินกลับสู่ผิวดินเพื่อหาความลึกถึงรอยต่อและโครงสร้างทางธรณีวิทยาของชั้นดิน เมื่อมีการกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนที่ผิวดินจะทำให้เกิดคลื่นไหวสะเทือน 3 ชนิด คือ คลื่นตรง (direct wave) คลื่นหักเห (refracted wave) และคลื่นสะท้อน (reflected wave) เดินทางจากจุดกำเนิดคลื่นไปยังจุดรับคลื่น (รูปที่ 15) ดังรายละเอียดต่อไปนี้

- คลื่นตรง เป็นคลื่นไหวสะเทือนที่เดินทางผ่านดินชั้นแรก (ตัวกลางที่ 1) จากจุดกำเนิดคลื่นไปยังตัวรับคลื่น

- คลื่นหักเห เป็นคลื่นซึ่งเดินทางผ่านดินชั้นแรกลงไปที่ตกกระทบที่ผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นต่างกัน ทำให้เกิดการหักเหในเส้นทางเดินของคลื่นตามกฎของสเนลล์ (Snell's law) ในกรณีที่ความเร็วของคลื่นในดินชั้นล่างสูงกว่าดินชั้นบน และคลื่นไหวสะเทือนตกกระทบที่ผิวรอยต่อ ด้วยมุมวิกฤติ (critical angle) จะทำให้คลื่นหักเหในดินชั้นล่างเดินทางขนานไปกับผิวรอยต่อ นั่นคือ มุมหักเหเท่ากับ 90° ด้วยความเร็วเท่ากับความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในตัวกลางที่สอง คลื่นไหวสะเทือนที่เดินทางไปตามผิวรอยต่อแนวต่อนั้นจะทำให้เกิดคลื่นเฮด (head wave) เดินทางกลับสู่ผิวดินและสามารถตรวจจับได้ด้วยจีโอโฟน
- คลื่นสะท้อน เป็นคลื่นที่เดินทางผ่านดินชั้นบน ตกกระทบที่ผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินที่มีความเร็วคลื่นไหวสะเทือนต่างกัน แล้วสะท้อนกลับมายังผิวดิน



รูปที่ 15 เรขาคณิตของการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (a) และแบบหักเห (b) ในแบบจำลองชั้นดินอย่างง่ายและกราฟเวลา-ระยะทาง การเดินทางของคลื่น

4.2.2.1 รูปแบบการวัดแบบคลื่นหักเห (seismic refraction method)

รูปแบบนี้จะให้ภาพแบบจำลองโครงสร้างของชั้นดินในระดับตื้น (น้อยกว่า 30 เมตร) ซึ่งจะช่วยเติมเต็มข้อมูลของชั้นดินในระดับตื้น ทำการกำเนิดคลื่นไหวสะเทือนโดยใช้ค้อนทุบลงบนแผ่นเหล็ก และรับสัญญาณคลื่นด้วยจีโอโฟน (geophone) โดยปักจีโอโฟน ณ ตำแหน่งต่าง ๆ บนผิวดินบนแนววัดห่างกันทุก ๆ 4 เมตร แนววัดแต่ละแนวยาวประมาณ 400 เมตร จากข้อมูลเวลาเดินทางของคลื่นไหวสะเทือนที่บันทึกได้เราสามารถกำหนดลักษณะโครงสร้างชั้นดินในพื้นที่สำรวจได้ โดยประกอบด้วยจำนวนชั้นดิน ความเร็วของคลื่นไหวสะเทือนในชั้นดินแต่ละชั้น และความหนาของชั้นดินแต่

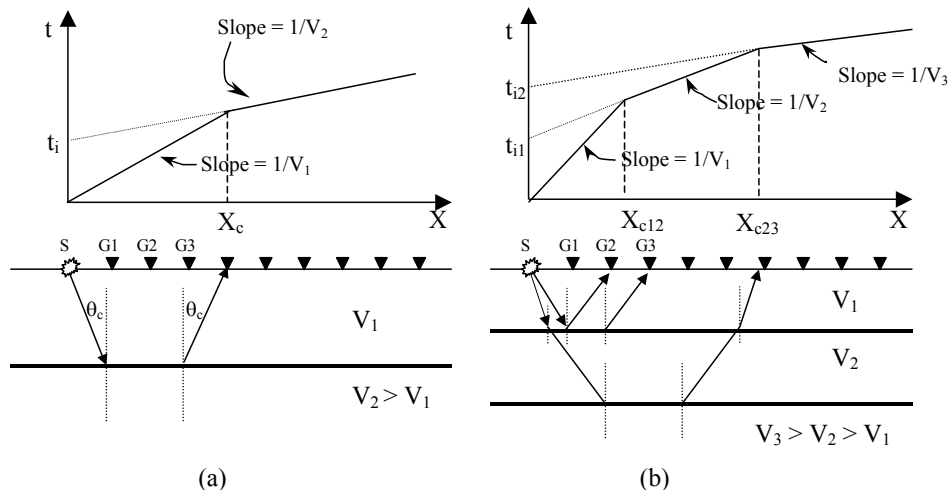
ละชั้น สำหรับประเภทของชั้นดินสามารถกำหนดได้จากค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือนในดินชั้นนั้นๆ (ตารางที่ 4)

ตารางที่ 4 แสดงช่วงค่าความเร็วคลื่นไหวสะเทือน (P-waves) โดยประมาณของสสารที่พบในชั้นเปลือกโลก (modified after Jokosky in Redpath, 1973)

Materials	Velocity (m/s)
Weathered surface material	305 – 610
Gravel, rubble, or sand (dry)	468 - 915
Sand (wet)	610 – 1,830
Clay	915 – 2,750
Water (depending on temperature and salt content)	1,430 – 1,680
Sea water	1,460 – 1,530
Sandstone	1,830 – 3,970
Shale	2,750 – 4,270
Chalk	1,830 – 3,970
Limestone	2,140 – 6,100
Salt	4,270 – 5,190
Granite	4,580 – 5,800
Metamorphic rocks	3,050 – 7,020

การสำรวจหาแหล่งน้ำบาดาลหรือชั้นหินอุ้มน้ำ (aquifer) โดยทั่วไปจะใช้เทคนิคการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนหักเห โดยใช้คลื่นอัดหรือคลื่นพีซึ่งความเร็วคลื่นมีค่าเพิ่มขึ้นตามความหนาแน่นของตัวกลาง ดังนั้นเทคนิคนี้ใช้แพร่หลายในการหาความลึกถึงชั้นหินฐานซึ่งวางตัวอยู่ใต้ชั้นตะกอนที่ไม่แข็งตัว และหาความลึกของระดับน้ำบาดาล (water table) ซึ่งความเร็วคลื่นจะเพิ่มขึ้นเมื่อคลื่นเดินทางผ่านระดับน้ำบาดาลหรือเดินทางจากชั้นที่ไม่อุ้มน้ำสู่ชั้นที่อุ้มน้ำด้วยน้ำ นอกจากนี้ยังให้ข้อมูลเกี่ยวกับโครงสร้างภายในของชั้นหินอุ้มน้ำ และคุณสมบัติของชั้นหินอุ้มน้ำ เช่น ความพรุน การแทรกตัวของชั้นดินที่มีความแทรกซึมได้น้อยหรือดินเหนียว เป็นต้น นอกจากนี้การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห นิยมนำไปประยุกต์ใช้กับงานด้านธรณีวิศวกรรม เช่น การศึกษาลักษณะโครงสร้างและชนิดของชั้นดิน/หิน ความแข็งแรงและความสามารถในการรองรับน้ำหนักเพื่อการก่อสร้างอาคาร

การวิเคราะห์ข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหอาศัยเวลาที่คลื่นแรก (first break) เดินทางมาถึงตัวรับสัญญาณ กราฟเวลาเดินทาง-ระยะทาง (time-distance graph, T-X graph) ของคลื่นไหวสะเทือนหักเหสำหรับกรณีชั้นดินสองชั้น ชั้นดินสามชั้น ที่มีผิวรอยต่อขนานกับผิวดิน T-X graph จะมีลักษณะดังรูปที่ 16 (a) และ (b) ตามลำดับ



รูปที่ 16 เรขาคณิตของการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและกราฟเวลา-ระยะทางของแบบจำลองชั้นดินสองชั้นที่ขนานกัน (a) และ แบบจำลองชั้นดินสามชั้นที่ขนานกัน (b)

ระยะ X_c ในกราฟ (a) เป็นระยะทางที่คลื่นตรง (direct wave) และ คลื่นหักเห (head wave) เดินทางมาถึงพร้อมกัน ซึ่งเรียกว่า crossover distance เวลาที่คลื่นใช้สามารถเขียนได้

$$t = \frac{X_c}{V_1}$$

สำหรับ geophone ที่ปักที่ระยะ X ใดๆ ซึ่งมากกว่าระยะ X_c คลื่นหักเหจะเดินทางมาถึงก่อนคลื่นตรง ดังนั้นเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทางมาถึง geophone ที่ตำแหน่ง X ใดๆเขียนได้

$$t = \frac{X}{V_2} + \frac{2h_1 \cos \theta_c}{V_1}$$

ระยะ X_c สามารถคำนวณจาสมการข้างต้นได้ เมื่อ $X = X_c$ จะได้ว่า

$$X_c = 2h_1 \left(\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1} \right)^{1/2}$$

สมการนี้นำไปใช้ประโยชน์ในการกำหนดความยาวของแนวดัดที่ปัก Geophone เพื่อเก็บข้อมูลให้ได้ครบถ้วนเมื่อทำการประมาณค่าความหนาของดินชั้นที่ 1 โดยปกติแนวดัดจะมีความยาวไม่น้อยกว่า 3 เท่าของระยะ X_c สมการของเวลาข้างต้นมีรูปแบบเดียวกันกับสมการเส้นตรง ส่วนกลับของค่าความชันของกราฟ คือค่าความเร็วของคลื่นที่เคลื่อนที่ในชั้นที่ 1 (V_1) และ ชั้นที่ 2 (V_2) และจุดตัดแกน y คือค่า intercept time (t_i)

$$t_i = \frac{2h_1 \cos \theta_c}{V_1}$$

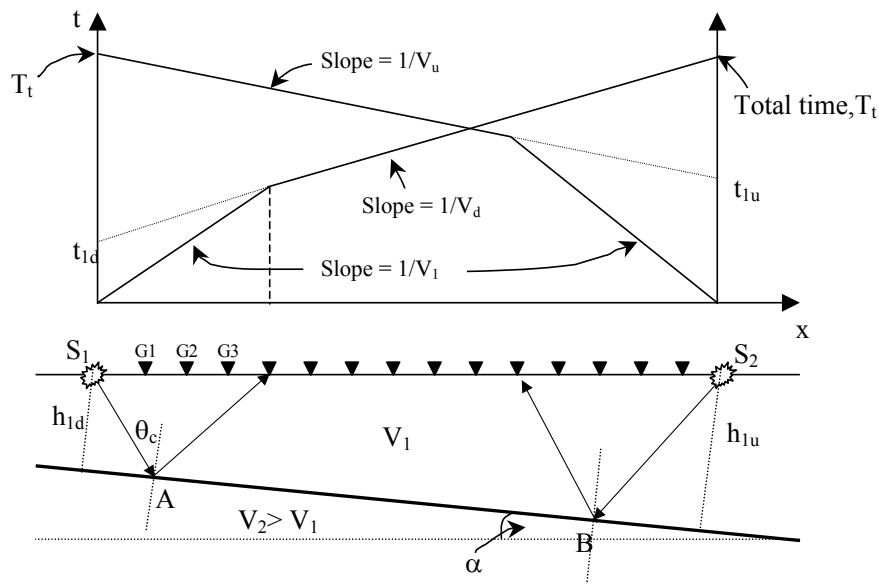
สำหรับค่าความหนาของชั้นดินแต่ละชั้นสามารถหาได้ เมื่อรู้ค่าความเร็วคลื่นและ ค่า intercept time จาก T-X graph

ในกรณีของชั้นดินหลายชั้นที่ขนานกัน ค่าความเร็วคลื่นและ ค่า intercept time แต่ละชั้นสามารถหาได้จาก T-X graph จากนั้นจึงนำไปคำนวณค่าความหนาของชั้นดินแต่ละชั้น

$$t_{i(n-1)} = \frac{2}{V_n} \sum_{k=1}^{n-1} h_k \left(\left(\frac{V_n}{V_k} \right)^2 - 1 \right)^{1/2}$$

เมื่อ n คือจำนวนชั้นดิน

สำหรับกรณีที่ชั้นดินไม่ขนานกัน จำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องมีการกำหนดคลื่น (Shot point) ที่ตำแหน่งปลาย ของ geophone ตัวสุดท้าย (รูปที่ 17) ทั้งนี้เพื่อต้องตรวจสอบความลาดเอียงของชั้นดิน T-X graph ในกรณีนี้แสดงดังรูป



รูปที่ 17 เราคาดคิดของการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและกราฟเวลา-ระยะทางของแบบจำลองชั้นดินสองชั้นที่ไม่ขนานกัน

พิจารณาตำแหน่ง Shot point S_1 (forward shot point) ทางเดินของคลื่น S_1ABS_2 (down dip) เป็นเส้นทางเดียวกันกับ S_2BAS_1 (up-dip) เมื่อตำแหน่ง shot point อยู่ที่ S_2 (reverse shot point) ดังรูปที่ 17 เวลาที่คลื่นใช้ในเดินทางจาก S_1 ถึงระยะทาง X ใดๆ ในกรณีนี้มีค่า t_d โดยที่

$$t_d = \frac{X \sin(\theta_c + \alpha)}{V_1} + \frac{2h_{1d} \cos \theta_c}{V_1}$$

เมื่อ α คือมุมเอียง (Dip angle) ของชั้นรอยต่อระหว่างดินชั้นแรกกับดินชั้นที่สอง สำหรับค่า intercept time คือเทอมที่สองในสมการ ในทางกลับกันเมื่อตำแหน่ง shot point อยู่ที่ S_2 เวลาที่คลื่นใช้ในเดินทางจาก S_2 ถึงระยะทาง X ใดๆ มีค่า t_u เมื่อ

$$t_u = \frac{X \sin(\theta_c - \alpha)}{V_1} + \frac{2h_{1u} \cos \theta_c}{V_1}$$

เมื่อ h_{1u} คือความหนาของดินชั้นแรกที่ตำแหน่ง S_2 และเช่นเดียวกันค่า intercept time คือเทอมที่สองในสมการ สำหรับความเร็ว V_d และ V_u สามารถหาได้จากค่าความชันของกราฟใน T-X graph ส่วนค่ามุมวิกฤต (θ_c) และมุม α คำนวณได้จากสมการ

$$\theta_c = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \frac{V_1}{V_d} + \sin^{-1} \frac{V_1}{V_u} \right] \quad \alpha = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \frac{V_1}{V_d} - \sin^{-1} \frac{V_1}{V_u} \right]$$

ค่าความเร็ว V_2 สามารถคำนวณได้จาก

$$\sin \theta_c = \frac{V_1}{V_2}$$

ในกรณีที่มุมเอียงมีค่าน้อยๆ ความเร็ว V_2 สามารถคำนวณได้จาก

$$\frac{1}{V_2} = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{V_d} + \frac{1}{V_u} \right]$$

ขั้นตอนสุดท้ายใช้สมการ Intercept time เพื่อหาค่าความหนา h_{1d} และ h_{1u}

ไม่ว่าตำแหน่งของ shot point จะอยู่ข้างหน้า (forward shotpoints) หรือ อยู่ข้างหลัง (reverse shotpoints) ของชุด geophone เวลาทั้งหมดที่ใช้ในการเดินทางจาก shotpoint ไปยัง geophone ตัวที่อยู่ไกลสุดจะมีค่าเท่ากัน หากมีการสลับที่กันระหว่าง geophone ที่อยู่ริมสุดของชุด geophone กับ shotpoint โดยเรียกเวลาที่ใช้ทั้งหมดนี้ Reciprocal time ซึ่งถูกนำไปใช้ในวิธีการแปลความหมายหลายวิธี เช่น วิธี plus-minus (Hagedoorn, 1959) วิธี delay-time (Pakiser, 1957) และ วิธี general reciprocal (Palmer, 1981)

วิธีการวัดคลื่นไหวสะเทือนไม่สามารถจะใช้ได้หากความเร็วคลื่นไหวสะเทือนในตัวกลางไม่เพิ่มขึ้นตามความลึก (velocity reversal) เพราะมุมวิกฤตเกิดขึ้นไม่ได้ในกรณีที่ความเร็วในชั้นบนมากกว่าความเร็วในชั้นล่าง จึงไม่มีคลื่นเดินทางตรงผิวรอยต่อระหว่างชั้นดินและหักเหกลับสู่ผิวดิน อีกปัญหาหนึ่งคือความหนาและค่าความเร็วของชั้นดินที่ติดกันมีค่าแตกต่างกันน้อยเกินไป คลื่นหักเหจากชั้นรอยต่อนั้นๆ จะเดินทางมาถึงผิวดินช้ากว่าคลื่นหักเหจากชั้นที่ลึกกว่า ชั้นดังกล่าวจึงไม่มีปรากฏบน T – X graph จึงเรียกชั้นนี้ว่า hidden layers หรือ blind zone ปัญหาที่เกิดจากมีชั้น hidden layers และ velocity reversal จะส่งผลให้ค่าความลึกที่คำนวณได้ผิดไปจากความเป็นจริง อย่างไรก็ตามหากมี hidden layer ในพื้นที่ที่ทำการสำรวจ สามารถสังเกตจาก T-X graph ได้ หากพบว่าค่าความเร็วคลื่นในชั้นดินที่อยู่ติดกันมีค่าต่างกันมากๆ

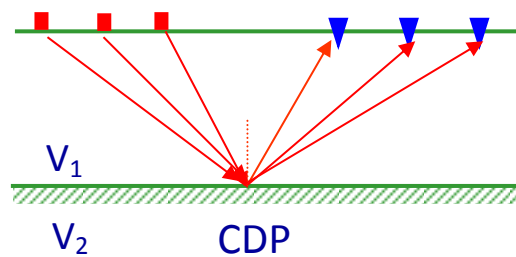
4.2.2.2 รูปแบบการวัดแบบคลื่นสะท้อน (seismic reflection method)

การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนเกี่ยวข้องกับการวัดเวลาเดินทางของคลื่นไหวสะเทือนที่กำเนิดที่ผิวดินและสะท้อนที่ผิวรอยต่อระหว่างชั้นตัวกลางที่มีความแตกต่างทางธรณีวิทยากลับไปยังผิวดิน แอมพลิจูดและเฟสของสัญญาณคลื่นสะท้อนขึ้นอยู่กับความแตกต่างของผลคูณระหว่างความหนาแน่นกับความเร็วคลื่น (acoustic impedance) ระหว่างตัวกลาง ที่ผิวรอยต่อนี้พลังงานคลื่นจะแบ่งแยกออกเป็นคลื่นสะท้อนและคลื่นส่งผ่านไปยังตัวกลาง ในกรณีคลื่นพัดกระแทกด้วยมุมปกติ สัมประสิทธิ์การสะท้อน (R) คือ

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

เมื่อ A_1 คือแอมพลิจูดของคลื่นสะท้อนและ A_0 คือแอมพลิจูดของคลื่นตกกระทบ ρ_1 คือความหนาแน่นของตัวกลางที่หนึ่ง V_1 คือความเร็วคลื่นพีในตัวกลางที่หนึ่ง และ ρ_2 คือความหนาแน่นของตัวกลางที่สอง และ V_2 คือความเร็วคลื่นพีในตัวกลางที่สอง ตามลำดับ

การสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนโดยทั่วไปจะให้ภาพแบบจำลองโครงสร้างของชั้นดินในระดับที่ลึกมากกว่า 30 เมตร ซึ่งในงานวิจัยนี้ต้องการข้อมูลในระดับลึกถึงระดับหินแข็ง การสำรวจกระทำโดยการกำเนิดคลื่นหลาย ๆ จุด ที่ตำแหน่งต่างกันบนแนวสำรวจเพื่อให้ได้สัญญาณสะท้อนจากผิวรอยต่อที่จุดเดียวกันหลาย ๆ ครั้ง (fold) ทำให้สัญญาณที่ได้มีความเข้มสูงและลดสัญญาณรบกวน จุดสะท้อนร่วมกันเรียกว่า Common Mid-Point (CMP) (รูปที่ 18) เส้นสัญญาณที่มี CMP เดียวกันจะนำมารวมกัน (stacked) เพื่อเพิ่มความเข้มของสัญญาณและลดสัญญาณรบกวน ก่อนที่จะมาจัดเรียงกับเส้นสัญญาณที่มี CMP อื่นๆ เพื่อสร้างเป็น ภาพตัดขวางของสัญญาณสะท้อน (stacked section) ในการสร้างภาพตัดขวางนี้จะต้องผ่านกระบวนการประมวลผลข้อมูล (data processing) หลาย ๆ ขั้นตอน เพื่อให้ได้ภาพที่ชัดเจนและแปลความหมายให้ใกล้เคียงกับลักษณะทางธรณีวิทยาใต้ผิวดินที่เป็นจริงมากที่สุด



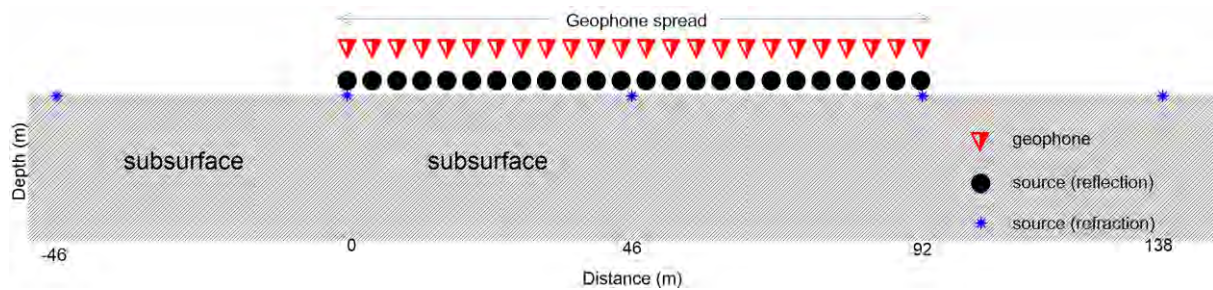
รูปที่ 18 แสดงการเก็บข้อมูลแบบจุดสะท้อนร่วม CDP หรือ CMP

4.2.2.2.1 วิธีดำเนินการสำรวจ

งานวิจัยนี้ทำการตรวจวัดความเร็วคลื่นไหวสะเทือนภายใต้ผิวดินโดยใช้เครื่องมือบันทึกคลื่นไหวสะเทือน GEOMETRIC SMARTSEIS S-24 (Geometrics Inc., San Jose, CA, USA) จากนั้นจึงทำการแปลความหมายเพื่อหาลักษณะโครงสร้างของชั้นดินในบริเวณที่คาดว่าจะมีรอยเลื่อน/รอยแตกในชั้นหิน การสำรวจได้ทำการวัด 2 รูปแบบบนแนววัด 5 แนววัดซึ่งเป็นแนววัดเดียวกันกับแนววัดของวิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบการทำการกดตัดขวางเทียมค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า

การเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห ในแต่ละแนวสำรวจจะมีตัวรับคลื่น หรือจีไอโฟน จำนวน 24 ตัว โดยระยะห่างระหว่างตัวรับคลื่นที่อยู่ติดกันเท่ากับ 4 เมตร ในการบันทึกข้อมูลจะวางจุดกำเนิดคลื่นไว้ 5 ตำแหน่ง (รูปที่ 19) โดยแต่ละตำแหน่งอยู่ห่างกันเท่ากับ 46 เมตร นั่นคือจุดกำเนิดคลื่นที่หนึ่ง "shot a" จะอยู่ห่างจากตัวรับคลื่นตัวแรกเท่ากับ 46 เมตร หรือที่ตำแหน่ง -46 เมตร และจุดกำเนิดคลื่นที่สอง "shot b" อยู่ที่ตำแหน่งเดียวกับตัวรับคลื่นตัวแรก หรือที่ตำแหน่ง 0 เมตร จุดกำเนิดคลื่นที่สาม "shot c" อยู่ที่ตำแหน่งกึ่งกลางระหว่างตัวรับคลื่นตัวที่ 12 และ 13 หรือที่ตำแหน่ง 46 เมตร จุดกำเนิดคลื่นที่สี่ "shot d" อยู่ตำแหน่งเดียวกับตัวรับคลื่นตัวที่ 24 หรือที่ตำแหน่ง 92 เมตร จุดกำเนิดคลื่นที่ห้า "shot e" อยู่ห่างจากตัวรับคลื่นตัวที่สิบสองเท่ากับ 46 เมตร หรือที่ตำแหน่ง 138 เมตร ทำการกำเนิดคลื่นด้วยก้อนขนาด 10 กิโลกรัม ทบบนแผ่นเหล็กในแต่ละจุดกำเนิดคลื่นจะทำการทาบและบันทึกข้อมูลซ้ำ (stack) จำนวน 10-15 ครั้ง เพื่อเพิ่มอัตราส่วนของคลื่นสัญญาณต่อคลื่นรบกวน (Signal-to-noise ratio) จากนั้นจึงทำการประมวลผลข้อมูลด้วยโปรแกรม SIP (Scott, 1973)

สำหรับการเก็บข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน ใช้จำนวนจีไอโฟนทั้งหมด 24 ตัว โดยมีระยะห่างระหว่างจีไอโฟนเท่ากับ 4 เมตร เช่นเดียวกับการสำรวจแบบหักเห แต่จะทำการกำเนิดสัญญาณทุก ๆ ตำแหน่งที่มีจีไอโฟนอยู่ ทำให้มีจำนวน nominal fold เท่ากับ 12 และระยะห่างระหว่าง CMP เป็น 2 เมตร อย่างไรก็ตามการเก็บข้อมูลในลักษณะนี้ทำให้จำนวน fold ที่อยู่ทางตอนต้นและตอนปลายของแนวสำรวจมีค่าน้อย ทำให้การแปลความหมายข้อมูลในส่วนนี้มีความกำกวมสูงด้วยสำหรับตัวแปรที่ใช้ในการเก็บข้อมูลสรุปไว้ในตารางที่ 5



รูปที่ 19 ตำแหน่งจุดกำเนิดคลื่นและตัวรับสัญญาณบนแนวสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและหักเห

ตารางที่ 5 ตัวแปรและเครื่องมือที่ใช้ในการเก็บข้อมูล

ตัวแปร	รายละเอียด
Energy sources	10 kg sledgehammer
Shots per source point	10
Shot Spacing	4 m
Receivers	
Natural frequency	Vertical, 14 Hz (single)
Geophone Spacing	4 m
Profile	
Offset Min/Max	0/92 m
Maximum fold	12
Recording	
Recording system	Geometric SmartSeis 24 channels
Record length	512 ms
Sampling interval	0.25 ms

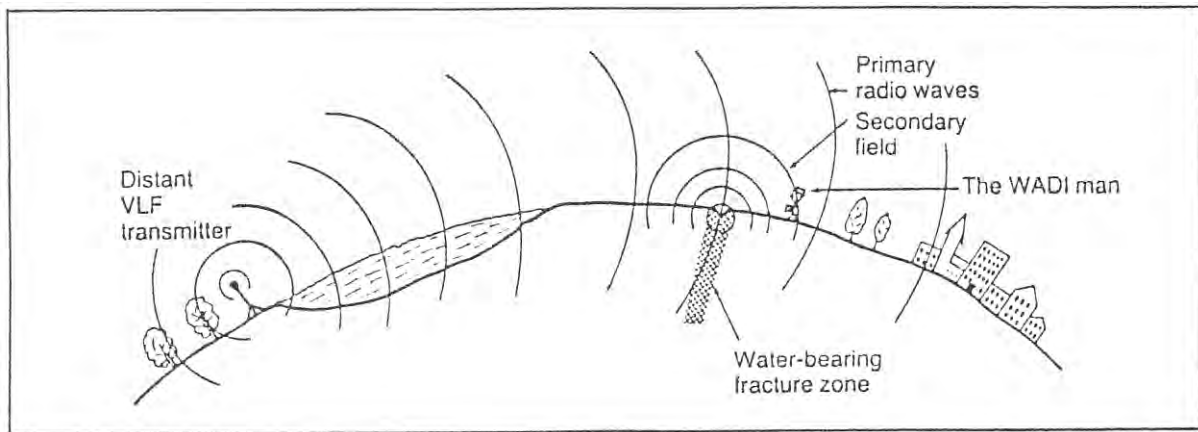
4.2.3 การการสำรวจด้วยวิธีแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำ (Very Low Frequency method)

วิธีการแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำมักจะเรียกสั้น ๆ ว่า วีแอลเอฟ อาศัยหลักการเหนี่ยวนำทางแม่เหล็กไฟฟ้า เมื่อมีสนามแม่เหล็กไฟฟ้าปฐมภูมิ (primary field) ก่อกำเนิดขึ้นบนผิวดิน และพุ่งตัดผ่านตัวนำไฟฟ้าที่อยู่ใต้ผิวดิน จะทำให้เกิดแรงเคลื่อนไฟฟ้าเหนี่ยวนำที่ทำให้เกิดกระแสไฟฟ้าเหนี่ยวนำขึ้นที่ผิวดิน โดยทิศทางการไหลของกระแสจะไหลในทิศทางที่ทำให้เกิดสนามแม่เหล็กไฟฟ้าทุติยภูมิ (secondary field) ที่ต้านการเปลี่ยนแปลงฟลักซ์ของสนามแม่เหล็กปฐมภูมิที่พุ่งตัดผ่านตัวนำ ดังนั้นจึงสามารถทำการตรวจวัดสนามลัพท์ของทั้งสองสนามที่ผิวดินด้วยขดลวดที่จัดไว้อย่างเหมาะสม โดยความแตกต่างระหว่างสนามลัพท์ที่วัดได้กับสนามปฐมภูมิ ทั้งด้าน ความเข้ม เฟส และ ทิศทางจะเป็นตัวบ่งชี้ว่ามีตัวนำไฟฟ้าอยู่ใต้ผิวดินในบริเวณที่ทำการวัด สำหรับในงานวิจัยนี้ใช้ เครื่อง WADI VLF (ABEM Instrument AB, Sundbyberg, Sweden) ซึ่งอาศัยการตรวจวัดส่วนของสนามแม่เหล็กของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำ 15 – 30 kHz ที่ส่งผ่านเสาอากาศของสถานีวิทยุที่ใช้ในกิจการทหารที่ตั้งอยู่ ณ ตำแหน่งต่าง ๆ บนโลก มีกำลังส่งทั่วไปมีขนาด 300 - 1000 kWatt สนามแม่เหล็กปฐมภูมิที่แผ่ออกมาจากสถานีวิทยุจะวางตัวในแนวราบโดยมีจุดศูนย์กลางร่วมที่เสาส่งสัญญาณ เครื่อง WADI VLF สามารถวัดและวิเคราะห์ค่าความแรงของสนามและการกระจัดเฟสของสนามแม่เหล็กทุติยภูมิอ่อน ๆ ที่ถูกสร้างขึ้นรอบ ๆ โครงสร้างทางธรณีวิทยา ที่เป็นแผ่นตัวนำหรือรอยแตกในเนื้อหิน

คลื่น VLF เป็นคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำจึงมีความสามารถที่จะทะลุทะลวงลงไปในระดับลึกเช่น ในชั้นหินแข็งได้ ดังนั้นเมื่อน้ำบาดาล (โดยปกติจะมีค่าสภาพต้านทานประมาณ 100 Ohm-m) ที่แทรกตัวอยู่ในรอยแตกของหินแข็ง (โดยปกติจะมีค่าสภาพต้านทานสูงกว่า 1,000 Ohm-m) น้ำจึงประพฤติตัวเป็นแผ่นตัวนำที่สามารถถูกเหนี่ยวนำให้เกิดสนามแม่เหล็กไฟฟ้าทุติยภูมิได้ ความสัมพันธ์ระหว่างค่าสภาพต้านทานของตัวกลางกับค่าความหยั่งลึก (penetration depth δ) เป็นดังสมการ

$$\delta = 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ m}$$

เมื่อ ρ คือ ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าในหน่วย Ohm-m และ f คือ ค่าความถี่ในหน่วย Hz



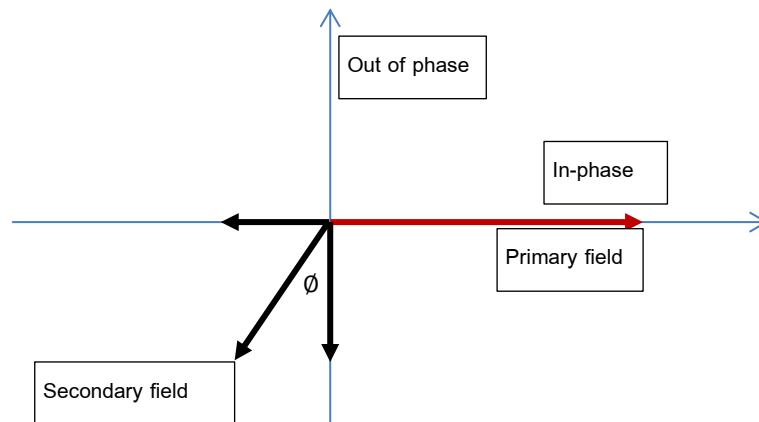
รูปที่ 20 แสดงหลักการวัดวิธีแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำด้วยเครื่อง WADI VLF



รูปที่ 21 การวัดวิธีแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำด้วยเครื่อง WADI VLF ในพื้นที่วิจัย

เครื่อง WADI VLF สามารถวัดความผิดปกติของสัญญาณสนามปฐมภูมิและแสดงผลได้โดยตรงบนหน้าจอ เมื่อทำการวัดผ่านบริเวณโครงสร้างที่มีสมบัติเป็นตัวนำ เครื่องจะแสดงสัญญาณเป็นยอดคลื่นที่อยู่เหนือเส้นปกติ และสามารถวิเคราะห์ความลึกและมุมเอียงของแผ่นตัวนำได้ ในการวัดผู้วัดจะต้องหมุนเครื่อง WADI เพื่อหาสถานที่ส่งสัญญาณที่เหมาะสมที่สุดซึ่งจะอยู่ในทิศทางเดียวกับแนวการวางตัวของแผ่นตัวนำ (strike) และแนวสำรวจจะวางตัวในทิศทางตั้งฉากกับแนวการวางตัวของแผ่นตัวนำ

องค์ประกอบของสนามแม่เหล็กไฟฟ้าที่ได้จากการวัดแสดงดังรูปที่ 22



รูปที่ 22 แสดงการวัดวิธีแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำด้วยเครื่อง WADI VLF

สำหรับปริมาณที่มีความสัมพันธ์กับคุณสมบัติของตัวนำที่อยู่ใต้ผิวดินจะพิจารณาจากสมการ

$$\phi = \tan^{-1} \frac{\omega L}{R}$$

เมื่อ R เป็นค่าความต้านทานของตัวนำ หน่วย โอห์ม

ω เป็นค่าความเร็วเชิงมุม หน่วย เรเดียนต่อวินาที

L เป็นค่าความเหนี่ยวนำ หน่วย เฮนรี่

เมื่อพิจารณาจากสมการข้างต้น พบว่าเมื่อ R มีค่ามาก (ตัวนำไฟฟ้าที่เลว) $\phi = 0^\circ$ องค์ประกอบขององค์ประกอบของสนามทุติยภูมิจะมีทิศตั้งฉากกับสนามปฐมภูมิ เรียกว่า Out of phase หรือ ค่าจินตภาพ (imagine) ส่วนกรณีเมื่อ R มีค่าน้อย (เป็นตัวนำไฟฟ้าที่ดี) $\phi = 90^\circ$ องค์ประกอบของสนามทุติยภูมิจะมีทิศตรงกันข้ามกับสนามปฐมภูมิ เรียกว่า In-phase หรือ ค่าจริง (real)

สำหรับความถี่ของแหล่งกำเนิดคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำที่ส่งมาจากสถานีวิทยุที่ใช้ในการวัดที่แนววัดต่างๆ ในงานวิจัยนี้แสดงดังตารางที่ 6

ตารางที่ 6 แสดงค่าความถี่ของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ใช้ในการวัดด้วยเครื่อง WADI VLF ที่แนววัดต่างๆ

แนววัด	ความถี่ (kHz)
①	16.3
②	17.0
③	17.0
④	17.0
⑦	16.3

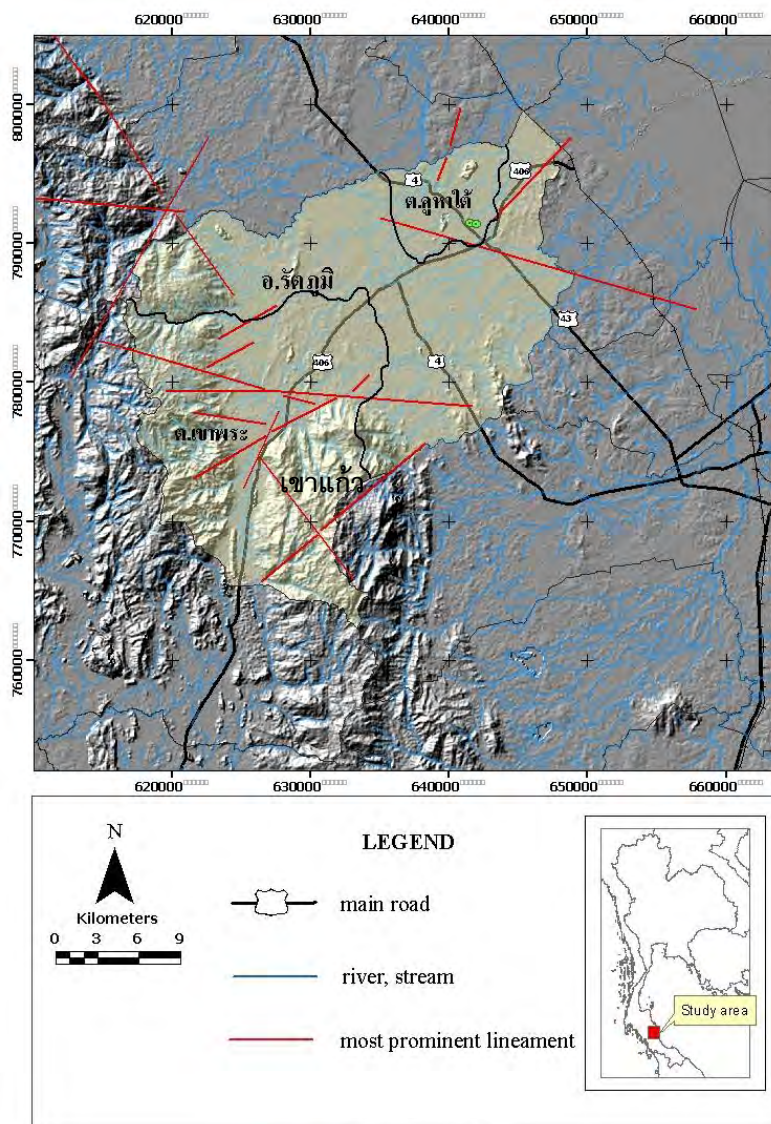
ตารางที่ 7 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างค่าสภาพต้านทานและค่าความหยั่งลึกของตัวกลางบางชนิด

Materials	Resistivity (Ohm-m)	Penetration depth δ (m)
Hard rock (granite)	> 5000	> 300
Clay	10-100	15-40
Dry sand	200-5000	50-300
Wet sand	50-200	30-60
Fresh water	50-200	30-60
Saline water	1-10	4-15

5. ผลการทดลองและวิจารณ์ผลการทดลอง

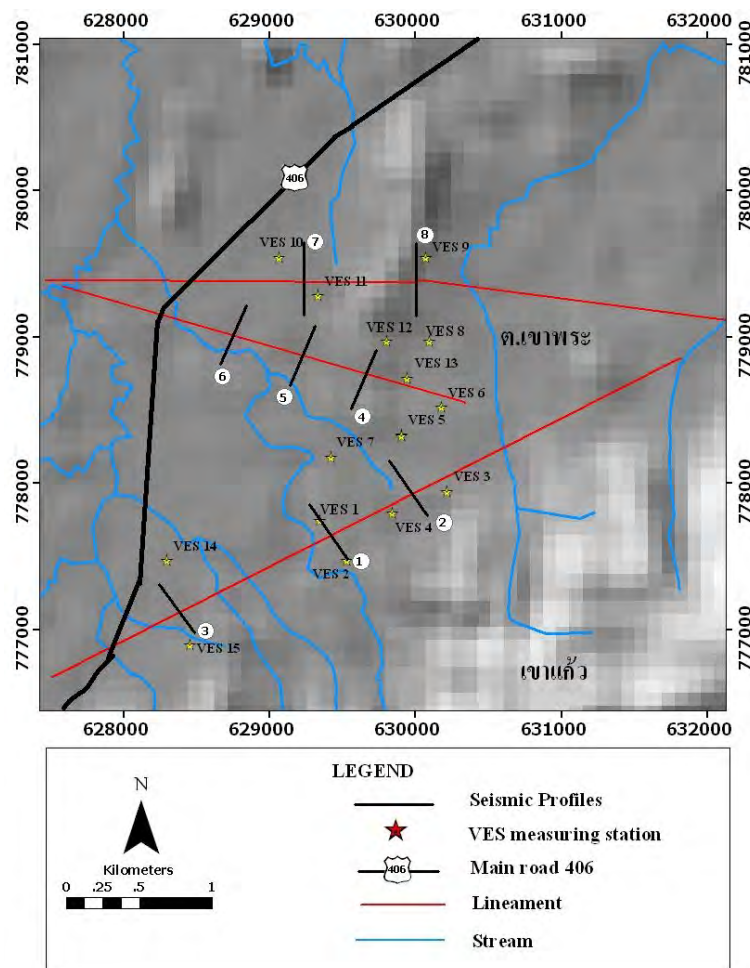
5.1 ผลการแปลความหมายข้อมูลการสำรวจข้อมูลระยะไกล

ได้ทำการแปลความหมายข้อมูลแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (Digital Elevation Model: DEM) ที่มีความละเอียดของข้อมูลมีระยะห่างระหว่างกริด 90 เมตร และทำการประมวลผลข้อมูลโดยใช้โปรแกรม ENVI 4.2 ผู้ทำการวิจัยได้กำหนดกรอบพื้นที่การประมวลผลข้อมูลการสำรวจข้อมูลระยะไกลให้ครอบคลุมพื้นที่ศึกษา ระหว่างพิกัด 749526 – 809112N และ 598357- 663635E และได้ลากเส้นแนวความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาที่คาดว่าจะเป็ตำแหน่งของรอยเลื่อน/รอยแตกในชั้นหิน ได้ผลดังรูปที่ 23



รูปที่ 23 แสดงข้อมูลแบบจำลองระดับสูงเชิงเลข (DEM) และแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาในพื้นที่ศึกษาครอบคลุมพื้นที่ทำวิจัยตำบลเขาพระ อำเภอระยอง จังหวัดสงขลา

จะเห็นว่าพื้นที่วิจัยตำบลเขาพระมีเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาปรากฏให้เห็นค่อนข้างชัดเจน ตรงบริเวณที่ราบเชิงเขา ทางด้านทิศเหนือของเขากว๊ ซึ่งเป็นภูเขาดินแกรนิต จึงได้วางแนววัดเพื่อทำการวัดด้วยวิธีทางธรณีฟิสิกส์จำนวน 8 แนววัด ดังรูปที่ 24 และได้ทำการสำรวจพื้นที่ภาคสนามในบริเวณที่ได้กำหนดแนววัดไว้ เพื่อพิจารณาความเป็นไปได้ที่จะทำการวัดเก็บข้อมูลด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์ การกำหนดแนววัดทางธรณีฟิสิกส์ข้างต้นเพื่อต้องการติดตามลักษณะโครงสร้างของชั้นดินในแนวที่คาดว่าจะมีแนวรอยเลื่อนตัดผ่านทั้ง 3 แนว คือ แนว lineament แรกอยู่ด้านบนสุดมีแนวการวางตัวในทิศทาง W-E แนว lineament ที่สองอยู่ตรงกลางของพื้นที่ศึกษา มีทิศทางการวางตัวในทิศ $N60^{\circ}W$ และแนว lineament ที่สามอยู่ตอนล่างสุดใกล้กับเชิงเขามีทิศทางการวางตัวในทิศ $N65^{\circ}E$



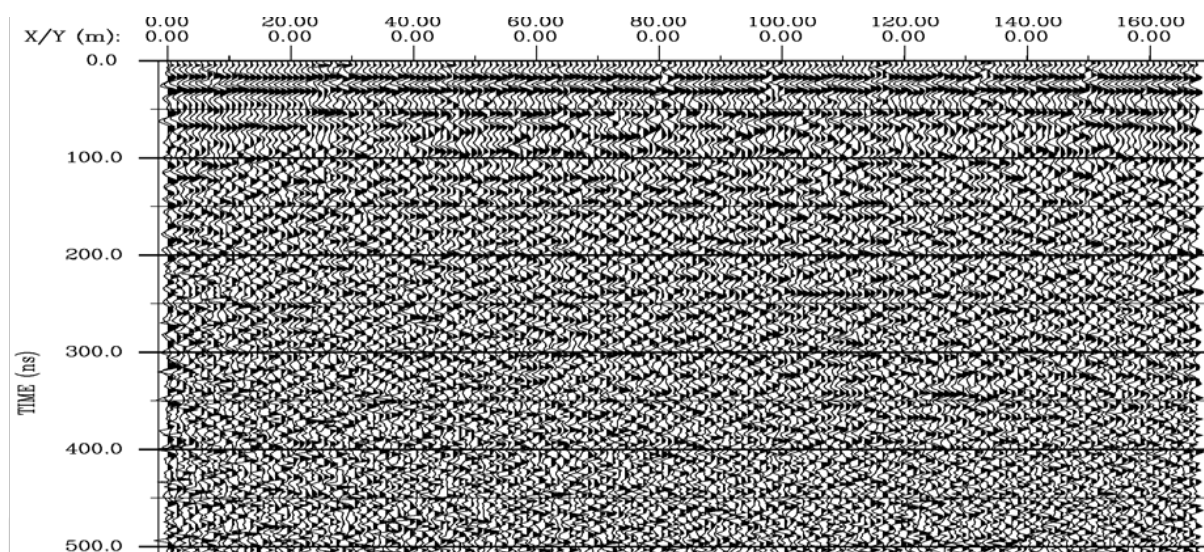
รูปที่ 24 แสดงแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาตัดผ่านบริเวณที่ราบเชิงเขา (ภูเขากว๊) และแสดงตำแหน่งและทิศทางการวางตัวของแนววัดด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์

จากการวางแผนสำรวจบนแผนที่จำนวน 8 แนววัด เมื่อทำการสำรวจสภาพพื้นที่จริงในภาคสนามพบว่า แนววัดที่เหมาะสมที่จะทำการวัดด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์สามารถทำได้เพียง 5 แนววัด ได้แก่ แนววัดที่ ① ② ③ ④ และ ⑦

5.2 ผลการสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์เพื่อหาตำแหน่งที่ถูกตัดของรอยแตกหรือรอยเลื่อนภายใต้ผิวดิน

5.2.1 ผลวิธีเรดาร์หยั่งลึก

ผลจากการสำรวจหาโครงสร้างชั้นดินด้วยวิธีเรดาร์หยั่งลึกซึ่งได้ทำการเก็บข้อมูลบนแนววัดที่ ① เลือกใช้สายอากาศที่มีความถี่ต่ำ (50 MHz) เพื่อให้ได้ข้อมูลการสะท้อนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ระดับลึก และใช้ระยะห่างระหว่างจุดวัดเท่ากับ 0.5 เมตร แต่เนื่องจากสายอากาศที่ความถี่นี้มีความไม่เหมาะสมที่จะทำการวัดในพื้นที่ที่เป็นสวนยางและมีความไม่ราบเรียบ อีกทั้งเมื่อทำการวิเคราะห์ผลข้อมูลที่ได้ (ดังรูปที่ 25) พบว่าไม่สามารถแยกแยะโครงสร้างของชั้นดินและที่สำคัญไม่สามารถบันทึกสัญญาณสะท้อนของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าจากชั้นหินแข็งที่ระดับลึกจากผิวดินได้ จึงไม่สามารถทำการแปลความหมายเพื่อตรวจสอบข้อมูลของชั้นดินถึงระดับชั้นหินแข็งที่สอดคล้องกับวัตถุประสงค์ของงานวิจัยที่ตั้งไว้ ผู้วิจัยพิจารณาแล้วเห็นว่า วิธีเรดาร์หยั่งลึกมีความไม่เหมาะสมกับสภาพภูมิประเทศในพื้นที่วิจัย เนื่องจากการเก็บข้อมูลทำได้ค่อนข้างยาก และจากตัวอย่างผลที่ได้จากข้อมูลการสำรวจในแนววัดที่ ① ไม่สามารถให้ข้อมูลที่ระดับความลึก จึงได้ยุติการดำเนินการศึกษาวิจัยด้วยวิธีการดังกล่าว



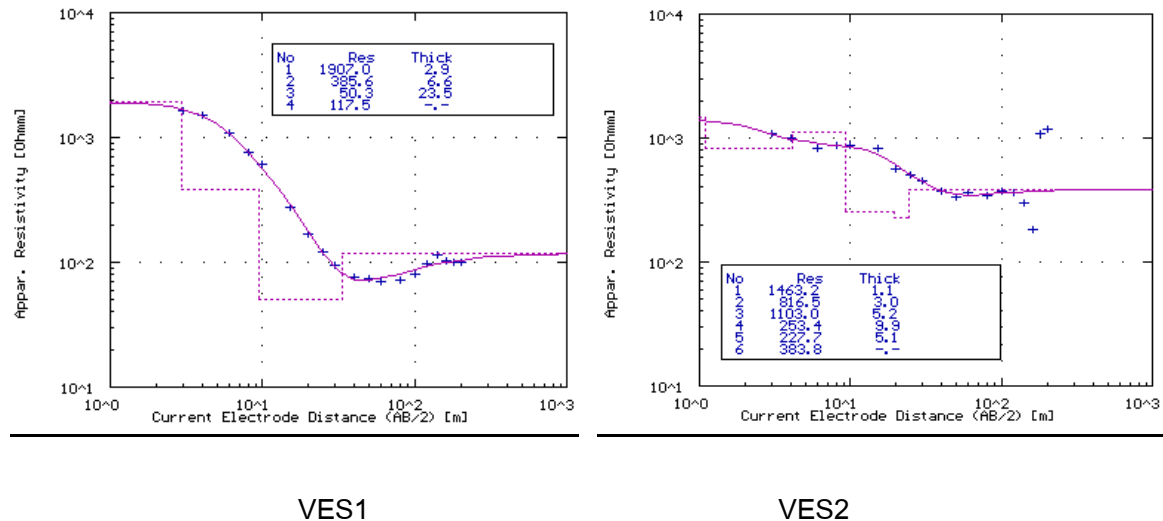
รูปที่ 25 ตัวอย่างแผนภาพเรดาร์แกรมแสดงผลการวัดด้วยวิธีเรดาร์หยั่งลึกชั้นดิน (GPR) บนแนววัดที่ ① โดยเลือกใช้สายอากาศความถี่ 50 MHz และระยะห่างระหว่างจุดวัดเท่ากับ 0.5 เมตร

5.2.2 ผลวิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า

5.2.2.1 ผลและการแปลความหมายข้อมูลจากวิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบหยั่งลึกทางไฟฟ้าในแนวดิ่ง

ผลการแปลความหมายข้อมูลจากการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบหยั่งลึกทางไฟฟ้าทั้งหมด 17 จุดวัด โดยใช้โปรแกรมคอมพิวเตอร์ RESIST87 (Velpen, 1988) และใช้ข้อมูลความหนาของชั้นดิน/หินจากฐานข้อมูลบ่อน้ำบาดาลในพื้นที่ตำบลเขาพระที่อยู่ในความรับผิดชอบของสำนักทรัพยากรน้ำบาดาล เขต 6 จากเว็บไซต์กรมทรัพยากรน้ำบาดาล ข้อมูลจากการสำรวจด้วยวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือน และข้อมูลจากแผนที่ธรณีวิทยาจังหวัดสงขลา (กรมทรัพยากรธรณี, 2550) ข้อมูลเหล่านี้จะใช้ในการควบคุมการแปลความหมายข้อมูลเพื่อหาแบบจำลองความหนาและค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดินแต่ละชั้นภายใต้จุดวัดแต่ละจุด สำหรับการแปลความเชิงคุณภาพของลักษณะของชั้นดิน/หินภายใต้ผิวดินที่จุดวัดแต่ละจุดได้ทำการเปรียบเทียบข้อมูลค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าจริงที่ทำการวัด ณ บ่อน้ำบาดาล บ่อ TM404 และบ่อ TH411 ซึ่งอยู่ที่หมู่ที่ 1 บ้านนาสีทอง ตำบลเขาพระ และข้อมูลจากการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าจากโครงการสำรวจหาแหล่งน้ำใต้ดินในชั้นหินปูนในพื้นที่จังหวัดตรังและจังหวัดกระบี่ที่ได้ทำการเปรียบเทียบข้อมูลจากการวัดกับข้อมูลจากการเจาะทดสอบ (กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2550) สำหรับชั้นที่น่าจะเป็นชั้นดิน-หินอุ้มน้ำหรือชั้นที่มีน้ำบาดาลกักเก็บอยู่จะพิจารณาจากค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าในช่วงประมาณ 50 – 150 โอห์ม-เมตร ผลการแปลความหมายข้อมูลจากการสำรวจของแต่ละจุดวัดที่อยู่ใกล้กับแนววัดต่างๆ ได้ผลดังนี้

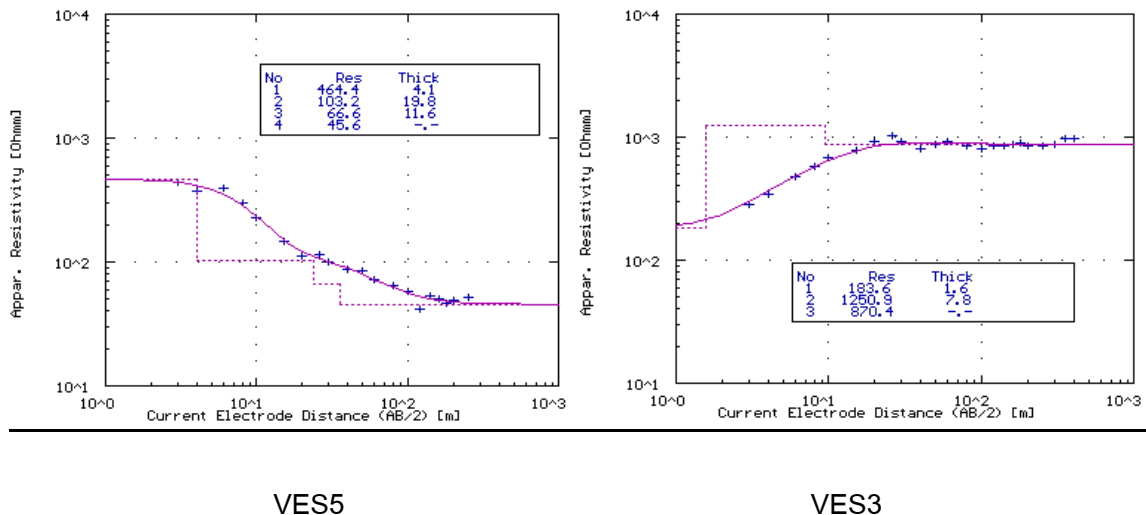
บนแนววัดที่① โดยมีจุดวัด VES1 และ VES2 อยู่คนละด้านกับแนวเส้นความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยา ทั้งสองจุดวัดอยู่ห่างกันประมาณ 300 เมตรจุดวัด ผลของแบบจำลองชั้นดิน ดังรูปที่ 26



รูปที่ 26 กราฟแสดงการเปรียบเทียบค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่คำนวณจากแบบจำลองของชั้นดินกับค่าที่ได้จากการวัดที่จุดวัด VES 1 และ VES 2 อยู่ห่างกัน 300 เมตร ซึ่งจุดวัดอยู่คนละฝั่งกันกับแนวรอยเลื่อนและอยู่ใกล้กับแนววัดที่①

จะเห็นว่าภายใต้จุดวัด VES1 สามารถจำแนกชั้นดินออกได้ 4 ชั้น ส่วนภายใต้จุดวัด VES2 สามารถจำแนกชั้นดินออกได้ 6 ชั้น ส่วนที่น่าสนใจพบว่าความลึกถึงชั้นหินแข็งภายใต้ทั้งสองจุดวัดต่างกัน คือภายใต้จุดวัด VES1 ความลึกถึงชั้นที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าประมาณ 118 โอห์ม-เมตร ซึ่งน่าจะเป็นหินแข็งที่มีส่วนที่ผุอยู่ด้านบนประมาณ 32 เมตร ในขณะที่ภายใต้จุดวัด VES2 ชั้นหินแข็ง (ชั้นที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าประมาณ 380 โอห์ม-เมตร) อยู่ในระดับตื้นกว่า คือ ประมาณ 24 เมตรจากผิวดิน แสดงว่าจะต้องมีความไม่ต่อเนื่องของชั้นหินแข็งข้างล่างที่ตำแหน่งระหว่างจุดวัดทั้งสองที่ใดที่หนึ่ง ซึ่งอาจจะเป็นตำแหน่งรอยเลื่อน และอาจจะเป็นตำแหน่งที่มีน้ำบาดาลกักเก็บอยู่

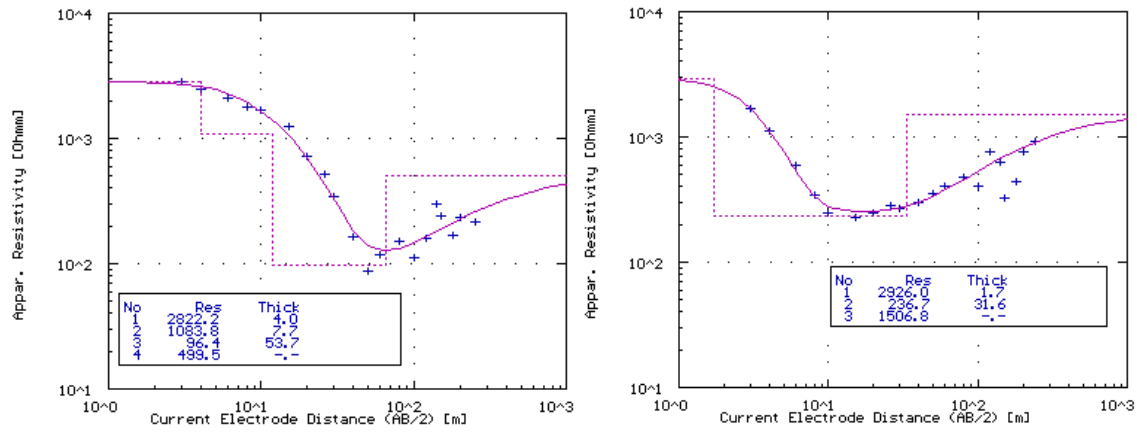
ผลของแบบจำลองชั้นดินของแนววัด VES5 และ VES3 ซึ่งอยู่คนละฝั่งกับแนวความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาและอยู่ใกล้กับแนววัดที่② ได้ผลดังรูปที่ 27



รูปที่ 27 กราฟแสดงการเปรียบเทียบค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่คำนวณจากแบบจำลองของชั้นดินกับค่าที่ได้จากการวัดที่จุดวัด VES5 และ VES3 อยู่ห่างกันประมาณ 500 เมตร ซึ่งจุดวัดอยู่คนละฝั่งกับแนว lineament และอยู่ใกล้กับแนววัดที่②

จาก VES curve ทั้งสองจุดวัด แสดงให้เห็นความแตกต่างของชั้นดินที่ระดับลึก ภายใต้อุปกรณ์ VES5 พบว่า ชั้นดินมีค่าสภาพต้านทานต่ำและมีความหนาค่อนข้างมากอยู่ลึกจากผิวดินลงไปประมาณ 35 เมตร และไม่สามารถตรวจพบชั้นที่มีค่าสภาพต้านทานสูงที่คาดว่าจะมีชั้นหินแข็งได้ ส่วนแบบจำลองภายใต้อุปกรณ์ VES3 พบว่าลึกลงไปประมาณ 9 เมตร มีชั้นดินที่มีค่าสภาพต้านทานสูงที่คาดว่าจะมีชั้นหินฐาน จึงเป็นไปได้ว่าระหว่างจุดวัดทั้งสองนี้ที่ใดที่หนึ่ง มีการยกตัวของชั้นหินแข็งขึ้นมา ซึ่งอาจจะเป็นตำแหน่งรอยเลื่อน หรือรอยต่อในแนวตั้งระหว่างชั้นหินแข็งกับชั้นตะกอน และอาจจะเป็นตำแหน่งที่มีน้ำบาดาลกักเก็บอยู่

ผลของแบบจำลองชั้นดินของแนววัด VES14 และ VES15 ซึ่งอยู่คนละฝั่งกับแนวความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาและอยู่ใกล้กับแนววัดที่③ ได้ผลดังรูปที่ 28 จาก VES curve ทั้งสองจุดวัด มีลักษณะคล้ายกัน จะแตกต่างกันตรงที่ความหนาของชั้นที่อยู่กลาง (ชั้นที่ 2) ที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ ในช่วงประมาณ 96 – 240 โอห์ม-เมตร ซึ่งอยู่ระหว่างดินชั้นที่ 1 (ดินชั้นบน) กับชั้นที่ 3 (ชั้นหิน) และจากลักษณะของข้อมูลการวัดที่ระดับ AB/2 มากกว่า 100 เมตร ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าปรากฏจะมีค่าไม่เป็นระเบียบ เป็นไปได้ว่าที่ความลึกดังกล่าวมีน้ำแทรกตัวอยู่ในรอยแตกในชั้นหินซึ่งอาจจะเป็นชั้นน้ำบาดาลจากชั้นหน้าหินซึ่งน่าสนใจที่จะมีการเจาะทดสอบ ดังนั้นระหว่างจุดวัดทั้งสองจึงไม่น่าจะมีแนวรอยเลื่อนหรือมีการเปลี่ยนแปลงระดับของชั้นหินในแนวตั้ง

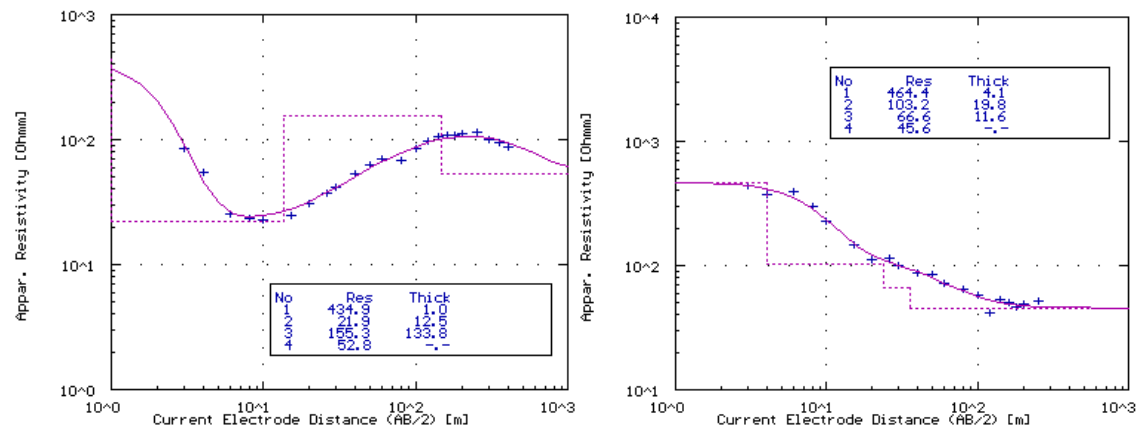


VES14

VES15

รูปที่ 28 กราฟแสดงการเปรียบเทียบค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่คำนวณจากแบบจำลองของชั้นดินกับค่าที่ได้จากการวัดที่จุดวัด VES 14 และ VES 15 ทั้งสองจุดวัดอยู่ห่างกันประมาณ 650 เมตร ใกล้กับแนววัดที่③ และอยู่คนละฝั่งกันกับแนวที่คาดว่าเป็นแนวรอยเลื่อน

ผลของแบบจำลองชั้นดินของแนววัด VES12 และ VES5 ซึ่งอยู่คนละฝั่งกับแนวความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาและอยู่ใกล้กับแนววัดที่④ ได้ผลดังรูปที่ 29



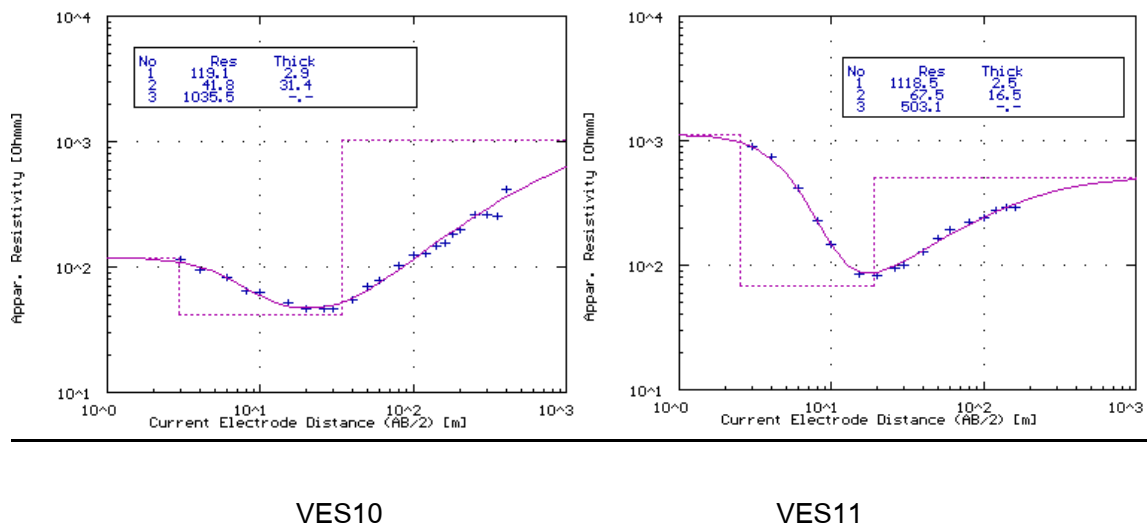
VES12

VES5

รูปที่ 29 กราฟแสดงการเปรียบเทียบค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่คำนวณจากแบบจำลองของชั้นดินกับค่าที่ได้จากการวัดที่จุดวัด VES12 และ VES5 อยู่ห่างกันประมาณ 670 เมตร ซึ่งจุดวัดอยู่คนละฝั่งกันกับแนวรอยเลื่อนและอยู่ใกล้กับแนววัดที่④

จาก VES curve ทั้งสองจุดวัด แสดงให้เห็นความแตกต่างของชั้นดินที่ระดับลึก ภายใต้อั้ววัด VES12 พบว่า ชั้นดินมีค่าสภาพต้านทานต่ำประมาณ 22 โอห์ม-เมตร ซึ่งคาดว่า เป็นชั้นดินเหนียววางตัวอยู่ใกล้ผิวดิน และมีชั้นดินที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูงกว่าและมีความหนา ค่อนข้างมากรองรับ แต่แบบจำลองภายใต้อั้ววัด VES5 ที่อยู่คนละด้านกันของแนว lineament พบว่ามีความแตกต่างกันโดยไม่พบว่ามีชั้นที่มีค่าสภาพต้านทานสูงวางตัวอยู่ด้านล่าง ซึ่งเป็นไปได้ว่าที่ตำแหน่งนี้ชั้นหินแข็งวางตัวอยู่ที่ระดับลึกกว่าที่จุดวัด VES12 ดังนั้นความไม่สอดคล้องกันของแบบจำลองภายใต้อั้ววัดทั้งสองจุดนี้ จึงน่าจะเป็นไปได้ว่าระหว่างจุดวัดทั้งสองนี้ที่ใดที่หนึ่งอาจจะเป็นตำแหน่งรอยเลื่อน หรือ รอยต่อในแนวตั้งระหว่างชั้นหินแข็งกับชั้นตะกอน และอาจจะเป็นตำแหน่งที่มีน้ำบาดาลกักเก็บอยู่

ผลของแบบจำลองชั้นดินของแนววัด VES10 และ VES11 ซึ่งอยู่คนละด้านของแนว ความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาและอยู่ใกล้กับแนววัดที่ ⑦ ได้ผลดังรูปที่ 30

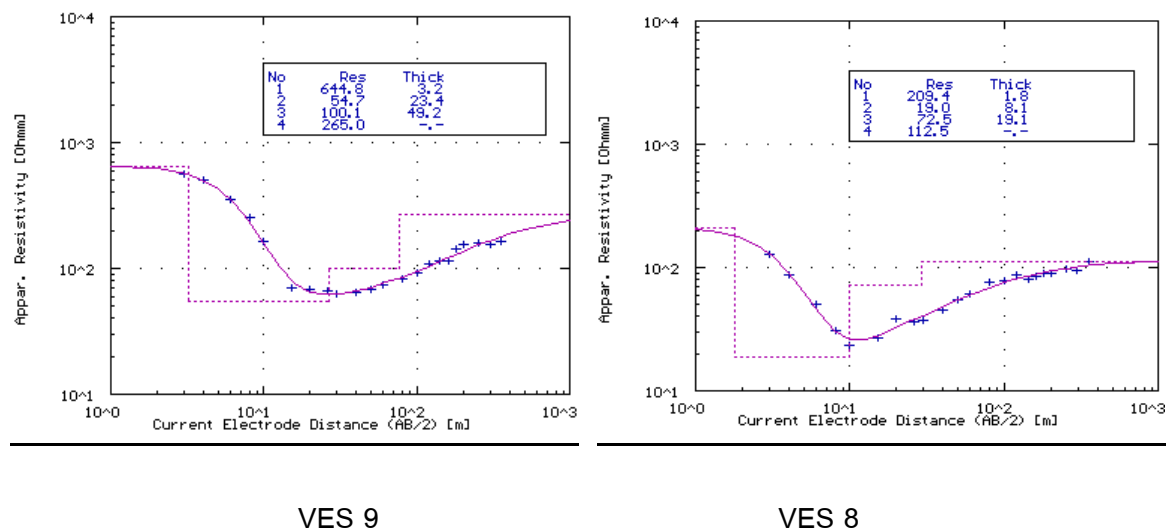


รูปที่ 30 กราฟแสดงการเปรียบเทียบค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่คำนวณจากแบบจำลองของชั้นดินกับค่าที่ได้จากการวัดที่จุดวัด VES10 และ VES11 อยู่ห่างกันประมาณ 380 เมตร ซึ่งจุดวัดอยู่คนละด้านกันของแนวรอยเลื่อนและอยู่ใกล้กับแนววัดที่ ⑦

จาก VES curve ทั้งสองจุดวัด มีลักษณะคล้ายกัน มีแบบจำลองของชั้นดินจำแนกได้ 3 ชั้น จะแตกต่างกันตรงที่ความหนาของชั้นที่ 2 ที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำประมาณ 42 –

63 โอห์ม-เมตร ซึ่งน่าจะเป็นชั้นดินเหนียวปนเศษหินหรือทราย ชั้นนี้แทรกตัวอยู่ระหว่างดินชั้นบนที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูงกับชั้นหินแข็งที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูงประมาณ 500 – 1,040 โอห์ม-เมตร ด้านล่าง ส่งผลให้แบบจำลองให้ค่าความลึกถึงชั้นหินแข็งที่อยู่ด้านล่างต่างกัน โดยที่ภายใต้จุดวัด VES10 ความลึกจากผิวดินถึงชั้นหินแข็งจะตื้นกว่าภายใต้จุดวัด VES11 ซึ่งอยู่ลึกกว่าประมาณ 41 เมตร จากข้อมูลที่ได้จึงเป็นตัวอย่างชี้ว่ามีการเปลี่ยนแปลงระดับความสูงของชั้นหินฐานในระหว่างทางระหว่างจุดวัดทั้งสองจุด ซึ่งอาจจะมีรอยเลื่อนที่เกิดจากการเคลื่อนตัวของชั้นหินในแนวตั้ง

ผลของแบบจำลองชั้นดินของแนววัด VES9 และ VES8 ซึ่งอยู่คนละฝั่งกับแนวความไม่ต่อเนื่องทางธรณีวิทยาเส้นเดียวกันกับที่ตัดผ่านแนววัดที่ ⑦ ได้ผลดังรูปที่ 31

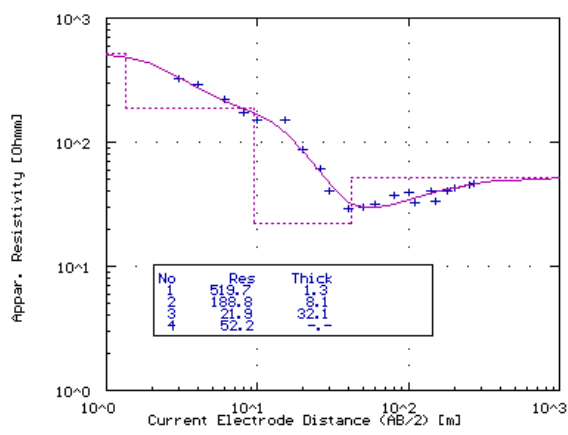


รูปที่ 31 กราฟแสดงการเปรียบเทียบค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่คำนวณจากแบบจำลองของชั้นดินกับค่าที่ได้จากการวัดที่จุดวัด VES 9 และ VES 8 อยู่ห่างกันประมาณ 570 เมตร ซึ่งจุดวัดอยู่คนละฝั่งกันของแนวรอยเลื่อนที่วางตัวตั้งฉากกับแนววัดที่ ⑦

จาก VES curve ทั้งสองจุดวัด มีลักษณะคล้ายกัน และเนื่องจากตำแหน่งของจุดวัดทั้งสองอยู่คนละฝั่งกับแนว lineament เส้นเดียวกันกับจุดวัด VES11 และ VES10 จากแบบจำลองพบว่าชั้นดินภายใต้จุดวัดทั้งสองมี 4 ชั้น และมีความคล้ายกัน จะแตกต่างกันตรงที่ความหนาของชั้นที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำที่อยู่ตรงกลางระหว่างดินชั้นบนกับชั้นหินที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าประมาณ 110 – 265 โอห์ม-เมตร ที่วางตัวอยู่ด้านล่าง ส่งผลให้แบบจำลองให้ค่าความลึกถึงชั้นหินแข็งที่อยู่ด้านล่างต่างกัน โดย ความลึกจากผิวดินถึงชั้นหินภายใต้จุดวัด VES9 และ VES8 มีค่าต่างกันประมาณ 46 เมตร ด้านที่อยู่ทางด้านทิศเหนือ (ด้านบน) ของแนวเส้น lineament ชั้นดินตะกอนที่อยู่เหนือชั้นหินแข็งจะมีความหนามากกว่าฝั่งที่อยู่ด้านใต้แนวเส้น lineament จากข้อมูลที่ได้จึงเป็นตัวอย่างชี้ว่ามีการเปลี่ยนแปลง

ระดับความสูงของชั้นหินฐานในช่วงระยะทางระหว่างจุดวัดทั้งสองจุด ซึ่งอาจจะมีรอยเลื่อนที่เกิดจากการเคลื่อนตัวของชั้นหินในแนวดิ่ง

นอกจากจะทำการวัดในบริเวณที่อยู่ใกล้กับแนวรอยเลื่อน ผู้วิจัยได้ทำการวัด ณ จุดที่อยู่ใกล้กับบ่อน้ำบาดาลของกรมทรัพยากรน้ำบาดาลและมีคำบรรยายชั้นดินชั้นหิน ในพื้นที่ตำบลเขาพระ ได้แก่จุดวัด VES16 (หมายเลขบ่อ TH411) และ VES17 (หมายเลขบ่อ TM404) เพื่อต้องการนำเอาความสัมพันธ์ระหว่างค่าสภาพต้านไฟฟ้าจากแบบจำลองที่ได้จากข้อมูลการวัดและชนิดของชั้นดินชั้นหิน ไปใช้ในการแปลความหมายข้อมูลของชั้นดินชั้นหินที่ตำแหน่งจุดวัด VES1- VES15

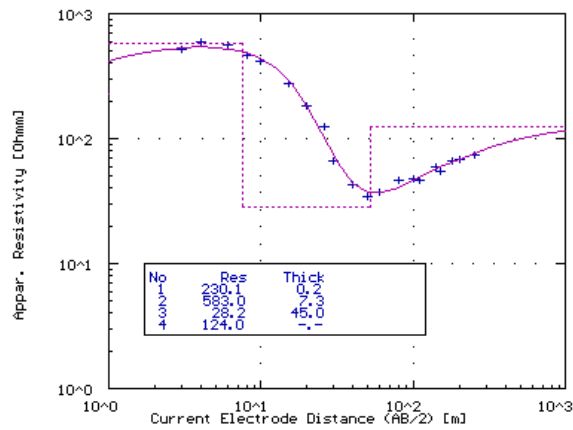


VES16

รูปที่ 32 กราฟแสดงการเปรียบเทียบค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่คำนวณจากแบบจำลองของชั้นดินกับค่าที่ได้จากการวัดที่จุดวัด VES16 ค่า

สภาพต้านทานไฟฟ้าจากแบบจำลองสามารถเปรียบเทียบกับลักษณะของชั้นดินจริงจากข้อมูลชั้นดินของบ่อน้ำบาดาลหมายเลข TH411 ของกรมทรัพยากรน้ำบาดาลที่อยู่ใกล้กับจุดวัด

บ่อหมายเลข TH411	
ความลึก	คำบรรยายชั้นดินชั้นหิน
0.00 – 3.00	ดินชั้นบน + ทราย
3.00 – 6.00	ดินเหนียวสีขา
6.00 – 13.50	ดินเหนียวสีแดง
13.50 – 18.00	ดินชั้นบน + ทราย
18.00 – 21.00	หิน
21.00 – 24.00	ดินเหนียวสีเทา
24.00 – 39.00	ดินเหนียวปนเศษหิน
39.00 – 120.00	หินสีดำ



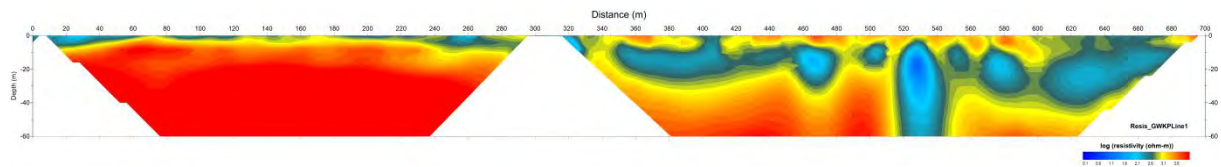
บ่อหมายเลข TM404	
ความลึก	คำบรรยายชั้นดินชั้นหิน
0.00 – 3.00	ดินเหนียวสีแดง
3.00 – 15.00	ดินเหนียวสีเหลือง
15.00 – 24.00	หินฝุ่
24.00 – 54.00	หินสีดำ

VES17

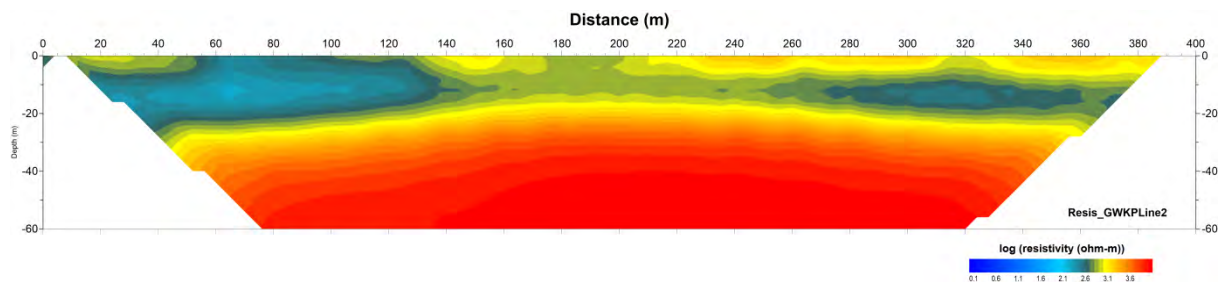
รูปที่ 33 กราฟแสดงการเปรียบเทียบค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่คำนวณจากแบบจำลองของชั้นดินกับค่าที่ได้จากการวัดที่จุดวัด VES17 ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าจากแบบจำลองสามารถเปรียบเทียบกับลักษณะของชั้นดินจริงจากข้อมูลชั้นดินของบ่อบาดาลหมายเลข TM404 ของกรมทรัพยากรน้ำบาดาลที่อยู่ใกล้กับจุดวัด

5.2.2.2 ผลการวัดค่าสภาพต้านทานแบบทำแผนที่ภาคตัดขวางเทียมค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของชั้นดิน (resistivity pseudo-section)

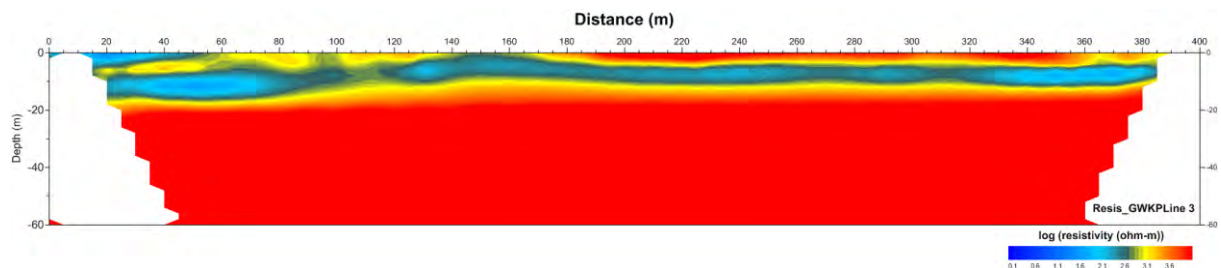
แนววัดที่①



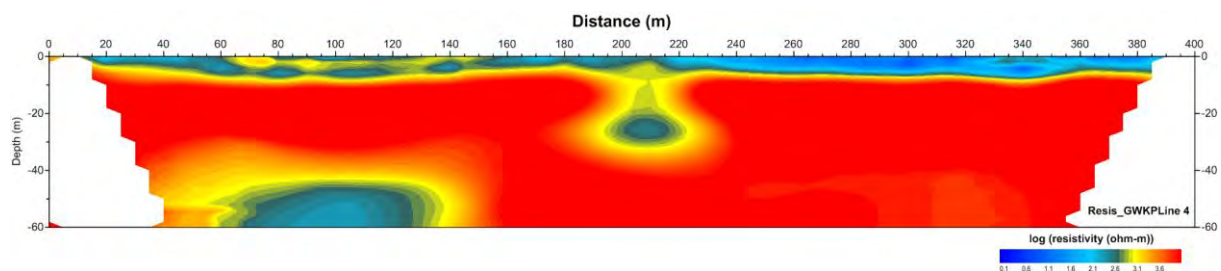
แนววัดที่②



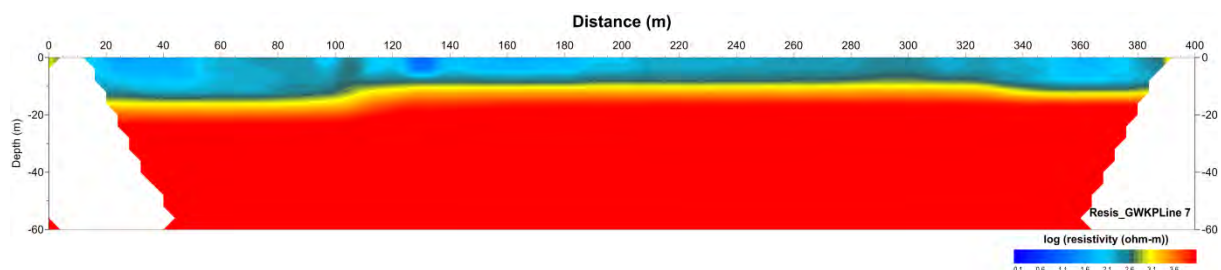
แนววัดที่③



แนววัดที่④



แนววัดที่⑦



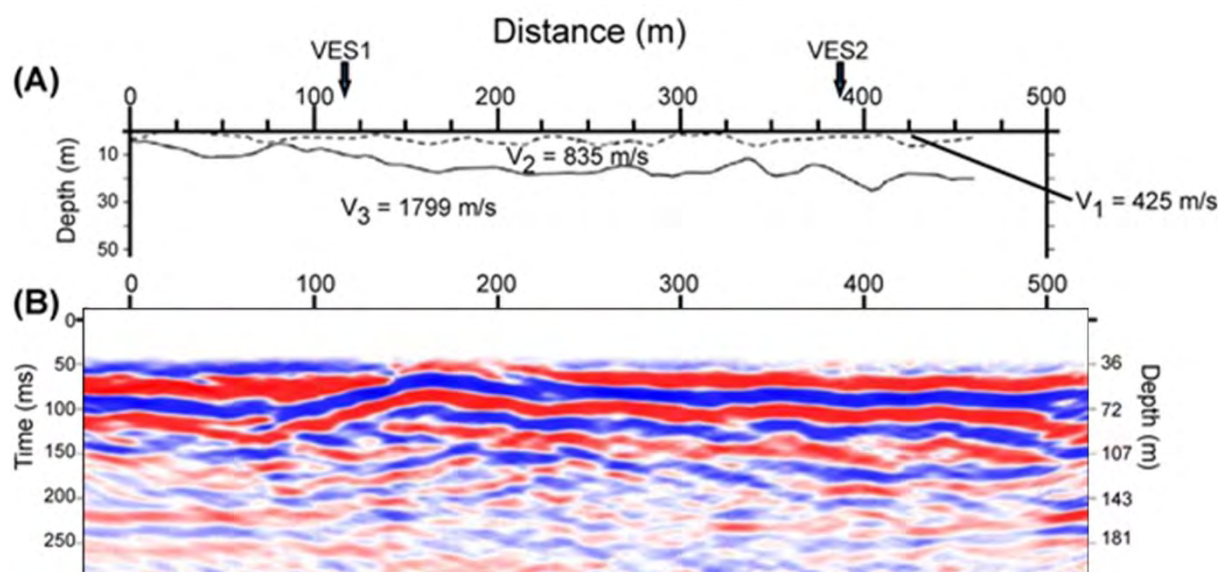
รูปที่ 34 ภาพแบบจำลองภาคตัดขวางค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าภายใต้แนววัดที่ ① ② ③ ④ และ ⑦

ผลการแบบจำลองภาคตัดขวางเทียมของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าของทั้ง 5 แนววัด โดยใช้โปรแกรม Res2Dinv version 5.6 พบว่าสามารถจำแนกชั้นดินออกได้เป็น 3 ชั้น คือ ชั้นแรกเป็นชั้นที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูงที่อยู่ใกล้ผิวดิน มีความหนาแน่น ยกเว้น บนแนววัดที่ ④ และ ⑦ ที่ดินชั้นบนมีค่าสภาพไฟฟ้าค่อนข้างต่ำ (< 100 โอห์ม-เมตร) แต่ชั้นหินแข็งที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูง $> 1,500$ โอห์ม-เมตร (แถบสีแดง) จะวางตัวอยู่ใกล้ผิวดินมากกว่าแนววัดอื่นคือตื้นกว่า 10 เมตร สำหรับแนววัดที่ ④ แต่สำหรับแนววัดที่ ⑦ จะพบว่าชั้นหินที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูง $> 1,500$ โอห์ม-เมตร (แถบสีแดง) จะวางตัวอยู่ที่ความลึกประมาณ 10 – 15 เมตร จากผิวดินและหนาต่อเนื่องไปตามความลึก ชั้นที่สองเป็นชั้นบาง ๆ มีค่าสภาพไฟฟ้าค่อนข้างต่ำ (< 100 โอห์ม-เมตร) มีความหนาประมาณ 2 - 5 เมตร บนแนววัดที่ ③ และที่ระยะ 0 - 140 เมตร บนแนววัดที่ ② ที่มีความหนาประมาณ 20 เมตร บนแนววัดที่ ⑦ ชั้นนี้ค่อนข้างเด่นวางตัวอยู่ใกล้ผิวดินและมีความหนาแน่นค่อนข้างสม่ำเสมอประมาณ 10 – 15 เมตร ตลอดแนววัด ส่วนชั้นที่สามเป็นชั้นที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูง ($> 1,500$ โอห์ม-เมตร) และมีความหนาลึกลงไปจากผิวดินมากกว่า 60 เมตร ผลจากทั้ง 4 แนววัด ทำให้ทราบว่าหินฐานในพื้นที่วางตัวอยู่ระดับความลึกน้อยกว่า 20 เมตร สำหรับแนววัดที่น่าสนใจที่อาจจะตรวจพบรอยแตกในชั้นหินแข็ง ได้แก่แนววัดที่ ① และ ④ โดยในแนววัดที่ ① ตำแหน่งที่น่าสนใจคือที่ระยะประมาณ 525 เมตรบนแนววัด ซึ่งพบว่ามีบริเวณที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ (< 100 โอห์ม-เมตร) วางตัวในแนวตั้งโดยมีความกว้างประมาณ 20 เมตร และอยู่ลึกลงไปประมาณ 75 เมตร ซึ่งน่าจะเป็นลักษณะของน้ำบาดาลที่แทรกตัวอยู่ในรอยแตกของชั้นหินแกรนิต ส่วนตำแหน่งที่น่าสนใจอีกหนึ่งตำแหน่งอยู่บนแนววัดที่ ④ ที่ระยะ 75 - 125 เมตร พบว่ามีบริเวณที่ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ (< 100 โอห์ม-เมตร) วางตัวลักษณะเป็นโพรงในชั้นหินแข็งที่ระดับความลึกประมาณ 50 เมตร ซึ่งน่าจะมีน้ำกักเก็บอยู่ ทั้งสองตำแหน่งมีความน่าสนใจอย่างยิ่งและหากมีน้ำแทรกอยู่จริงข้อมูลจากวิธีธรณีฟิสิกส์อื่นน่าจะให้ผลการแปลความหมายที่มีความสอดคล้องกัน

5.2.2.3 ผลระเบียบวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือน

ทำการประมวลผลและแปลความหมายข้อมูลการวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนด้วยโปรแกรม Claritus (GNS Science, New Zealand) ได้ภาพสัญญาณสะท้อนของคลื่นไหวสะเทือน (stack section) ที่เดินทางมาถึงผิวดินที่เวลาต่างๆ และ ได้ทำการประมวลผลและแปลความหมายข้อมูลการวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหด้วยโปรแกรม SIP และสามารถสร้างแบบจำลองโครงสร้างชั้นดินในแต่ละแนววัดได้ ดังนี้

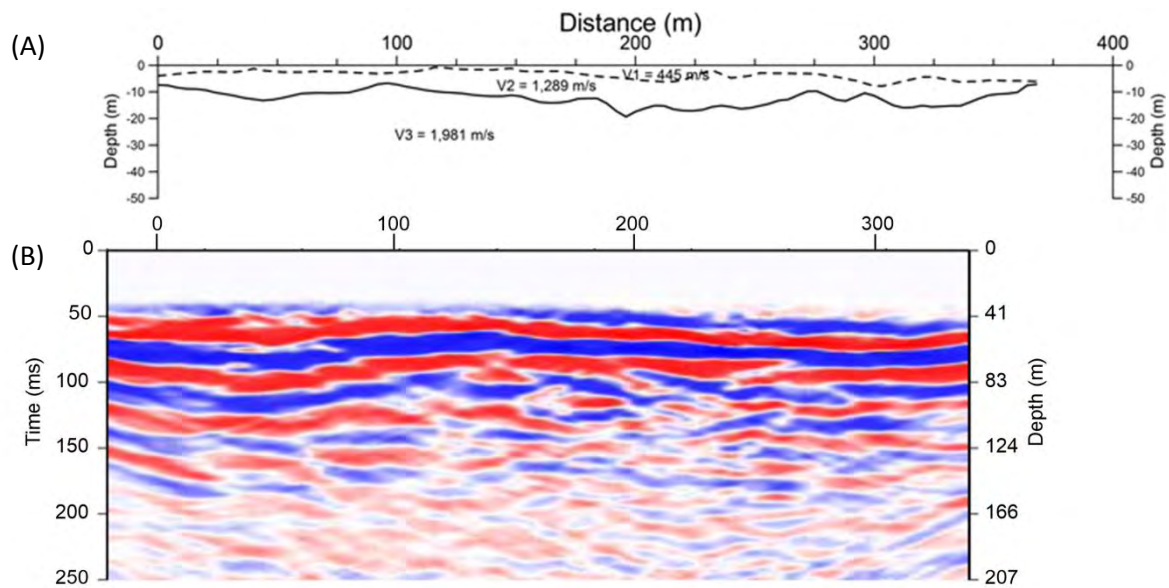
แนววัดที่ ①



รูปที่ 35 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ① จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (A) และภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (B)

จากรูป (A) วิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหให้โครงสร้างชั้นดิน 3 ชั้น ชั้นที่สามมีค่าความเร็วคลื่นพี 1,799 m/s ซึ่งน่าจะเป็นค่าความเร็วคลื่นในชั้นหิน และชั้นหินมีแนวโน้มเอียงเล็กน้อยไปทางด้านท้ายของแนววัด ส่วนรูป (B) เป็นผลจากวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน ภาพสะท้อนของคลื่นให้ภาพโครงสร้างชั้นดินที่ระดับลึกตั้งแต่ประมาณ 36 เมตร ในการแปลงสเกลสัญญาณคลื่นสะท้อนจากหน่วยเวลาเป็นค่าความลึกได้ใช้ค่าความเร็วคลื่นพีเฉลี่ย (root-mean-square velocity) เท่ากับ 1,440 m/s ภาพสัญญาณสะท้อนแสดงให้เห็นว่าการวางตัวของชั้นหินมีการคดโค้ง แต่ไม่สามารถระบุตำแหน่งรอยแตกหรือรอยเลื่อนในเนื้อหินได้ชัดเจน ยกเว้นที่ระยะประมาณ 510 เมตร ที่ความลึกประมาณ 72 เมตร สัญญาณสะท้อนมีความไม่ต่อเนื่องอย่างน่าสนใจ

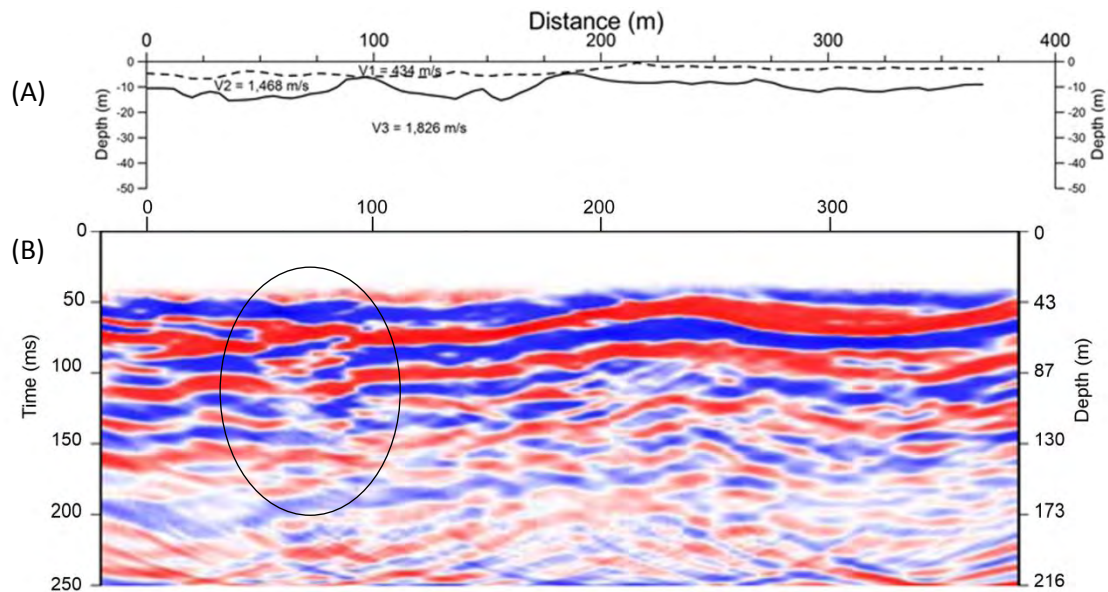
แนววัดที่ ②



รูปที่ 36 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ② จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (A) และภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (B)

ข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (A) และภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (B) ให้ภาพโครงสร้างของดินชั้นบนเป็น 3 ชั้น ชั้นหินแข็งเป็นชั้นที่สามมีค่าความเร็วคลื่นประมาณ $1,981 \text{ m/s}$ วางตัวอยู่ที่ระดับลึกประมาณ 10 เมตร ส่วนภาพชั้นหินแข็งที่ระดับลึกจากวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน ในการแปลงสเกลสัญญาณคลื่นสะท้อนจากหน่วยเวลาเป็นค่าความลึกได้ใช้ค่าความเร็วคลื่นพีเฉลี่ย (root-mean-square velocity) เท่ากับ $1,656 \text{ m/s}$ ภาพสัญญาณสะท้อนแสดงให้เห็นว่าการวางตัวของชั้นหินมีการคดโค้ง แต่ไม่สามารถระบุตำแหน่งรอยแตกหรือรอยเลื่อนในเนื้อหินได้ชัดเจน

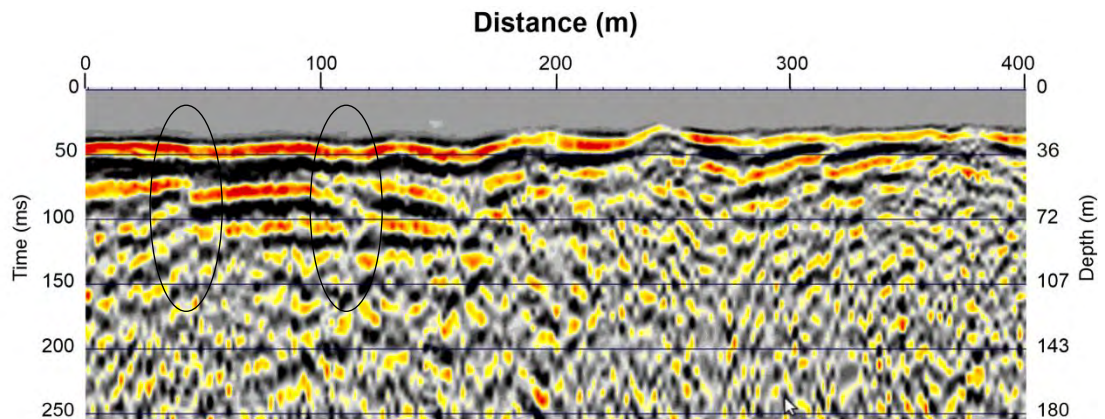
แนววัดที่ ③



รูปที่ 37 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ③ จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (A) และภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (B)

ข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (A) และภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (B) ให้ภาพโครงสร้างของดินชั้นบนเป็น 3 ชั้น ชั้นหินแข็งเป็นชั้นที่สามมีค่าความเร็วคลื่นประมาณ $1,826 \text{ m/s}$ วางตัวอยู่ที่ระดับลึกประมาณ 10 เมตร ส่วนภาพชั้นหินแข็งที่ระดับลึกจากวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน ใช้ค่าความเร็วคลื่นพีเฉลี่ย (root-mean-square velocity) เท่ากับ $1,480 \text{ m/s}$ ในการแปลงสเกลสัญญาณคลื่นสะท้อนจากหน่วยเวลาเป็นค่าความลึก ภาพสัญญาณสะท้อนแสดงให้เห็นว่าการวางตัวของชั้นหินมีการคดโค้งที่ระดับลึกประมาณ 43 เมตร และที่ระยะ 60 - 75 เมตร น่าจะมีความไม่ต่อเนื่องในเนื้อหินที่ความลึกประมาณ 65 - 100 เมตรจากผิวดิน จึงเป็นตำแหน่งที่น่าสนใจที่จะพบว่ามีน้ำกักเก็บอยู่

แนววัดที่ ④

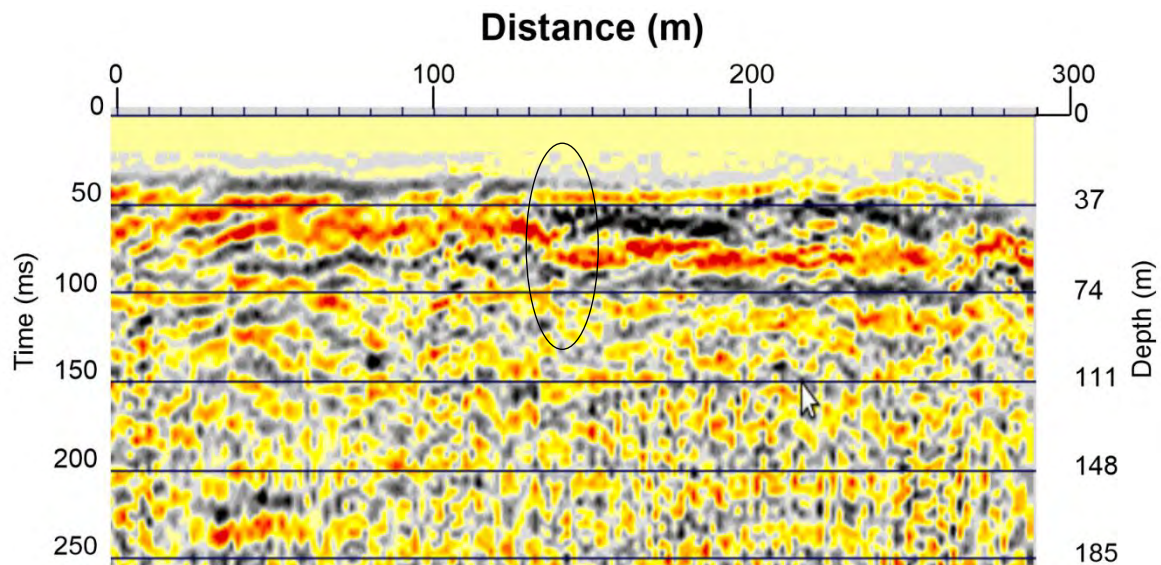


รูปที่ 38 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ④ แสดงโดย ภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

ภาพสัญญาณคลื่นสะท้อนแสดงให้เห็นตำแหน่งความไม่ต่อเนื่องในชั้นหินแข็งที่ตำแหน่งประมาณ 50 เมตร และ 110 เมตร โดยที่ความไม่ต่อเนื่องที่อาจจะสัมพันธ์กับรอยแตกหรือรอยเลื่อนอยู่ที่ความลึกประมาณ 54 เมตร จากผิวดิน ในการแปลงสเกลสัญญาณคลื่นสะท้อนจากหน่วยเวลาเป็นค่าความลึกได้ใช้ค่าความเร็วคลื่นพีเฉลี่ย (root-mean-square velocity) เท่ากับ 1,440 m/s ตำแหน่งดังกล่าวจึงเป็นตำแหน่งที่น่าสนใจที่จะพบว่ามีน้ำกักเก็บอยู่

สำหรับผลการสำรวจคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนของแนววัดที่ ⑦ ได้แสดงภาพ stack section ดังรูปที่ 39 ในการแปลงสเกลสัญญาณคลื่นสะท้อนจากหน่วยเวลาเป็นค่าความลึกได้ใช้ค่าความเร็วคลื่นพีเฉลี่ย (root-mean-square velocity) เท่ากับ 1,480 m/s ภาพสัญญาณคลื่นสะท้อนแสดงให้เห็นตำแหน่งความไม่ต่อเนื่องในชั้นหินแข็งที่ตำแหน่งประมาณ 140 เมตร โดยที่ความไม่ต่อเนื่องที่อาจจะสัมพันธ์กับรอยแตกหรือรอยเลื่อนอยู่ที่ความลึกประมาณ 55 เมตร จากผิวดิน ตำแหน่งดังกล่าวจึงเป็นตำแหน่งที่น่าสนใจที่จะพบว่ามีน้ำกักเก็บอยู่

แนววัดที่ ๗



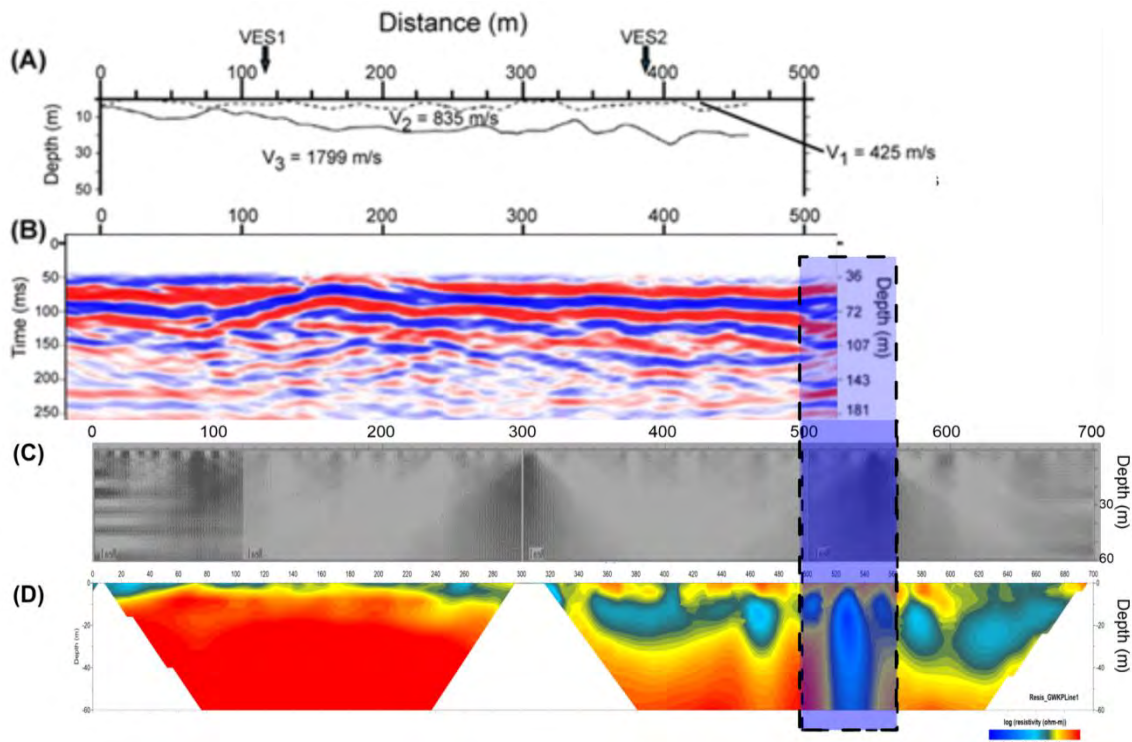
รูปที่ 39 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ๗ แสดงโดย ภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

5.2.2.4 ผลการวัดวิธีคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำ

ข้อมูลจากการวัดด้วยวิธีคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าความถี่ต่ำทั้ง 5 แนววัด ทำการประมวลผลและแปลความหมายโดยโปรแกรม SECTOR (ABEM Instrument AB, Sundbyberg, Sweden) เพื่อต้องการหาตำแหน่งของแผ่นตัวนำที่วางตัวอยู่ใต้แนววัดซึ่งคาดว่าตำแหน่งดังกล่าวน่าจะสอดคล้องกับตำแหน่งรอยแตกหรือรอยเลื่อนที่มีน้ำกักเก็บอยู่ที่ตรวจพบด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์อื่นที่เลือกใช้ในงานวิจัยนี้ การแปลความหมายตำแหน่งที่คาดว่าจะมีน้ำกักเก็บอยู่จากข้อมูล VLF ทำการแปลจากแผนที่ภาคตัดขวางการกระจายตัวของค่าความหนาแน่นของกระแสไฟฟ้ากับความลึก ซึ่งโปรแกรม SECTOR เลือกใช้ตัวกรอง (filter) ที่ออกแบบโดย Karous and Hjelt (1983) กรองข้อมูลค่า Real (In-phase) ซึ่งบริเวณที่มีค่าความหนาแน่นของกระแสไฟฟ้ามากจะสอดคล้องกับบริเวณที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ การนำเสนอและวิเคราะห์ผลการวัดด้วยวิธีนี้จะแสดงในส่วนของการแปลความหมายร่วมกันจากผลการสำรวจหลายวิธีของแต่ละแนววัด

5.2.3 ผลการแปลความหมายข้อมูลร่วมกันจากการสำรวจด้วยวิธีธรณีฟิสิกส์ หลายวิธีเพื่อหาตำแหน่งที่ถูกต้องของรอยแตกหรือรอยเลื่อนภายใต้ผิวดิน

แนววัดที่ ①

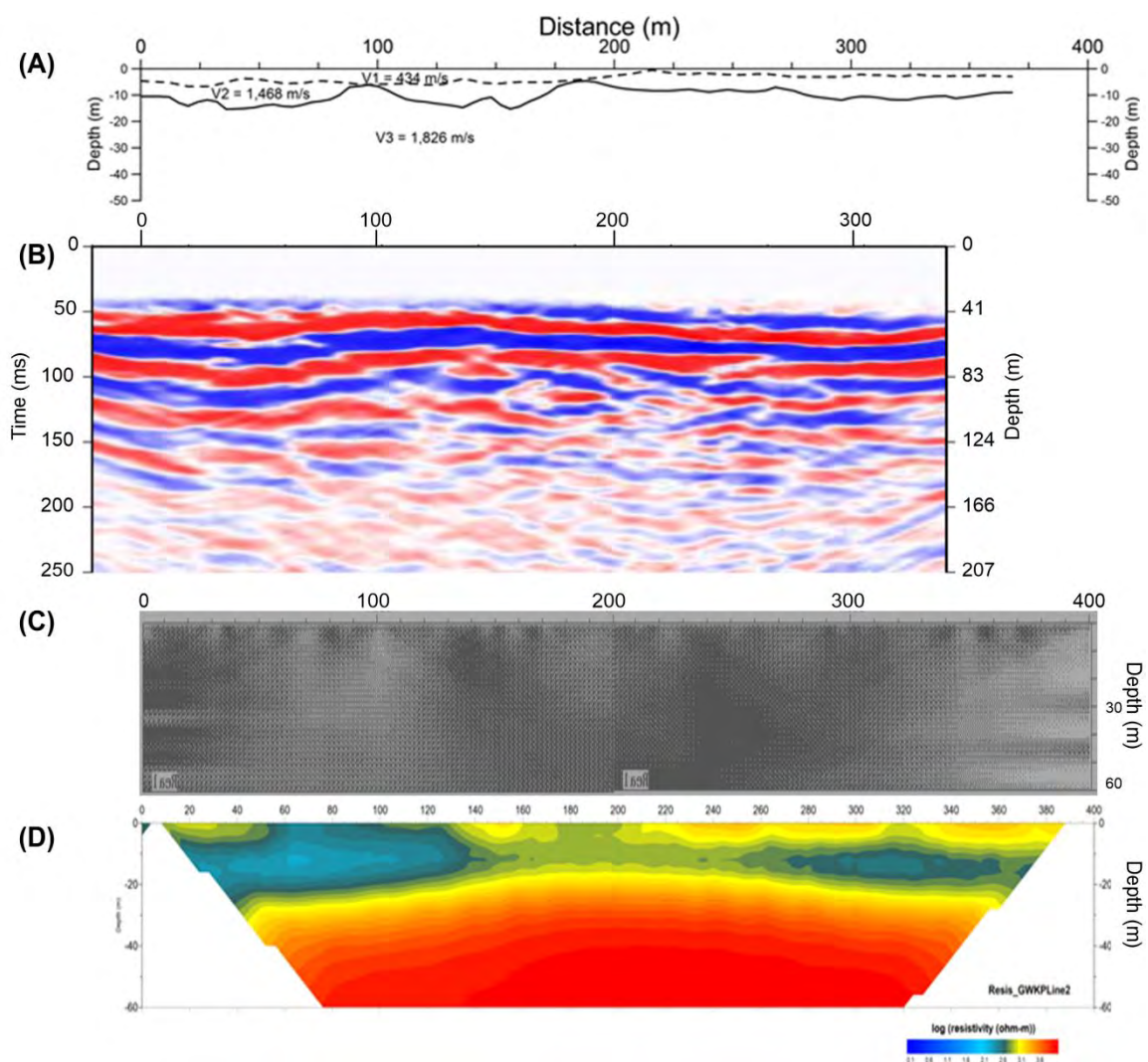


รูปที่ 40 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ① จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (A), ภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (B), ภาพการกระจายตัวของความหนาแน่นกระแสไฟฟ้าจากข้อมูลวิธี VLF (C) และ แบบจำลองภาคตัดขวางเทียมการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (D)

การแปลความหมายร่วมกันของข้อมูลแบบจำลองชั้นดินจากหลายวิธี จะเห็นความลึกถึงชั้นหินแข็งจากข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (รูปที่ 40 A) มีความสอดคล้องกับแบบจำลองภาคตัดขวางเทียมการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (รูปที่ 40 D) ที่ความลึกถึงชั้นหินแข็งมีแนวโน้มมากขึ้นไปทางด้านปลายของแนววัด จุดที่น่าสนใจจากข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (รูปที่ 40 B) ที่สอดคล้องกับบริเวณที่มีค่าสภาพต้านทานต่ำที่แทรกตัวอยู่ในชั้นที่มีค่าสภาพต้านทานสูงที่ระยะประมาณ 525 (รูปที่ 40 D) ตำแหน่งและระดับความลึกมีความสอดคล้องกัน และยังสอดคล้องกับบริเวณที่การกระจายตัวของความหนาแน่นกระแสสูงจากข้อมูล VLF ด้วย (โซนสีเทาเข้มเกือบดำ รูปที่ 40 C) ตำแหน่งดังกล่าวสอดคล้องกับตำแหน่งที่มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ ซึ่งหมายถึง

เป็นตัวนำที่ดี แต่ตำแหน่งดังกล่าวอยู่ใกล้กับสายส่งไฟฟ้าแรงสูง จึงเป็นไปได้อย่างมากที่ตำแหน่งความผิดปกติจะเป็นผลมาจากคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้ารบกวนมีมาจากสายไฟฟ้าแรงสูง ทั้งนี้สอดคล้องตำแหน่งที่ระยะ 100 และ 300 เมตร ที่อยู่ใกล้กับสายไฟฟ้าและทำให้ตรวจพบว่าค่าความหนาแน่นกระแสมีค่าสูง อย่างไรก็ตาม ถึงแม้ว่าจะมีความสอดคล้องกันแค่เพียงสองวิธี ตำแหน่งดังกล่าว (บริเวณแถบสีที่ปิดล้อมด้วยเส้นประ) บนแนววัดนี้ จึงมีความเป็นไปได้มากที่สุดที่จะมีน้ำกักเก็บอยู่ในรอยแตกของชั้นหิน และเหมาะสมอย่างยิ่งที่น่าจะทำการเจาะทดสอบต่อไป

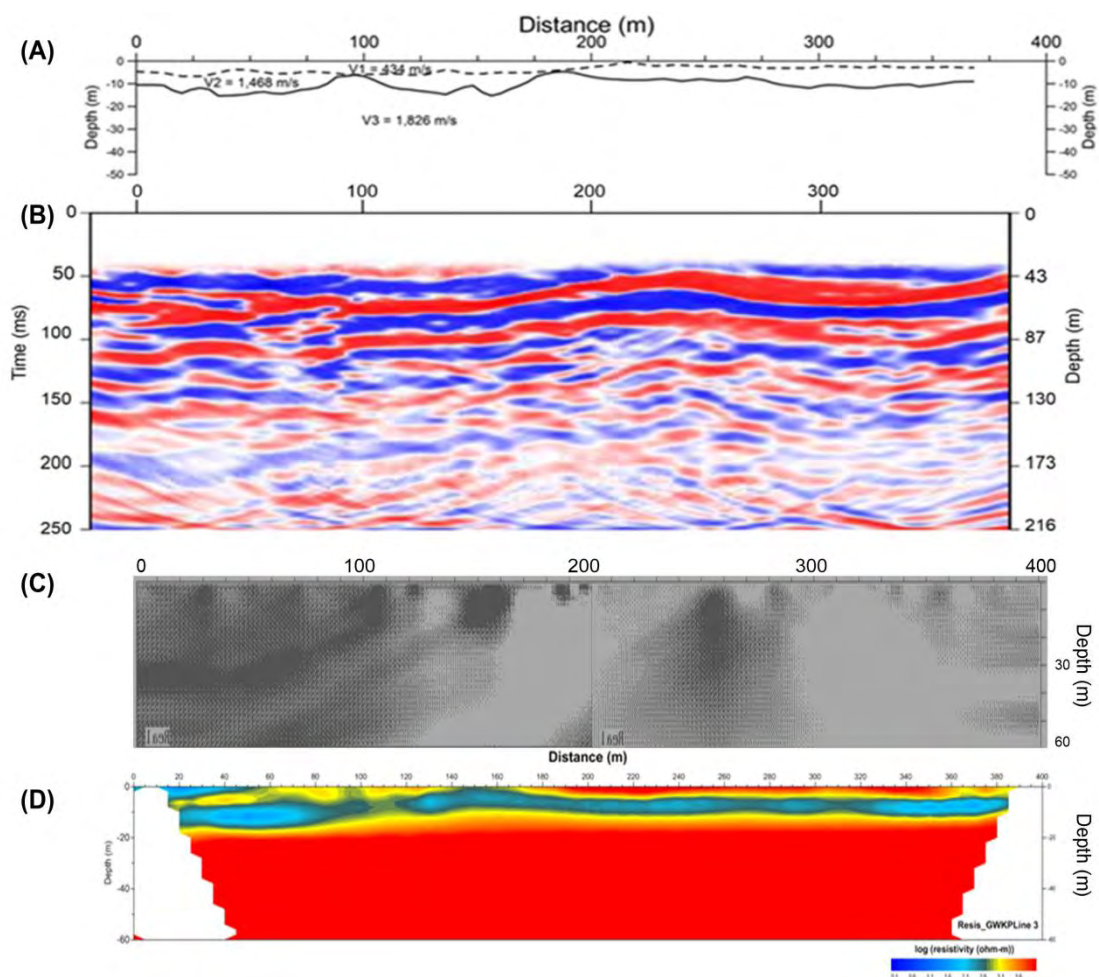
แนววัดที่ ②



รูปที่ 41 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ② จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (A), ภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (B), ภาพการกระจายตัวของความหนาแน่นกระแสไฟฟ้าจากข้อมูลวิธี VLF (C) และ แบบจำลองภาคตัดขวางเทียมการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (D)

จะเห็นความลึกถึงชั้นหินแข็งจากข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (รูปที่ 41 A) มีความสอดคล้องกับแบบจำลองภาคตัดขวางเทียมการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (รูปที่ 41 D) บริเวณตรงกลางของแนววัด แต่พบว่าค่าความลึกถึงชั้นหินช่วงระยะตั้งแต่ 0 - 140 เมตร มีความไม่สอดคล้องกัน แนววัดนี้ไม่มีตำแหน่งที่น่าใจที่คาดว่าจะมีน้ำกักเก็บอยู่ในชั้นหินแข็ง ถึงแม้ว่าข้อมูลการกระจายตัวของความหนาแน่นกระแสไฟฟ้าจากข้อมูลวิธี VLF จะมีค่าสูงตลอดทั้งแนววัด แต่ไม่มีตำแหน่งไหนที่โดดเด่น โดยเฉพาะตำแหน่งที่มีค่าสูงที่ระยะประมาณ 230 เมตร พบว่าที่ตำแหน่งนี้ตรงกับตำแหน่งที่มีสายไฟฟ้าพาดผ่าน และน่าจะเป็นต้นเหตุของสัญญาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่แผ่ออกมารบกวนเครื่อง WADI VLF ขณะที่ทำการวัด ทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนในการแปลความหมายข้อมูล พบว่ามีแหล่งตัวนำไฟฟ้าที่ดีภายใต้ผิวดินที่ตำแหน่งดังกล่าว

แนววัดที่③

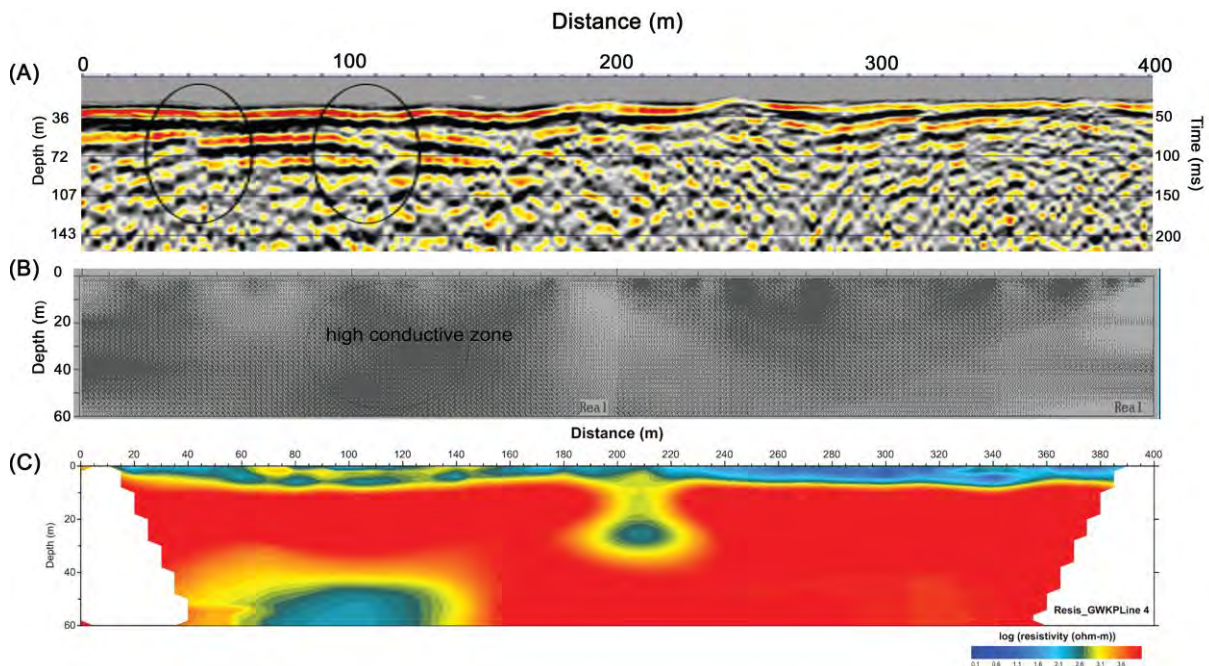


รูปที่ 42 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ③ จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (A), ภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (B), ภาพการกระจายตัวของ

ความหนาแน่นกระแสไฟฟ้าจากข้อมูลวิธี VLF (C) และ แบบจำลองภาคตัดขวางเทียมการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (D)

จากข้อมูลแบบจำลองชั้นดินจากหลายวิธีภายใต้แนววัดนี้ จะเห็นว่าความลึกถึงชั้นหินแข็งจากข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (รูปที่ 42 A) มีความสอดคล้องกับแบบจำลองภาคตัดขวางเทียมการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (รูปที่ 42 D) ที่ความลึกถึงชั้นหินแข็งมีค่าค่อนข้างคงที่จากระยะกึ่งกลางของแนววัดไปยังส่วนท้ายของแนววัด จากข้อมูลคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (รูปที่ 42 B) พบว่าที่ระยะ 60 – 75 เมตร ที่ความลึกประมาณ 65 – 100 เมตร เป็นบริเวณที่น่าสนใจ ที่สัญญาณสะท้อนของคลื่นมีความไม่เป็นระเบียบซึ่งน่าจะเกิดจากความไม่ต่อเนื่องในชั้นหิน และน่าจะมีรอยแตกหรือช่องว่างในชั้นหินที่บริเวณดังกล่าว เมื่อพิจารณาข้อมูล VLF แสดงแผนภาพการกระจายตัวของความหนาแน่นกระแส (รูปที่ 42 C) พบว่าที่บริเวณเดียวกันนี้มีความสอดคล้องกับบริเวณที่มีการกระจายตัวของความหนาแน่นกระแสสูง (โซนสีเทาเข้มเกือบดำ) ซึ่งแสดงถึงชั้นดินที่บริเวณดังกล่าวมีสภาพความเป็นตัวนำไฟฟ้าที่ดี และน่าจะมีการสัมพันธ์กับชั้นน้ำในชั้นหินใต้ดิน แต่ ณ บริเวณดังกล่าว ไม่สามารถเปรียบเทียบกับแบบจำลองค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (รูปที่ 42 D) เนื่องจากไม่มีข้อมูลค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าที่ระดับลึกมากกว่า 40 เมตร สำหรับตำแหน่งที่มีค่าความหนาแน่นของกระแสสูงอีก 2 ตำแหน่ง คือที่ระยะ 165 และ 260 เมตร พบว่าไม่มีความสอดคล้องกับข้อมูลค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าและข้อมูลจากสัญญาณคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนแต่มีความสอดคล้องกับตำแหน่งของสายส่งไฟฟ้าในสวนและสายส่งไฟฟ้าแรงสูง จึงเป็นไปได้อย่างมากที่ตำแหน่งความผิดปกตินี้จะเป็นอิทธิจากสายไฟฟ้าที่พาดผ่านแนววัด ดังนั้นบนแนววัดนี้จึงมีบริเวณที่น่าสนใจที่คาดว่าจะมีน้ำกักเก็บอยู่ในชั้นหินแข็งอยู่ที่ระยะ 60 – 75 เมตร ที่ความลึกประมาณ 65 – 100 เมตร ซึ่งน่าจะทำการเจาะทดสอบต่อไป

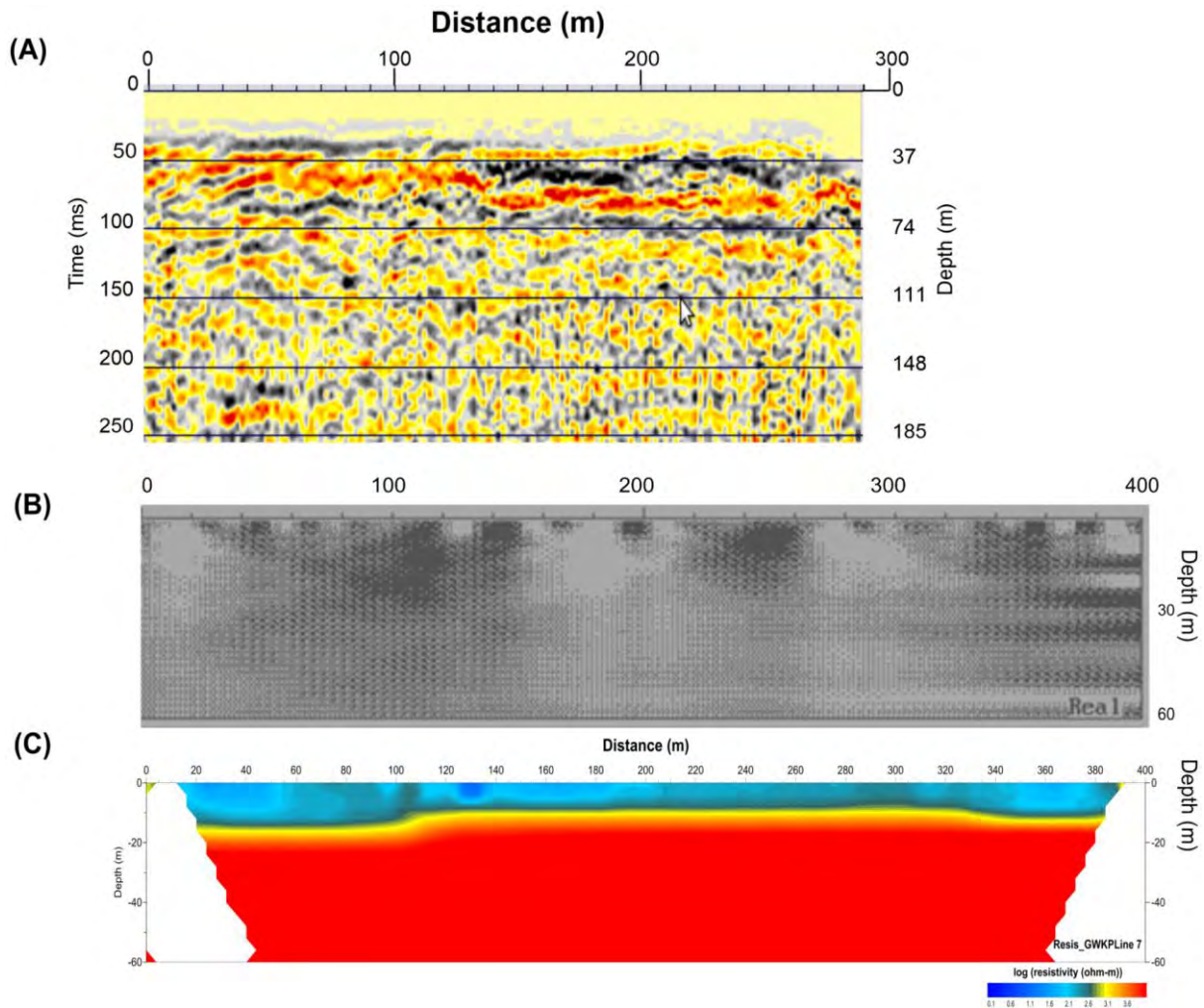
แนววัดที่ ④



รูปที่ 43 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ④ จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (A), ภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (B), ภาพการกระจายตัวของความหนาแน่นกระแสไฟฟ้าจากข้อมูลวิธี VLF (C) และ แบบจำลองภาคตัดขวางเทียมการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (D)

จากข้อมูลแบบจำลองชั้นดินจากหลายวิธีภายใต้แนววัดนี้ จะเห็นว่าข้อมูลจากทั้งสามวิธีมีความสอดคล้องกันที่ระยะประมาณ 70 - 130 เมตร ที่พบว่า ภาพสัญญาณคลื่นสะท้อน (รูปที่ 43 A) แสดงให้เห็นตำแหน่งความไม่ต่อเนื่องในชั้นหินแข็งที่ตำแหน่งประมาณ 50 เมตร และ 110 เมตร โดยที่ความไม่ต่อเนื่องที่อาจจะสัมพันธ์กับรอยแตกหรือรอยเลื่อนอยู่ที่ความลึกประมาณ 54 เมตร จากผิวดิน และ เป็นบริเวณเดียวกันกับที่พบว่ามีบริเวณที่ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ (รูปที่ 43 C) วางตัวลักษณะเป็นโพรงในชั้นหินแข็งที่ระดับความลึกประมาณ 50 เมตร ซึ่งน่าจะมีน้ำกักเก็บอยู่ ทั้งนี้ สอดคล้องกับข้อมูลการกระจายตัวของความหนาแน่นกระแสสูง (high conductive zone) จากข้อมูล VLF ด้วย (โซนสีเทาเข้มเกือบดำ รูปที่ 43 B) ดังนั้นที่ตำแหน่งดังกล่าวบนแนววัดนี้มีความเป็นไปได้มากที่สุดที่จะมีน้ำกักเก็บอยู่ในรอยแตกหรือโพรงของชั้นหิน และเหมาะสมอย่างยิ่งที่จะทำการเจาะทดสอบต่อไป

แนววัดที่ ⑦



รูปที่ 44 แบบจำลองโครงสร้างชั้นดินภายใต้แนววัดที่ ⑦ ภาพ stack section จากข้อมูลวิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (A), ภาพการกระจายตัวของความหนาแน่นกระแสไฟฟ้าจากข้อมูลวิธี VLF (B) และแบบจำลองภาคตัดขวางเทียบการกระจายตัวของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า (C)

จากข้อมูลแบบจำลองชั้นดินจากหลายวิธีภายใต้แนววัดนี้ จะเห็นว่าข้อมูลจากทั้งสองวิธีคือ วิธี VLF และ วิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าแบบการทำภาคตัดขวางเทียบทางไฟฟ้า มีความสอดคล้องกันที่ระยะประมาณ 80 - 120 เมตร ที่ระดับใกล้ผิวดิน ที่พบว่า บริเวณที่ค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำ < 100 โอห์ม-เมตร (รูปที่ 44 C) สอดคล้องกับข้อมูลการกระจายตัวของความหนาแน่นกระแสสูง (high conductive zone) จากข้อมูล VLF ด้วย (โซนสีเทาเข้มเกือบดำ รูปที่ 44 B) ซึ่งสะท้อนถึงการมีอยู่ตัวกลางใต้ผิวดินที่มีคุณสมบัติของความเป็นตัวนำที่ดี ซึ่งอาจจะเป็นชั้นน้ำใต้ดินระดับตื้นหรือชั้นดินเหนียว สำหรับข้อมูลจากคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (รูปที่ 43 A) ที่พบความไม่ต่อเนื่องของชั้น

หินที่ตำแหน่งประมาณ 140 เมตร โดยที่ความไม่ต่อเนื่องที่อาจจะสัมพันธ์กับรอยแตกหรือรอยเลื่อนอยู่ที่ความลึกประมาณ 55 เมตร จากผิวดินนั้น เมื่อเปรียบเทียบกับข้อมูลวิธี VLF และวิธีวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้า พบว่าที่ตำแหน่งและความลึกดังกล่าว ไม่พบความสอดคล้องกันที่ของค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าต่ำและค่าความหนาแน่นของค่ากระแสไฟฟ้าสูงที่บ่งชี้ว่ามีตัวนำหรือแหล่งน้ำกักเก็บอยู่ ดังนั้นตำแหน่งดังกล่าวจึงไม่น่าจะมีแหล่งน้ำบาดาลกักเก็บอยู่ในชั้นหินแข็งที่วางตัวอยู่ด้านล่าง

6. สรุปผลการทดลอง ข้อเสนอแนะสำหรับงานวิจัยในอนาคต

งานวิจัยนี้ได้ทำการตรวจสอบตำแหน่งที่แน่นอนของรอยเลื่อนหรือรอยแตกในชั้นหินแข็งที่มีความสัมพันธ์กับตำแหน่งที่มีน้ำบาดาลกักเก็บอยู่ โดยได้ใช้ข้อมูลจากผลการแปลความหมายข้อมูลจากการสำรวจข้อมูลระยะไกลร่วมกับข้อมูลจากผลการแปลความหมายข้อมูลจากวิธีธรณีฟิสิกส์มาแปลความหมายร่วมกัน ทั้งนี้แบบจำลองโครงสร้างของชั้นดินที่ได้จากวิธีธรณีฟิสิกส์ในแต่ละวิธีที่มีความสัมพันธ์กับรอยเลื่อนจะต้องมีความสอดคล้องกันและต้องสอดคล้องกับลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาในพื้นที่ด้วย ผลการทดลองสรุปได้ว่า

1) ผลการวัดค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าในแนวดิ่งโดยการจัดขบวนขั้วไฟฟ้าแบบ Schlumberger สามารถแสดงให้เห็นว่า ข้อมูลแบบจำลองชั้นดินจากจุดวัด VES ที่อยู่คนละด้านกับแนวที่คาดว่าเป็นแนวรอยเลื่อน จะให้ภาพแบบจำลองโครงสร้างชั้นดินที่แตกต่างกัน และหากพิจารณาความลึกถึงชั้นหิน (มีค่าสภาพต้านทานไฟฟ้าสูง) จะต่างกันด้วย ดังนั้นจึงคาดหมายได้ว่าตำแหน่งรอยเลื่อนหรือความไม่ต่อเนื่องของชั้นดิน/ชั้นหินในแนวระดับน่าจะอยู่ ณ ตำแหน่งใดตำแหน่งหนึ่งระหว่างจุดวัด VES ทั้งสอง

2) วิธีวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหให้ภาพแบบจำลองโครงสร้างชั้นดินในระดับตื้นออกเป็น 3 ชั้นและมีความสอดคล้องค่อนข้างดีกับแบบจำลองจากการวัดแบบ resistivity pseudo-section ที่ระดับตื้น

3) ข้อมูลจากวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนและวิธี resistivity pseudo-section ให้ภาพการเปลี่ยนแปลงความสูงต่ำของชั้นหินแข็งภายใต้ผิวดิน ซึ่งจะเป็นตัวบ่งชี้ถึงตำแหน่งของรอยเลื่อนหรือรอยแตกในชั้นหินแข็งได้ และข้อมูลจากการวัดคลื่น VLF จะให้ภาพของบริเวณที่เป็นแหล่งตัวนำภายใต้ผิวดินซึ่งจะสัมพันธ์กับการคงอยู่ของชั้นน้ำที่แทรกตัวอยู่ในชั้นหินแข็ง แต่วิธี VLF จะได้รับอิทธิพลจากแหล่งตัวนำบนผิวดินที่อยู่ใกล้กับแนววัด ดังนั้นในการแปลความหมายอาจจะได้ตำแหน่งของบริเวณที่เป็นตัวนำผิดพลาดได้

4) การประยุกต์ใช้วิธีการแปลความหมายข้อมูลจากการสำรวจข้อมูลระยะไกลและวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ พบว่าที่ระยะทางประมาณ 525 เมตร บนแนววัดที่ ① ที่ระยะทางประมาณ 110 เมตร บนแนววัดที่ ④ ที่ระดับลึกประมาณ 54 เมตร จากผิวดิน และที่ระยะทางประมาณ 60 – 75 เมตร บนแนววัดที่ ③ ที่ระดับความลึกประมาณ 65 – 100 เมตร จากผิวดิน มีความเป็นไปได้ที่จะเป็นตำแหน่งของรอยเลื่อนหรือมีรอยแตก/โพรงในชั้นหินแข็งและมีความสัมพันธ์กับแหล่งน้ำบาดาลที่ถูกกักเก็บอยู่ ซึ่งน่าจะมีการเจาะทดสอบต่อไป

7. Output จากโครงการวิจัยที่ได้รับทุนจาก สกว.

7.1 ผลงานตีพิมพ์ในวารสารวิชาการนานาชาติ

7.2 การนำเสนอผลงานในที่ประชุมวิชาการ

7.2.1 นำเสนอผลงานวิจัยแบบโปสเตอร์

Wattanasen, K., Arykul, S., Lohawijarn, W., “Groundwater investigation in Hard rock Using remote sensing and geophysical Methods in an area of Economic Tree Plantation, Western Songkhla Lake” “การประชุมนักวิจัยรุ่นใหม่ ...พบ...เมธีวิจัยอาวุโส สกว.” ครั้งที่ 10 วันที่ 14-16 ตุลาคม 2553 ณ โรงแรมฮอลิเดย์อินน์รีสอร์ท รีเจนท์ บีช ชะอำ

Wattanasen, K., Arykul, S., Lohawijarn, W., “Groundwater investigation in Hard rock Using remote sensing and geophysical Methods in an area of Economic Tree Plantation, Western Songkhla Lake” “การประชุมนักวิจัยรุ่นใหม่ ...พบ...เมธีวิจัยอาวุโส สกว.” ครั้งที่ 11 วันที่ 19-21 ตุลาคม 2554 ณ โรงแรมฮอลิเดย์อินน์รีสอร์ท รีเจนท์ บีช ชะอำ

7.2.2 นำเสนอผลงานวิจัยแบบบรรยาย

Wattanasen, K., Arykul, S., Lohawijarn, W., “Groundwater investigation in Hard rock Using remote sensing and geophysical Methods in an area of economic tree plantation, Western Songkhla Lake” The 2nd International Conference KazGeo 2012, October 29 – 31, 2012. Almaty, Kazakhstan.

8. เอกสารอ้างอิง

- กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, 2550. โครงการสำรวจและจัดทำแผนที่น้ำบาดาลในชั้นหินปูน พื้นที่ 1: จังหวัดกระบี่ พังงา และตรัง, รายงานฉบับสมบูรณ์
- กรมทรัพยากรน้ำบาดาล, 2550. โครงการสำรวจและจัดทำแผนที่น้ำบาดาลในชั้นหินปูน, พื้นที่ รายงานฉบับสมบูรณ์จังหวัดกระบี่, จัดทำโดยบริษัท จีเอ็มที คอร์ปอเรชั่น จำกัด
- กรมทรัพยากรธรณี, กระทรวงทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม, 2550. แผนที่ธรณีวิทยา จังหวัดสงขลา
- บริษัทเซาท์อีสเอเชียเทคโนโลยี, 2544. การศึกษาศักยภาพน้ำบาดาลในพื้นที่จังหวัดสงขลา ตรัง พัทลุง นครศรีธรรมราช. กองน้ำบาดาล, กรมทรัพยากรธรณี
- สมชัย วงศ์สวัสดิ์, 2530. แหล่งน้ำบาดาลระดับตื้นในประเทศไทย ขวสารการธรณี ปีที่ 32 ฉบับที่ 1 กองเศรษฐกิจธรณี กรมทรัพยากรธรณี กรุงเทพมหานคร หน้า 200-288
- Bano, M., Edel, J.B., Herquel, G., and EPGS class 2001-2002., 2002. Geophysical investigation of a recent shallow fault, The Leading Edge, July, 648-650.
- Dahlin, T., 1996. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications, First Break, 14, 275-283
- Doolittle, J.A., Collins, M.E., 1995. Use of soil information to determine application of ground penetrating radar, Journal of Applied Geophysics 33, p 101-108.
- Edwards, L.S., 1977. A modified pseudosection for resistivity and IP, Geophysics, Vol. 42, No. 5, 1020-1036.
- Hagedoorn, J.G., 1959. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections, Geophysics Prospecting, Vol.7, p. 158-182.
- Interpex Limited, 1999. Gradix User's manual
- Kearey, P. and Brooks, M. 1991. An introduction to geophysical exploration. 2nd ed. Blackwell Scientific Publications.
- Keller A.E., and Pinter, N., 2002. Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape, second edition. Prentice Hall, 362p.
- Krishnamurthy, J., Mani, A., Jayaraman, V., and Manivel, M., 2000. Groundwater resources development in hard rock terrain – an approach using remote sensing and GIS techniques. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Volume 2, Issue 3/4, 204 – 215.
- Liner, C.L., and Liner, J.L, 1997. Application of GPR to a site investigation involving shallow faults. Leading Edge, Vol. 16, 1649-1651.

- Loke, M.H. 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys.
- Loke, M.H. 2001. RES2DINV ver.3.4 Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. ABEM Instrument AB, user manual
- Ogilvy, A.A., Ayed, M.A., and Bogoslovsky, V.A., 1968. Geophysical studies of water leakages from reservoirs, *Geophys. Prospect*, 17(1), 36-61.
- Pakiser, L. C., and Black, R.A., 1957. Exploring for ancient channels with the refraction seismograph. *Geophysics*, Vol. 22, No. 1, p. 32-47.
- Palmer, D., 1981. An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics*, Vol. 46, No. 11, p. 1508.
- Panapitukkul, N., Pengnoo, A., Siriwong, C., Chatupote, W., 2005. Hydrogeomorphological controls on groundwater quality in the Rattaphum catchment (Songkhla Lake Basin), Thailand. *Water, Air, and Soil Pollution: Focus* 5: 149-163.
- Parasnis, D.S., 1997. Principle of Applied Geophysics, Fifth edition. Chapman and Hall, 429p.
- Rashed, M., and Nakagawa, K., 2004. High-resolution shallow seismic and ground penetrating radar investigations revealing the evolution of the Uemachi Fault system, Osaka, Japan. *The Island Arc*, 13, 144-156.
- Redpath, Bruce B., 1973. Seismic refraction exploration for engineering site investigations. National Technical Information Service, U.S. Department of Commerce.
- Robinson, E.S., Coruh, C., 1988. Basic Exploration Geophysics, John Wiley & Sons, Inc. Canada, P 562.
- Scott, J., 1973. Seismic refraction modeling by computer, *Geophysics* 38(2): 271-284
- Salvi, S., Cinti, F.R., Colini, L., D'Addezio, G., Doumaz, F., and Pettinelli, E., 2003. Investigation of the active Celano-L'Aquila fault system, Abruzzi (central Apennines, Italy) with combined ground penetrating radar and palaeoseismic trenching, *Geophys. J. Int.* 155, 805-818.
- Sharma, S.P., Baranwal, V.C., 2005. Delineation of groundwater-bearing fracture zones in hard rock area integrating very low frequency electromagnetic and resistivity data. *Journal of Applied geophysics* 57: 155-166.
- Schiavone, D., and Quarto, R., 1984. Self-potential prospecting in the study of water movements, *Geoexploration*, Vol. 22, 47-58.

- Velpen, V., 1988. Resist: a computer processing package for dc resistivity interpretation for ibm pc and compatibles. M.Sc. thesis, ITC-Delft, The Netherlands.
- Wanfang, Z., Barry, F.B., and Stephenson, J.B., 1999. Investigation of groundwater flow in karst areas using component separation of natural potential measurements, *Environment Geology*, Vol. 37(1-2), 19-25.
- Wattanasen, K., Elming, S.A., Lohawijarn, W., and Bhongsuwan, T. 2006. An integrated geophysical study of arsenic contaminated area in the peninsular Thailand, *Environ Geol* 51: 595-608.
- Wyatt, D.E., and Temples, T.J., 1996. Ground-penetrating radar detection of small-scale channels, joints and faults in the unconsolidated sediments of the Atlantic Coastal Plain. *Environ. Geol.* 27, 219–225.
- Yadav, G.S., Singh, S.K., 2007. Integrated resistivity surveys for delineation of fractures for groundwater exploration in hard rock areas. *Journal of Applied geophysics* 57: 155-166.

ภาคผนวก

From: Conference Department <abstracts=eage.org@sendgrid.info> on behalf of
Conference Department <abstracts@eage.org>
Sent: 31 กรกฎาคม 2555 21:56
To: kamhaeng.w@psu.ac.th
Subject: Result of the Technical Programme

Dear Mr Wattanasen,

It is our pleasure to inform you that the Technical Programme Committee has accepted your extended abstract "Groundwater Investigation in Hard Rock Using Remote Sensing and Geophysical Methods in an Area of Economic Trees Plantat" (Sub ID: 15236) by K. Wattanasen* (Prince of Songkla University), S. Arrykul (Prince of Songkla University) & W. Lohawijarn (Prince of Songkla University) for a(n) oral presentation at the KazGeo 2012 which will be held on 29-31 October 2012, in Almaty, Kazakhstan.

You will shortly receive further information about your session and the date and time of your presentation.

You can log on to the EAGE website by using your personal log in codes:

Login code: M2003-1743

Surname: Wattanasen

To view your extended abstract(s):

- Go to www.eage.org
- Log in at 'My EAGE'
- Go to 'My Services'
- Select the option 'Submissions'

Should you have any further questions, please do not hesitate to contact us.

With kind regards,

Dominick McIntyre

Technical Programme Coordinator

dme@eage.org

NOTE: Prince of Songkla University will NEVER ask for your PSU Passport/Email Username or password by e-mail.
If you receive such a message, please report it to report-phish@psu.ac.th.

@@@@ NEVER reply to any email asking for your PSU Passport/Email or other personal details. @@@@

For more information, contact the PSU E-Mail Service by dialing 2121

Introduction

Water is the most important natural resource for life on Earth. Fresh surface water can be reached easily for consumption in most countries except for countries in desert areas such as in Africa. However, as surface water is often polluted by waste from industry or agriculture, groundwater has become increasingly important since most of the groundwater is relatively safe from pollution. Therefore groundwater will be a most valuable resource and necessary to be explored for a database of groundwater management.

Thailand has been affected by global warming. It caused the lack of water for consumption 6 years ago but it had heavy flooding last year. In the year of lacking water, groundwater is very importance and groundwater in hard rock is another resource of water that become more importance due to increasing of population, expanding of the city and the industrial sector etc. The department of groundwater resources (DGR) has run a project for mapping groundwater potential in limestone and hard rock environment in many areas. However, they employed only one classical geophysics method (Vertical Electrical Sounding) which has been widely used to investigate groundwater. This research introduces an integrated methods of remote sensing and geophysical methods for delineating faults or fractures in the subsurface in hard rock area, Khao Phra sub - district, Rattaphum district, western Songkhla Lake, Songkhla province, southern Thailand. Faults or fractures possibly related to groundwater trapped in hard rock and to reach the position of high potential groundwater yield the exactly positions of faults or fractures suggested by those methods will be recommended for drilling test well.

Methods

Remote sensing and GIS techniques (Krishnamurthy et al. 2000), shaded-relief images created from digital elevation models (DEMs) are helpful for identifying faults; the method enhances lineaments by simulating topographic illumination under varied light direction. SRTM DEM (Shuttle Radar Topography Mission Digital Elevation Model) data can be detected by spacecraft under SRTM project. DEMs images used here have been downloaded from <http://srtm.usgs.gov>. The study covers as follow, Band No. srtm_57_11, Data of Acquisition 25 June 2004 and Spatial Resolution 90 m. The satellite data are collected in digital platform and using ENVI software for image enhancement and identification.

The data processing has been performed by ENVI software. The first step is trying to product of eight separate shaded relief image by using sun elevation angle of 30° and sun azimuth angle of 0° , 45° , 90° , 135° , 180° , 225° , 270° and 315° with the aim to get the best image for creating lineaments. The second step was drawing lineament by visual justification with the assistance of ArcGis software.

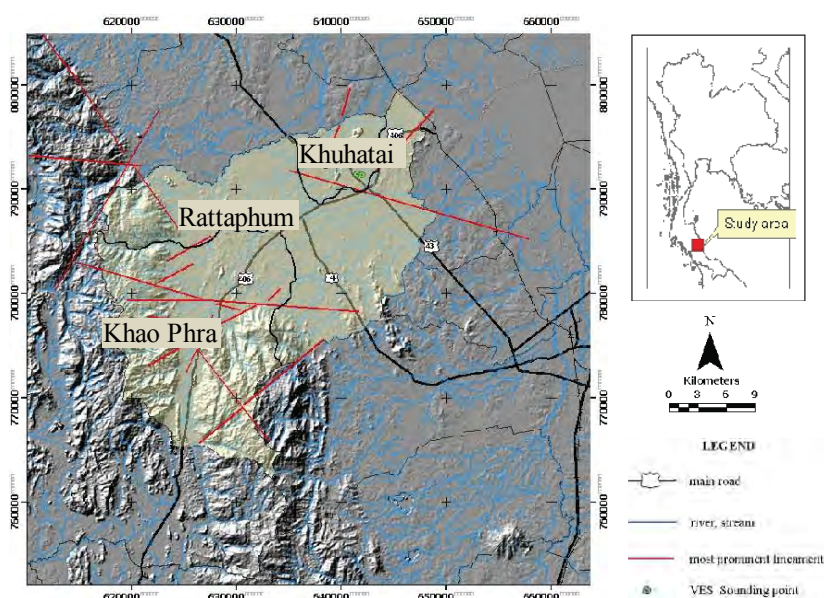


Figure 1: Shaded-relief image (DEM data) processing with sun elevation 30° and sun azimuthal 315° show drawing the most prominent lineaments in the study area.

Geophysical acquisitions were carried out by Schlumberger electrical vertical sounding (SVES) (Sharma and Baranwal, 2005; Yadav and Singh, 2007), dipole-dipole resistivity pseudo-section (Edwards, 1977), seismic reflection (Rashed and Nakagawa, 2004), and VLF (Sharma and Baranwal, 2005) methods in the study area. SVES measurement positions were conducted on the opposite side of lineament with a maximum AB/2 separation of about 200 m. For seismic reflection, dipole-dipole resistivity pseudo-section, and VLF were conducted on the same surveyed lines with a distance of 400 m long of each line; namely, ①, ②, ..., and ⑧ (see Figure 2). The direction of measurement lines is perpendicular to the direction of lineaments. The logging data from deep well in the vicinity of the study area were available for constraining the geophysical interpretation.

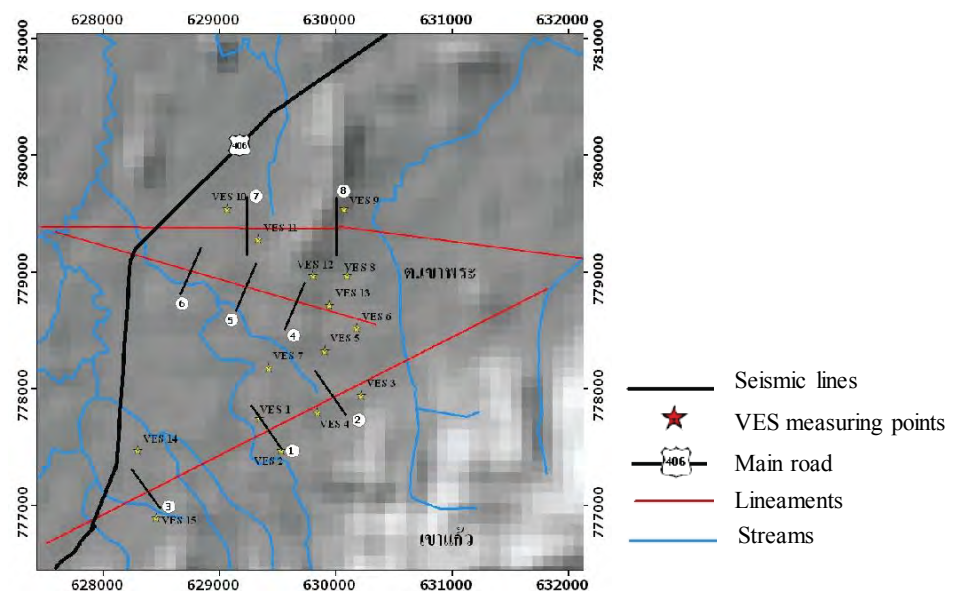


Figure 2: DEM data show drawing the most prominent lineaments and the surveyed lines for ground geophysical investigation in the study area.

Example result on line④

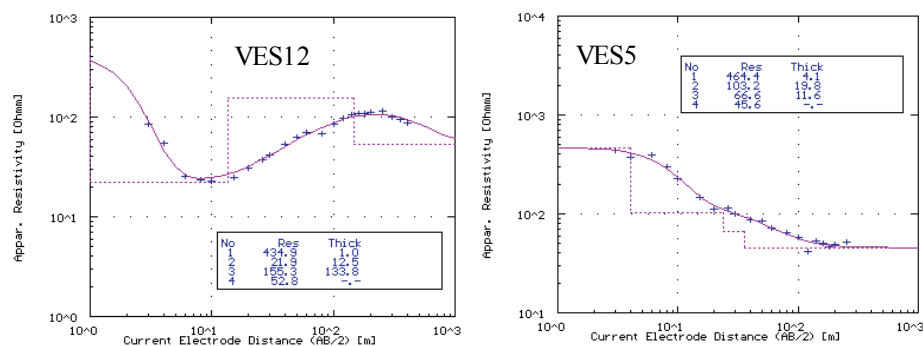


Figure 3: The VES interpretation with calculated data fitting measured data and corresponding models at the measuring positions at opposite side of lineament.

The VES curve of the two measuring positions (VES12 and VES5) at opposite side of lineament (line④) shows clearly different pattern that indicate different subsurface structure as corresponding to the models. Thus the fault or fracture should locate somewhere between the measuring points VES12 and VES5.

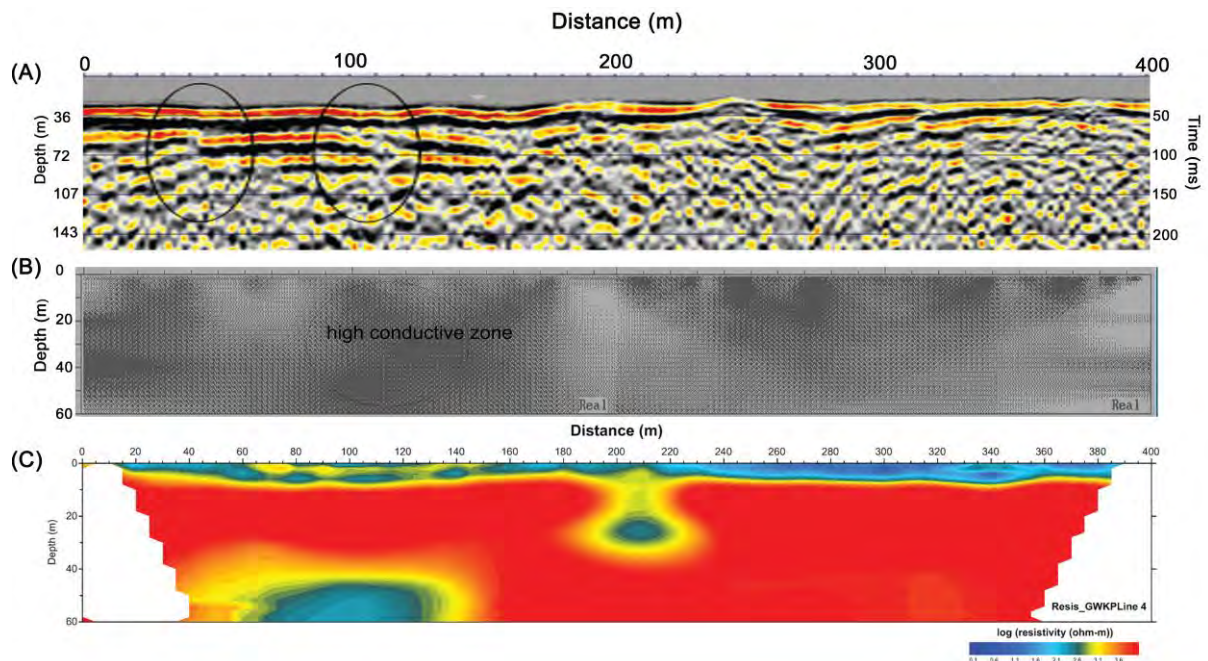


Figure 4 Showing the stack section of seismic reflection (A) compare to others geophysics results on the same line ④, (B) VLF current density section, (C) dipole-dipole section.

The integrated interpretation on line④ (Figure 4) shows two prominent positions of seismic signal (figure 4 A) at distances about 43 m and 105 m from the beginning of the profile which indicates a relative movement of the base rock-layer at depth about 54 m. These positions are probably faults or fracture in hard rock granite. At a distance 105 m, the interpreted fault or fracture is correlated with the high current density which suggest the high conductive zone in VLF current density section (figure 4 B) and is also correlated well with the low resistivity zone on dipole-dipole pseudo-sections (figure 4 C) at a depth of about 50 m. Thus this position should be a high potential groundwater yield and is highly recommended for drilling a test well.

Conclusions

Schlumberger VES suggested a fault or fracture locating between the VES measuring positions which locate at the opposite side of lineament. Reflection seismic and resistivity pseudo-section data give an image of topography variation of hard rock and VLF data provides a conductive zone of subsurface structure. By integrating remote sensing and different geophysical methods on the line④ they were possible to suggest the positions of fault or fracture in hard rock, which is possibly related to groundwater trapped at depth of about 54 m from the surface.

Acknowledgements

This research was supported by the Thailand Research Fund and the Office of the Higher Education Commission: Grant number MRG5280137. The Department of Physics, Faculty of Science, Prince of Songkla University are acknowledged for field equipments. Thanks also to Dr. Sawasdee Yordkhayan and MSc geophysics students, department of Physics for their help in field work.

References

Edwards, L.S., 1977. A modified pseudosection for resistivity and IP, *Geophysics*, Vol. 42, No. 5, 1020-1036.

Krishnamurthy, J., Mani, A., Jayaraman, V., and Manivel, M., 2000. Groundwater resources development in hard rock terrain – an approach using remote sensing and GIS techniques. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Volume 2, Issue 3/4, 204 – 215.

Rashed, M., and Nakagawa, K., 2004. High-resolution shallow seismic and ground penetrating radar investigations revealing the evolution of the Uemachi Fault system, Osaka, Japan. *The Island Arc*, 13, 144-156.

Sharma, S.P., Baranwal, V.C., 2005. Delineation of groundwater-bearing fracture zones in hard rock area integrating very low frequency electromagnetic and resistivity data. *Journal of Applied geophysics* 57: 155-166.

Yadav, G.S., Singh, S.K., 2007. Integrated resistivity surveys for delineation of fractures for groundwater exploration in hard rock areas. *Journal of Applied geophysics* 57: 155-166.