

บทที่ 6

การสำรวจธรณีฟิสิกส์ (Geophysical Exploration)

6.1 บทนำ: ลักษณะโดยทั่วไป

ในปัจจุบันพัฒนาการด้านการสำรวจธรณีฟิสิกส์(Geophysical Exploration) ได้มีการพัฒนาและนำมาใช้ควบคู่กับความรู้ทางธรณีวิทยาอย่างมาก ซึ่งส่งผลให้การศึกษาและแสวงหาข้อมูลต่างๆที่อยู่ใต้ผิวโลก อาทิเช่น สภาพโครงสร้างทางธรณีวิทยา(geological structure) แหล่งแร่(ore) สภาพธรณีวิทยาฐานราก(geology foundation) ตลอดจนสมบัติทางกายภาพของชั้นหิน เป็นต้น ได้ข้อมูลที่ใกล้เคียงกับความเป็นจริง ทำให้การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์มีประสิทธิภาพมากขึ้น

ข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์ที่ใช้ในการสำรวจ(แหล่งแร่) ต้องมีความสัมพันธ์กับข้อมูลทางธรณีวิทยาที่มีอยู่ และในการประเมินค่าจึงต้องอาศัยความสัมพันธ์ระหว่างชนิดหิน โครงสร้าง การลำดับชั้นหิน และการเกิดเป็นแหล่งแร่ อาทิเช่น ถ้าเราสนใจแหล่งแร่ซัลไฟด์ของทองแดงและนิกเกิล ข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์จะไม่บอกว่ามีแหล่งแร่ แต่แสดงให้เห็นถึงบริเวณที่เป็นส่วนที่เป็นตัวนำไฟฟ้าที่ดี(conductive) หรือบริเวณที่มีมวลที่มีความหนาแน่นมากอยู่ใต้ดิน ลึกเกินกว่าที่เราจะมองเห็นหรือสังเกตได้ด้วยตาเปล่า แต่ถ้าเราสนใจให้กว้างขึ้น ข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์สามารถบ่งบอกถึงลักษณะเฉพาะของหินอัคนีสีเข้มจัด(ultramafic) ก็ได้ หรือแนวรอยเลื่อนขนาดใหญ่ก็ได้ ซึ่งมักเป็นลักษณะทางธรณีวิทยาที่สวองามสำหรับการเกิดแหล่งแร่ประเภทนี้

การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์มีส่วนช่วยเพิ่มเติมข้อมูลที่สำคัญเกี่ยวกับการสำรวจแหล่งแร่ นอกเหนือไปจากการสำรวจวิธีอื่นๆ ซึ่งส่วนใหญ่จะได้ข้อมูลจากบริเวณผิวดินเท่านั้น(ความลึก = 0) การสำรวจทางธรณีเคมีจะได้ข้อมูลจากผิวดินและลึกลงไปประมาณ 1 เมตร(ประมาณความลึกของชั้นดินทั่วไป) การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์มักให้ข้อมูลได้ตั้งแต่ระดับความลึกประมาณ 2-3 เมตรลงไปจนถึงเป็น 100 เมตร หรืออาจลึกกว่านั้นถ้าเป็นวิธีใช้คลื่นสั่นสะเทือน(seismic methods) ซึ่งอาจลึกลงไปถึงระดับ 5-6 กิโลเมตร นอกจากนี้วิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์บางวิธีสามารถให้กับแหล่งแร่บางชนิดโดยเฉพาะได้ด้วยเช่น การวัดค่าความเป็นแม่เหล็กของแหล่งแร่ที่มีแร่เหล็ก หรือการวัดค่าการแผ่รังสีของแหล่งแร่กัมมันตรังสี วิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ที่จะกล่าวถึงต่อไปนี้เป็นวิธีที่ใช้กันทั่วไปสำหรับการสำรวจหาแหล่งแร่ โดยจะกล่าวถึงหลักการและการนำไปใช้ประโยชน์เท่านั้น

คำว่าสัญญาณ(signals) ข่าวสารหรือส่วนข้อมูล(message) หรือส่วนรบกวน(noise) มักใช้กันมากทางธรณีฟิสิกส์ แต่ก็อาจนำมาใช้กับการสำรวจธรณีวิทยา(ทั่วไป)ได้

เหมือนกัน สัญญาณหมายถึงข้อมูลหรือข่าวสารที่เราต้องการ (message หรือ information sought) ผสมกับส่วนที่ไม่ต้องการ หรือส่วนรบกวน (noise หรือ extraneous effects) ส่วนรบกวนอาจอยู่ภายในเครื่องมือเอง หรือจากพายุแม่เหล็ก หรืออาจเป็นส่วนรบกวนจากสิ่งที่มีมนุษย์สร้างขึ้น (เช่น เสาไฟฟ้า หรือสายวิทยุ ท่อก๊าซ ฯลฯ) หรือเนื่องจากสภาพภูมิประเทศก็ได้ โดยเฉพาะตัวสุดท้าย คือจากสภาพภูมิประเทศ(ที่มักเรียก terrain noise) ซึ่งให้ค่าที่มากมายในบางครั้ง ดังนั้นเราจึงต้องหาปัจจัย(factors) สำคัญในการลดส่วนรบกวนให้มากที่สุดและเพิ่มส่วนข้อมูลให้มากในสัญญาณที่ปรากฏออกมา ดังนั้นอัตราส่วนระหว่างสัญญาณที่คาดคะเนกับส่วนรบกวน ควรให้มีค่ามากที่สุดจึงจะดี แต่ถ้ามีส่วนรบกวนมากเกินไป ผลก็คือเราจะไม่ได้รับข่าวสารหรือข้อมูล(message) ที่เราต้องการเลย เหมือนมีวิทยุ ถ้าให้สัญญาณ ถูกกวนมากๆ ฟังเพลงเท่าไรก็จะได้ไม่เพราะ

สัญญาณที่รับได้(โดยที่ตัดเอาส่วนรบกวนออกไปแล้ว) บางครั้งอาจมีค่าผิดปกติไปจากธรรมดาที่เรียก ค่าผิดปกติ(anomaly) ซึ่งต้องอธิบายให้ได้ด้วยลักษณะทางธรณีวิทยาว่าเป็นเพราะอะไรถึงมีโอกาสที่จะเกิดเป็นแหล่งแร่ได้ในบริเวณนี้ หรือไม่ก็แสดงสภาพอะไร บางอย่างที่จะเป็นสาเหตุทำให้เกิดค่าผิดปกติได้ จากการศึกษาข้อมูลในประเทศแคนาดาทำให้เราทราบว่าในการหาแหล่งแร่ซัลไฟด์ชั้นหนา(massive sulfides) โดยการบินสำรวจทางธรณีฟิสิกส์มีเพียง 1 บริเวณจาก 10 บริเวณเท่านั้นที่คิดว่า "น่าจะสำคัญ"(probably significant) ในหนึ่งพื้นที่ที่ว่า "น่าจะสำคัญ" นั้นมาจาก 10 พื้นที่ที่ว่า "น่าจะสัมพันธ์" กับแหล่งแร่ซัลไฟด์ และหนึ่งพื้นที่ที่ว่า "น่าจะสัมพันธ์" นั้นมาจาก 50 พื้นที่ที่เลือกสรรว่าน่าจะเป็นพื้นที่ศักยภาพของแหล่งแร่ซัลไฟด์จะเห็นได้ว่าอัตราส่วนระหว่างแหล่งแร่ที่ต้องการกับพื้นที่เป้าหมายมีถึง 1:5,000 ที่เดียว ดังนั้น ด้วยเหตุนี้ถ้าเราไม่สามารถกำจัดส่วนหรือสิ่งรบกวนออกไปโอกาสที่เราจะค้นพบแหล่งแร่ยังมีน้อยมากขึ้น

ตาราง 6.1 แสดงถึงวิธีการธรณีฟิสิกส์แบบต่างๆ ที่ใช้ในการสำรวจแร่ การใช้วิธีการสำรวจหลายๆ วิธีปนกัน มักจะช่วยให้การตีความหมายให้ดียิ่งขึ้น เช่น ค่าผิดปกติทางแม่เหล็ก (magnetic anomaly) ที่ปรากฏออกมาโดยให้รูปทรงคล้ายกับที่ได้จากค่าผิดปกติทางการนำไฟฟ้า(electrical conduction)ซึ่งอาจแสดงให้เห็นถึงแหล่งไพไรต์(pyrrothite) หรือแร่แม่เหล็กปนไพไรต์(pyrite + magnetite) มากกว่าที่จะแสดงถึงสภาพการนำไฟฟ้าจากหินจำพวกชีสต์ปนแกรไฟต์(graphite schist) ถ้าหากตัวนำไฟฟ้าไม่มีสภาพแม่เหล็กอยู่แต่มีความหนาแน่นมากพอที่จะทำให้ค่าแรงโน้มถ่วงสูงเกินกว่าปกติได้ ค่าตอบก็คือเราอาจได้แหล่งแร่ไพไรต์มากกว่าไพไรต์หรือแร่แม่เหล็ก(magnetite) ก็ได้

การตรวจสอบค่าทางธรณีฟิสิกส์อาจทำได้โดยอาศัยกฎห้วแม่มือหรือเทียบกับเส้น(หรือค่าเฉพาะ)ที่ได้จากข้อมูลเก่าหรือจากการทดลอง หรืออาจใช้คอมพิวเตอร์ช่วยกรองหรือกำหนดเพื่อหารูปแบบต่างๆ ออกมา สำหรับการกำหนดรูปแบบนั้น ภาพทางธรณีฟิสิกส์ที่สะท้อนให้เห็นโดย

ใช้ข้อมูลธรณีวิทยามักถูกนำมาเทียบกับคำคิดปกติที่ได้ ดังนั้นรูปแบบที่คิดได้จึงเปลี่ยนไปเรื่อยๆ ตามลักษณะทางธรณีวิทยาที่ปรากฏหรือที่ได้มาใหม่ ซึ่งโดยมากมักเทียบกับคำคิดปกติที่ปรากฏจนกระทั่งได้รูปแบบที่เป็นที่ยอมรับ(ของทั้งนักธรณีวิทยาและนักธรณีฟิสิกส์) วิธีอินเวอร์ชัน (inversion)ซึ่งใช้เทคนิคทางคณิตศาสตร์เข้าช่วยเพื่อให้ได้รูปจำลองที่เป็นไปได้(logical model) โดยตรงจากข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์จึงเป็นวิธีการที่ได้ผลดีและรวดเร็วสำหรับข้อมูลจำนวนมากๆ แต่ก็ต้องอาศัยแนวคิดและความรู้ทางธรณีวิทยาเข้าช่วยด้วยเสมอ เพื่อให้ได้มาซึ่งรูปแบบที่ถูกต้องและเหมือนจริง

การใช้ธรณีฟิสิกส์เริ่มตั้งแต่การสำรวจเบื้องต้น(reconnaissance survey)โดยการบินสำรวจ(air-borne survey)เพื่อหารูปลักษณะทางธรณีวิทยาบริเวณกว้าง(regional geology)ไปจนถึงการสำรวจชั้นละเอียดภาคพื้นดิน(detailed ground survey) โดยการเจาะ(drilling exploration)ซึ่งในชนิดหลังนี้มักทำธรณีฟิสิกส์ไปพร้อมๆ กับการทำแผนที่ธรณีวิทยาหรือสำรวจธรณีวิทยา ข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์อาจนำมาช่วยหาข้อมูลธรณีวิทยาได้ เช่น ผลบินสำรวจธรณีฟิสิกส์ในรัฐมิสซูรีพบว่าค่าความผิดปกติทางแม่เหล็กที่ได้สามารถกำหนดหาสภาพธรณีวิทยาใต้ดิน คือ แนวของหินพรีแคมเบรียน(Precambrian) ที่อยู่ใต้ดินเหนือหินปูนที่มีประการังสาหร่าย(algal reef) ที่มีแหล่งแร่อยู่ด้วยได้ ในบริเวณที่มีชั้นดินปกคลุมอยู่หนาแน่นมาก การสำรวจทางไฟฟ้า(electric method) แม่เหล็กไฟฟ้า(electromagnetic method) คลื่นสั่นสะเทือน (seismic method) และความโน้มถ่วง (gravity method) สามารถนำมาใช้ในการทำแผนที่ธรณีวิทยาใต้ดินเพื่อแยกชั้นหินปูนที่มีความต้านทานไฟฟ้าสูงออกจากชั้นหินชนวน(slate) ที่มีความต้านทานไฟฟ้าต่ำได้และออกจากผนังหินแทรกซอนสีเข้ม(mafic dyke) ที่มีความถ่วงจำเพาะสูงๆ ได้

วิธีการสำรวจโดยใช้ธรณีฟิสิกส์ในการตรวจแหล่งแร่โดยตรง ได้แก่วิธีสำรวจกัมมันตรังสี(radiometric)เพื่อหาแหล่งแร่ยูเรเนียม(uranium) หรือโดยใช้ค่าผิดปกติทางแม่เหล็ก(magnetic anomaly) ในการหาแหล่งแร่เหล็ก หรือใช้วิธีทางไฟฟ้า(electrical method)ในการตรวจหาแหล่งแร่โลหะพื้นฐาน(base metal)จำพวกซัลไฟด์ได้ในบริเวณที่ยังไม่มีการสำรวจมาก่อน การใช้ธรณีฟิสิกส์เพื่อหาแหล่งแร่เพิ่มเติมในบริเวณที่เหมืองเก่าสามารถทำได้ผลมาแล้วในหลายพื้นที่ นอกจากนั้นยังสามารถหาแหล่งแร่ที่อยู่ลึกมากๆ ได้ โดยเฉพาะจากการแปรผลข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์

6.2 ลักษณะเฉพาะของข้อมูลธรณีฟิสิกส์

จุดหลักของวิธีทางธรณีฟิสิกส์ คือ สามารถแยกความแตกต่างทางสมบัติทางกายภาพบางตัวระหว่างแร่(หรือสิ่งที่เราตามหาอยู่)กับหินข้างเคียง ในการสำรวจโดยอาศัยความถ่วงจำเพาะ(gravity) ความแตกต่างก็คือค่าความหนาแน่นของหิน ส่วนในการสำรวจด้านไฟฟ้า

(electric) และแม่เหล็กไฟฟ้า(em หรือ electromagnetic)อาศัยความแตกต่างในเรื่องการนำไฟฟ้าของหิน ความแตกต่างที่ปรากฏให้เห็นนี้เป็นสิ่งสำคัญที่ต้องพิจารณา แต่ก็มีสิ่งอื่นที่ต้องนำมาพิจารณาประกอบด้วย อาทิเช่น การวัดค่าผิดปกติทางธรณีฟิสิกส์ซึ่งขึ้นอยู่กับรูปร่างของแหล่งแร่และอัตราส่วนระหว่างขนาดของแหล่งกับความลึก ดังนั้น ค่าผิดปกติจึงประกอบด้วยข่าวสารข้อมูลที่อยู่ในรูปสมการดังแสดงในสมการ 6.1

$$A = \sum p.F. \frac{V}{r^n} \quad (6.1)$$

โดยที่	A	=	ค่าผิดปกติที่วัด
	p	=	ความแตกต่างของสมบัติทางกายภาพที่เกี่ยวข้อง
	F	=	แรงที่มากกระทำ (ทั้งจากธรรมชาติและไม่ธรรมชาติ)
	V	=	ปริมาณแหล่งแร่
	r	=	ระยะทางระหว่างแหล่งแร่กับจุดสังเกต
	n	=	ตัวเลขจำนวนเต็ม (ขึ้นกับวิธีการวัดรูปร่างแหล่งแร่และวิธีการสำรวจ)

แหล่งแร่ขนาดใหญ่ที่มีแรงมากกระทำมากและมีความแตกต่างจากหินข้างเคียงมากๆ ย่อมให้ค่าผิดปกติได้มากถ้าอยู่ใกล้ผิวดิน และยังคงสามารถให้ค่าผิดปกติได้ในระยะหนึ่ง (คือ r)

ส่วนอัตราส่วนระหว่าง V/r^n เป็นภาพรวมของทุกส่วนของแหล่ง โดยเฉพาะลักษณะการวางตัว ส่วนจำนวนเต็ม(n) มีค่ามากสำหรับแหล่งแร่ที่เป็นทรงกลมหรือเป็นแท่งตรงในแนวดิ่งมากกว่าแหล่งแร่ที่มีการเอียงเท ด้วยเหตุนี้แหล่งแร่ที่มีสภาพเป็นเลนส์(lens) จึงปรากฏให้เห็นค่าผิดปกติน้อยกว่าพวกที่เป็นหินผนัง(dyke rock) หรือสายแร่(veins) ดังนั้นอิทธิพลของรูปร่างแหล่งแร่จึงให้ผลมากในการสำรวจด้วยแม่เหล็กไฟฟ้า(em) แต่ถ้าเป็นการสำรวจด้วยแรงโน้มถ่วง แม่เหล็ก ความต้านทานไฟฟ้าหรือไอพี(IP) มักขึ้นอยู่กับปริมาตรของแหล่งแร่ ดังนั้นค่าผิดปกติจากแม่เหล็กไฟฟ้าจึงขึ้นอยู่กับขนาดพื้นที่และรูปร่างแหล่งที่ต้องตั้งฉากกับสนามกำลัง ผลก็คือแหล่งที่เป็นรูปจานจึงให้ค่าผิดปกติแบบเหมือนพวกที่เป็นทรงกลม หรือที่เป็นเลนส์หนา

สำหรับกรณีวัดความลึกมักขึ้นกับอัตราส่วนระหว่างสัญญาณกับส่วนรบกวน รูปร่างและขนาดของแหล่งแร่ ตลอดจนกำลังของแรงที่มากกระทำ ดังนั้นเครื่องวัดจึงต้องมีประสิทธิภาพดีถึงสามารถตรวจวัดสัญญาณน้อยๆได้ หรือการเพิ่มแรงที่ใช้ไม่มีผลต่อสัญญาณน้อยๆ จากแหล่งที่ลึกๆได้ ตัวอย่างเช่น ถ้าแหล่งส่งสิ่งรบกวนบริเวณใกล้ผิวก็อาจคิดได้ว่าน่าจะเป็นโซนของสารตัวนำ(conductive)ในชั้นดินหรือโซนแม่เหล็กในบริเวณหินภูเขาไฟ ส่วนรบกวนจะเพิ่มมากขึ้นถ้าให้กระแสไฟฟ้าเพิ่มมากขึ้น หรือความสามารถของเครื่องวัดดีขึ้น วิธีแม่เหล็กและวิธีคลื่น

ความสั่นสะเทือน(seismic) สามารถตรวจจับแหล่งแร่ในที่ลึกๆ ได้ การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ทั่วไปสามารถรับสัญญาณจากแหล่งที่อยู่ลึกประมาณ 100 เมตร ได้เครื่องมือหรือการสำรวจแบบ AFMAG (ซึ่งเป็น em ชนิดพิเศษ) หรือ IP (ซึ่งเป็น electric แบบพิเศษ) สามารถตรวจวัดลงไปได้ลึกถึง 300 เมตร กฎหัวแม่มือบางตัวก็นำมาใช้ด้วย เช่น วิธี IP สามารถรับสัญญาณจากแหล่งลึกเป็นสองเท่าของขนาดแหล่งแร่ได้ ส่วนวิธีแม่เหล็กสามารถรับสัญญาณจากแหล่งลึกเป็นสี่เท่าของขนาดแหล่งแร่ได้ ส่วนวิธีแม่เหล็กไฟฟ้า(em)สามารถรับสัญญาณจากแหล่งลึกเป็นห้าเท่าของระยะทางระหว่างจุดรับสัญญาณกับตัวให้สัญญาณ

6.3 วิธีการทางธรณีฟิสิกส์

วิธีแม่เหล็ก(magnetic) ไฟฟ้า(electric) แม่เหล็กไฟฟ้า(em) และวิธีกัมมันตรังสี(radiometric) จัดได้ว่าเป็นวิธีการสำรวจธรณีฟิสิกส์ที่สำคัญและนิยมแพร่หลายมาก ส่วนวิธี(seismic)มักใช้วัดระยะหาความลึกไปจนถึงหินดาน(depth-to-bedrock) เช่น โครงสร้างถ่านหินหรือปิโตรเลียม และมักใช้ควบคู่กับวิธีความถ่วงจำเพาะ(gravity)โดยเฉพาะกับการสำรวจหาแหล่งน้ำมันหรือก๊าซธรรมชาติ ส่วนวิธีแม่เหล็กไฟฟ้า(em) สามารถพัฒนาไปใช้กับเครื่องมือชนิดอื่นๆ ได้ โดยทั่วไปวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ส่วนใหญ่จึงมักต่อเข้ากับระบบคอมพิวเตอร์เพื่อสะดวกในการวิเคราะห์ ประหยัดเวลา และถูกต้องแม่นยำ

นอกเหนือจากที่แสดงในตาราง 6.1 วิธีการสำรวจบางอย่างก็ถูกจัดให้เป็นธรณีฟิสิกส์ เช่น การสำรวจโดยภาพถ่ายทางอากาศ ภาพจากดาวเทียม และภาพจากเรดาร์ที่หลายคนจัดว่าเป็นโทรสัมผัส(remote sensing) แบบหนึ่ง สามารถตรวจหาแหล่งได้ลงไปต่ำกว่าส่วนปกคลุม เช่น แหล่งทรายแก้ว ภาพเรดาร์เป็นภาพที่ให้ลักษณะรูปตัดสภาพภูมิประเทศลึกลงไปในดินของชั้นหินได้ลึกตั้งแต่ 7-8 เมตรไปจนถึงเป็นสิบๆ เมตรได้ การเก็บตัวอย่างอากาศและก๊าซอาจเป็นไปได้ทั้งทางธรณีเคมีและธรณีฟิสิกส์ ซึ่งเราจัดให้เป็นธรณีฟิสิกส์เพราะวัดจากระยะไกล และให้เป็นธรณีเคมีเพราะต้องทำการเก็บตัวอย่าง ด้วยเหตุนี้วิธีธรณีเคมีบางชนิด เช่น วิธี NAA(neutron activation analysis) และ ultraviolet laser - luminescence บางท่านอาจถือว่าเป็นธรณีฟิสิกส์เพราะใช้สนามกายภาพจากภายนอกมากระตุ้นให้เกิดการแผ่รังสี

6.4 การเปรียบเทียบการสำรวจธรณีฟิสิกส์ภาคพื้นดินกับทางอากาศ

ดังได้กล่าวแล้วโดยทั่วไปวิธีการสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศมักใช้ในการสำรวจทางชั้นดิน ส่วนการสำรวจทางพื้นดินจะใช้ในการสำรวจชั้นตะกอน อย่างไรก็ตามการสำรวจบางอย่างและบางครั้งก็ต้องเลือกเอาว่าจะใช้วิธีการสำรวจแบบใดดี และในบางโอกาสการตั้งแผนการสำรวจอาจต้องเลือกดูว่าจะใช้ทั้งสองอย่างควบคู่กันไปหรือทำอย่างใดอย่างหนึ่งก่อนเป็นลำดับขั้น

การสำรวจทางอากาศมีลักษณะพิเศษบางอย่าง เพราะนอกจากเป็นวิธีการสำรวจที่รวดเร็วแล้ว ยังมีราคาต่อหน่วยพื้นที่ยังไม่แพงอีกด้วย จึงจัดได้ว่าเป็น”ห้องปฏิบัติการทางอากาศ”ที่ว่าได้อีกทั้งการบินสำรวจแต่ละครั้งสามารถทำการสำรวจได้หลายอย่างพร้อมๆกัน และยังครอบคลุมลักษณะพื้นที่ได้มากกว่าการสำรวจภาคพื้นดิน ตัวอย่างเช่น ภายในหนึ่งวันการสำรวจทางอากาศโดยใช้แม่เหล็กไฟฟ้า(em) สามารถคลุมเส้นทางสำรวจ(line survey) ได้มากหลายร้อยกิโลเมตร แต่ถ้าเป็นการสำรวจภาคพื้นดินด้วยวิธีแบบเดียวกันนี้ทำได้ไม่กี่กิโลเมตรต่อวัน ถ้ามีคนทำงานเพียงคนเดียวเหมือนกัน และยังถ้าหากรวมการบินโดยวิธีแม่เหล็ก(magnetic) และวิธีกัมมันตรังสี(radiometric) เข้าไปด้วยแล้ว คิดแล้วราคาจะถูกกว่าการเดินทางสำรวจด้วยวิธีแม่เหล็กไฟฟ้า(em) ประมาณสี่ถึงห้าเท่า อีกทั้งรูปแบบการสำรวจทางอากาศจะทำได้ง่ายเสมอ เพราะไม่มีอุปสรรคเรื่องการเข้าถึงพื้นที่เหมือนการสำรวจภาคพื้นดินที่ต้องประสบปัญหาเรื่องสภาพภูมิประเทศที่เป็นทางชัน หรือคดงอ หรือบึง บ่อ เป็นต้น หรือสถานที่ห้ามบุกรุก(no trespassing) ด้วยเหตุนี้ประเทศไทยจึงเริ่มให้มีการบินสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศโดยมีกรมทรัพยากรธรณีเป็นเจ้าของเรื่องนับแต่ปี พ.ศ.2525 เป็นต้นมา

นอกจากนั้นวิธีการสำรวจทางอากาศสามารถเข้าไปสอดแนมบริษัทคู่แข่งได้อย่างดี ว่าพวกเขาทำการสำรวจที่ใด บริเวณใด หรือถึงไหนแล้ว การมองจากที่สูงทำให้ได้เปรียบเพราะสามารถเห็นการตัดเส้นทางสำรวจว่าไปในทิศใด ในการบินสำรวจเราอาจไปตั้งแคมป์อยู่นอกบริเวณการบินก็ได้ ทำให้บริษัทคู่แข่งไม่รู้ตำแหน่งที่บินแน่ชัด นี่เป็นอีกเหตุผลหนึ่งที่ทำให้บริษัทนิวมอนด์ทำการสำรวจหาทองคำในบริเวณจังหวัดเพชรบูรณ์ พิจิตร และพิษณุโลก โดยวิธีบินสำรวจทางธรณีฟิสิกส์

ดังนั้น การบินสำรวจจึงนับได้ว่ามีประโยชน์ทั้งในเรื่องเวลา เงิน และความปลอดภัย ตลอดจนใช้กับพื้นที่ใหญ่ๆ ได้ผลดีมาก แต่การบินสำรวจจะใช้ไม่ได้ผลเลยกับพื้นที่เพียงไม่กี่ตารางกิโลเมตร

อาจกล่าวได้ว่า การบินสำรวจก็มีความยืดหยุ่นอยู่บ้าง โดยเฉพาะขีดจำกัดในเรื่องสภาพอากาศและภูมิประเทศ เพราะการสำรวจหลายชนิดต้องบินในระยะต่ำกว่า 150 เมตร จึงจะรับสัญญาณได้ดี ด้วยเหตุนี้จึงทำให้การบินสำรวจต้องเสียไปเป็นเวลานาน บางครั้งถึง 10 วัน โดยเฉพาะถ้าช่วงเวลานั้นมีเมฆลอยต่ำลงมากทำให้สภาพภูมิอากาศไม่เอื้ออำนวย เราสามารถหาเส้นทางที่จะบินสำรวจได้จากแผนที่ปรากฏในภาพถ่ายทางอากาศ ด้วยเหตุนี้ทัศนวิสัยทางอากาศต้องดีพอที่มองเห็นจุดว่าควรจะบินบริเวณไหนกันแน่

การบินสำรวจอาจให้ข้อมูลที่ดีกว่าการเดินทางสำรวจในบางพื้นที่ แต่ไม่สามารถให้ข้อมูลรายละเอียดและสัญญาณที่ชัดเท่ากับการเดินทางสำรวจ และอีกประการการเดินทางสำรวจสามารถวางแผนสำรวจให้ถี่มากขึ้นตามที่ต้องการ และสามารถเลือกวิธีการสำรวจได้มากกว่าและสามารถเดินทางสำรวจซ้ำในพื้นที่เก่าอีกครั้งก็ได้

ในการบินสำรวจตำแหน่งที่บินในช่วงแรกๆ ของการทำงานอาจไม่จำเป็นต้องถูกต้องนัก (Less actual exploration site) เมื่อเทียบกับการเดินสำรวจ แต่ต้องใช้แผนที่และภาพถ่ายทางอากาศที่ดี การเดินสำรวจสามารถรู้ตำแหน่งที่แน่นอนได้ แต่การบินสำรวจต้องบินเร็วและต่ำมากเสียจนจุดควบคุมบนดิน (ground-control feature) ต้องมีมากด้วย และสามารถกำหนดลงบนแผนที่ได้อย่างถูกต้อง และต้องมองเห็นได้อย่างดี ดังนั้นในพื้นที่ที่เป็นลักษณะภูมิประเทศแบบเดียวกันหมด เช่น ทะเลหรือที่ราบหรือเป็นเขาอย่างใดอย่างหนึ่ง จำเป็นต้องอาศัยระบบการเดินเรือ หรือระบบเรดาร์เข้าช่วย

ในประเทศแคนาดาและสหรัฐอเมริกาเราต้องเลือกเอาระหว่างการใช้เฮลิคอปเตอร์กับเครื่องบินปีกชั้นเดียว เฮลิคอปเตอร์บินได้ช้า แต่ทำให้ได้ค่าถูกต้อง แอมยังสามารถหยุดจอดเพื่อตรวจเช็คบนภาคพื้นดินได้ถ้าต้องการ แอมยังบินสำรวจได้สบายในบริเวณที่เป็นผาชันได้ ดังนั้นเฮลิคอปเตอร์จึงใช้ได้ผลดีทั้งในการสำรวจขั้นต้น และขั้นรายละเอียดได้ แต่การบินโดยใช้เฮลิคอปเตอร์ย่อมทำให้เสียค่าใช้จ่ายและค่าโสหุ้ยที่แพงกว่าและเสียเวลาล่าช้ากว่าการสำรวจโดยเครื่องบินปีกชั้นเดียวที่สามารถบินคิดเป็นระยะสำรวจได้มากกว่าถึงสามเท่า อีกทั้งเฮลิคอปเตอร์มีระยะเวลาการบินได้ไม่นาน ต้องอาศัยการบำรุงรักษาคิดเป็นชั่วโมงมากกว่า

6.5 การสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศ (Air-borne Geophysical Survey)

การสำรวจทางอากาศที่นิยมมากที่สุด เห็นจะได้แก่ภาพถ่ายทางอากาศ แม้จะไม่ใช่เป็นการสำรวจธรณีฟิสิกส์โดยตรง แต่ก็มีที่เกี่ยวข้องกันไม่น้อย เมื่อจัดลำดับการใช้ประโยชน์โดยวิธีทางธรณีฟิสิกส์จริงๆ จากมากไปน้อยแล้ว วิธีที่นิยมใช้มากที่สุดในการสำรวจหาแหล่งแร่คือวิธีแม่เหล็ก (magnetic survey) รองลงมาได้แก่วิธีแม่เหล็กผสมกับวิธีกัมมันตรังสี ต่อมาคือวิธีแม่เหล็กปนแม่เหล็กไฟฟ้า และวิธีแม่เหล็กไฟฟ้า (EM) เพียงอย่างเดียว นอกจากนั้นยังมีการใช้วิธีแรงโน้มถ่วง (gravity) กับเฮลิคอปเตอร์อยู่บ้าง แต่ยังมีข้อจำกัดอยู่มาก

6.5.1 วิธีแม่เหล็กทางอากาศ (Air-borne magnetic method)

การบินสำรวจโดยวิธีแม่เหล็ก (aeromagnetic survey) โดยทั่วไปใช้แนวทางในการหาความแตกต่างของชนิดหิน แนวรอยเลื่อน แนวคดโค้งโก่งงอ และแหล่งแร่เหล็กได้ แผนที่ไอโซแกรม (isogram) ที่แสดงเส้นชั้นความเข้มสนามแม่เหล็ก จึงให้ข้อมูลเรื่องการเสียรูป (distortion) ของสนามแม่เหล็กโลก เนื่องจากรูปแบบและชนิดของหิน เมื่อหักเอาค่าสนามแม่เหล็กโลก (ซึ่งเป็นค่าปกติที่เกือบเท่ากันหมด) ออกไป ส่วนที่เหลือก็คือค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็ก ค่าผิดปกติจากการบินสำรวจนี้มีน้อยมาก อาจสูงกว่าค่าปกติเพียงไม่กี่เกกมา (1

แกมมา = 10.5 เกาส์, gauss) ซึ่งก็อาจทำเป็นแผนที่ได้ แต่ในบางแห่งค่าผิดปกติอาจขึ้นสูงถึง 10,000 หรือ 50,000 แกมมาได้ โดยเฉพาะในบริเวณแหล่งแร่เหล็ก

การเกิดความเป็นแม่เหล็กในหินย่อมเป็นส่วนหนึ่งของการซึมซับแม่เหล็ก(magnetic susceptibility) ซึ่งเป็นความง่ายที่ทำให้แร่เหล็กเกิดเป็นแร่แม่เหล็กได้ ได้แก่แร่แม่เหล็กหรือแร่เหล็กดำ(magnetite) แร่พิไรไรต์(pyrrhotite) แร่เหล็กแดง(haematite) แต่แร่แม่เหล็กให้ค่าความซึมซับของแม่เหล็กได้มากที่สุด และมักพบเป็นแร่รอง(accessories)ในหินหลายชนิด ดังนั้นบริเวณที่มีค่าผิดปกติแม่เหล็กอยู่มากจึงสัมพันธ์กับสภาพหินหลายชนิด เช่น บริเวณที่เป็นแหล่งแร่สกานต์(skarn) หรือหินอัคนีที่มีแร่เหล็กมาก(รูป 6.1) หรือหินธารละลายไหล(lava flow) ซึ่งปิดล้อมด้วยหินแกรนิต หรือหินไรโอไลต์ (rhyolite) หรือชั้นหินตะกอนหลายชั้น รูป 6.2 แสดงถึงแผนที่ธรณีวิทยาและแผนที่บินสำรวจชนิดแม่เหล็กในบริเวณตอนกลางประเทศมอโรคโค(Morocco) ซึ่งแสดงถึงลักษณะหินแกรนิตที่มีบริเวณแปรสัณฐานเป็นบริเวณกว้าง หินตะกอนบางชนิด เช่น หินดินดานปนเหล็ก(ferruginous shale) หรือหินเหล็กมาก(iron stone) ย่อมให้ค่าผิดปกติทางแม่เหล็กได้มาก หินแปรที่มาจากหินตะกอนดังกล่าวนี้ก็ให้ค่าผิดปกติทางแม่เหล็กสูงได้เช่นกัน ยิ่งเป็นหมวดหินที่เรียกหมวดหินชั้นแม่เหล็กหรือ BIF (banded formation)ที่พบมากในมหายุคพรีแคมเบรียน(Precambrian) ด้วยแล้ว(ดูรายละเอียดในบทที่ 9)ยิ่งให้ค่าของความซึมซับแม่เหล็กได้ดีมาก

การเป็นแม่เหล็กถาวร(permanent magnetization)เป็นลักษณะที่เกี่ยวข้องกับกำลังแรงและทิศทางการเป็นแม่เหล็กที่เป็นอิสระต่อสนามแม่เหล็กโลก หลายครั้งที่แผนที่สำรวจแม่เหล็กถูกนำมาตีความโดยอาศัยลักษณะทั่วไปของการเหนี่ยวนำแม่เหล็ก(induced magnetization) ซึ่งเกี่ยวข้องกับสนามแม่เหล็กโลก รูป 6.3 แสดงถึงการเป็นแม่เหล็กถาวรซึ่งจัดเป็นตัวแปรที่สำคัญ(disturbing factor) ซึ่งก่อให้เกิดการรบกวนได้ จึงควรมีการตรวจเช็คและนำมาพิจารณาด้วยเสมอ

เครื่องมือวัดค่าความเข้มสนามแม่เหล็กที่นิยมมากที่สุดในการบินสำรวจเรียกว่า proton precision magnetometer ซึ่งมีขีดความสามารถของเครื่องมือดีมาก วัดค่าต่ำสุดได้ 0.1 แกมมา ซึ่งอาจผูกติดกับตัวเครื่องบินอย่างถูกระเบิด หรือห้อยออกมาจากหางของเครื่องบิน

เครื่องมือบางแบบวัดค่าความละเอียดได้ถึง 0.005 ถึง 0.01 แกมมา ซึ่งโดยมากใช้ในกิจการสำรวจหาน้ำมันมากกว่าหาแหล่งแร่ โดยเฉพาะชนิดที่เรียก “SQUID” (ปลาหมึก = superconducting quantum interference device) ซึ่งสามารถวัดความละเอียดได้ถึง 10 แกมมา นอกจากนั้นยังมี air-borne magnetometer แบบ single-sensor ซึ่งมีระบบที่เรียก “gradiometer” ที่ใช้หาค่าผิดปกติของความเข้มสนามแม่เหล็กเชิงซ้อน โดยเปลี่ยนให้ไปอยู่ในทิศใดทิศหนึ่งได้

โดยปกติ Gravimeter แบบ vertical มักใช้ในวงการสำรวจแร่มากกว่า ซึ่งประกอบด้วย magnetometer สองตัวผูกติดไว้ในระดับต่างกัน เพื่อวัดหาอัตราการลดลงของความเข้มสนามแม่เหล็กโลกไปตามความสูง ด้วยเหตุนี้ Gravimeter แบบนี้จึงมีประโยชน์ใช้หารอยต่อหรือรอยสัมผัสทางธรณีวิทยา(geologic contacts)ของหินต่างชนิดกันในพื้นที่ที่มีความลาดชันสูง หรือรอยแตกอื่นๆได้ดี นอกจากนั้นยังช่วยในการแยกแหล่งกำเนิดแม่เหล็กแบบต้นและแบบลึกออกจากกันได้ อีกทั้งยังช่วยกำจัดหรือปิดบังค่าความลาดชันแม่เหล็ก(magnetic gradient) บริเวณกว้างได้ดีอีกด้วย

โดยปกติตัวรับสัญญาณใน proton magnetometer มักเป็นขดบรรจุไฮโดรเจนเหลวเอาไว้และมีขดลวดหุ้มเอาไว้อีกที โปรตอนในของเหลวนี้นี้มีการจัดตัวอย่างไม่เป็นระเบียบ เมื่อสนามแม่เหล็กที่วัดได้มีค่าความเข้มมากกว่าสนามแม่เหล็กโลก โปรตอนจะถูกเหนี่ยวนำในขดลวดและจะทำให้เกิดการจัดตัวของโปรตอนในของเหลวเสียใหม่ เมื่อสนามแม่เหล็กที่เหนี่ยวนำหมดลง โปรตอนที่จัดตัวอยู่ในของเหลวนั้นก็จะกลับเข้ามาอยู่ในสภาพปกติ จนเกิดการหมุน(oscillating) ทำให้เกิดความต่างศักย์ภายในขดลวด ทำให้เราสามารถวัดค่าความถี่ของสัญญาณ (ซึ่งเป็นสัดส่วนกับกำลังแรงของสนามแม่เหล็กโลกได้)

ส่วนวิธีแม่เหล็กอีกชนิดเรียก “optical absorption” หรือการดูดซึมแสง เกี่ยวข้องกับการวัดแสง(optical pumping) โดยที่ความยาวคลื่นแสงช่วงหน้าจะเพิ่มระดับพลังงานของอะตอมในสารประเภทอัลคาไลด์(alkaline)ให้สูงขึ้น ทำให้เราสามารถวัดค่าการดูดกลืนระดับพลังงานใหม่ที่เกิดจากสนามแม่เหล็กภายนอกเมื่อเทียบกับสนามแม่เหล็กโลกได้

เนื่องจากสนามแม่เหล็กโลกเปลี่ยนแปลงไปตามกาลเวลาหรือสถานที่และเวลา(space & time) จึงต้องมีการกำจัดค่ารบกวน(noise)ออกไป เช่น ค่าการเปลี่ยนแปลงประจำวัน(diurnal variation)หรือค่าจากพายุแม่เหล็ก(magnetic storm)ซึ่งมักเกิดบริเวณละติจูดสูงๆและตรงบริเวณเส้นศูนย์สูตร ซึ่งบางครั้งอาจเกิดเป็นเวลาหลายชั่วโมงหรือหลายวันได้ ซึ่งอาจดูได้จากค่าที่ได้จากเครื่องวัดความเข้มแม่เหล็กของรัฐหรือที่ฐานปฏิบัติการบางแห่งของเอกชนได้ แต่ในประเทศไทยขณะนี้ยังไม่มีการติดตั้ง แต่โดยส่วนใหญ่ค่าที่อ่านได้จากการวัดความเข้มสนามแม่เหล็กตอนเกิดพายุแม่เหล็กมักใช้ไม่ได้ผล

ค่าตัวเลขข้อมูลจากการบินสำรวจแม่เหล็กจะนำมาแสดงบนแผนที่ขนาดต่างๆกันแล้วแต่ระยะห่างของการบิน ถ้าแผนที่ขนาด 1:50,000 มักมีระยะห่างของการบินเท่ากับ 500 เมตรหรือเท่ากับ 1 ซม.ในแผนที่ และค่าที่ได้จะนำมาใช้ในการทำแผนที่ขนาด 1:250,000 หรือ 1:100,000 โดยนำมาวางซ้อนทับแผนที่ภูมิประเทศและแผนที่ธรณีวิทยา ซึ่งจะทำให้การแปลความหมายแบบจำลองทางธรณีฟิสิกส์(geophysical model)มีความถูกต้องแม่นยำมากขึ้น

แผนที่การบินสำรวจด้วยแม่เหล็ก ซึ่งมักแสดงด้วยเส้นชั้นความเข้มสนามแม่เหล็กอาจนำมาแปลความหมายได้โดยตรงหรืออาจนำมาจัดการเสียใหม่ โดยการกรอง(filter)ข้อมูลจนเกิด

เป็นแผนที่กรองข้อมูล(filtered map) ซึ่งช่วยในการกำจัดค่าความเข้มที่อยู่ระหว่างค่าผิดปกติ(anomalies) ระดับต้นและลึกได้ดังที่แสดงในรูป 6.4 การตีความหมายสามารถทำได้โดยใช้แบบจำลองธรณีฟิสิกส์ต่างๆเข้าช่วย หรือเทียบกับแผนที่ธรณีวิทยาของบริเวณนั้น ตัวอย่างเช่น สามารถตรวจจับหาแนวรอยเลื่อนได้โดยเปรียบเทียบกับแบบจำลองของแท่งเอียงเท หรือจากการตัดหรือเลื่อนค่าผิดปกติออกไป เครื่องแสดงความเป็นแม่เหล็กของหินชุดหนึ่งอาจปรากฏลักษณะให้เห็นในเชิงปริมาณแรมกนิโทที่ได้ ด้วยเหตุนี้เราจึงติดตามค่าที่ปรากฏดังกล่าวได้จากแผนที่หนึ่งไปอีกแผนที่ได้ หินแกรนิตที่ได้จากข้อมูลการสำรวจธรณีวิทยาอย่างคร่าวๆ มักปรากฏให้เห็นในแผนที่แม่เหล็กเป็นกลุ่มของค่าผิดปกติต่ำๆที่แสดงค่าที่ต่อจากขอบที่มีความเข้มสูง อย่างไรก็ตามการตีความหมายค่าของแม่เหล็กนี้ต้องกระทำควบคู่ระหว่างนักธรณีวิทยาและนักธรณีฟิสิกส์ด้วยเสมอจึงจะได้ผลดี

6.5.2 วิธีกัมมันตรังสีทางอากาศ (Air-borne Radiometric Method)

การสำรวจความเป็นกัมมันตรังสีที่สำคัญ ได้แก่ gamma-ray spectrometry และ total radiation radiometrics

ตัววัดค่าประกอบด้วย ผลึกโซเดียมไอโอไดต์ที่กระตุ้นด้วยสารทลเลียม(thallium) ซึ่งสามารถปล่อยแสงออกมาได้เมื่อได้รับรังสีแกมมา(ที่เรียก scintillation) ความเข้มของการปล่อยแสงจะมากหรือน้อยขึ้นกับพลังงานรังสีแกมมาที่ปล่อยออกมาในระดับต่างๆกัน ซึ่งทำให้สามารถตรวจหาจุดกำเนิดที่เป็นยูเรเนียม(U) ธอเรียม(Th) และโปแตสเซียม(K) ได้ ความเข้มจึงหาได้จากการกระตุ้น(scintillation) ที่ถูกขยายและเปลี่ยนไปเป็นค่ากระแสไฟฟ้า ส่วนขนาดของความเข้ม(pulse-height)มักนำมาเทียบกับจุดกำเนิดอ้างอิง ขนาดความเข้มของ Voltage และปริมาณรังสีแกมมาที่วัดได้จึงถูกนำมาจัดเก็บด้วยระบบคอมพิวเตอร์ ผลที่ได้มักแปลงออกมาเป็นค่าช่องแสง(spectral window)ต่างๆกันที่เทียบได้กับค่าของธาตุ U, Th และ K และอัตราส่วนของธาตุต่างๆ เหล่านี้ (เช่น U/K, U/Th, K/Th) และค่าผลรวมที่ตรวจจับได้ทั้งหมด(total count)

รังสีแกมมาที่เกี่ยวข้องกับธาตุที่ตรวจจับได้ในแต่ละช่องแสงอาจมาจากจุดกำเนิดต่างกัน เช่น ธาตุ U อาจมาจากแหล่งแร่ยูเรเนียม หรือสายครา(pegmatite) ที่มียูเรเนียมมาก ธาตุ Th อาจมาจากทรายที่มีแร่ monazite หรือธาตุ K อาจมาจากหินจำพวกแกรนิตได้

การบกวน(noise)ในการสำรวจทางกัมมันตรังสีนี้มักเป็นแบบสถิตย(static noise) เพราะการวัดรังสีแกมมาขึ้นกับเหตุการณ์ต่างๆ ซึ่งเป็นไปตามลักษณะการกระจายตัวแบบปัวซอง (Poisson) กคือค่าของข้อมูลจะเชื่อถือได้น้อยเมื่ออัตราการวัดค่า(count rate)ต่ำ ดังนั้น

เพื่อให้ได้อัตราการวัดค่าที่สูง ผลึกโซเดียมไอโอไดต์จึงต้องมีขนาดใหญ่พอ ต้องปรับการบินให้ช้าลง และเปิดช่องแสงให้กว้างพอโดยไม่ถูกรบกวนจากธาตุอื่น อย่างไรก็ตามขนาดของผลึกมักถูกจำกัดด้วยน้ำหนัก ปริมาตร และราคา ยิ่งผลึกใหญ่เท่าไรก็ยิ่งต้องใช้เครื่องบินที่ใหญ่ขึ้น และจะต้องวิ่งด้วยความเร็วสูงมากขึ้น(เป็นผลให้ราคาการสำรวจก็จะสูงขึ้นด้วย)

โดยมากแล้วจุดกำเนิดการรบกวนก็คือรังสีคอสมิก(cosmic ray) ซึ่งมักปรากฏบ่อยๆ โดยไม่จำกัดสถานที่ จึงยากที่จะรู้และทำให้ไม่สามารถอ่านค่าปกติ(background)ได้ วิธีหนึ่งที่สามารถอ่านค่าปกติได้ดีก็คือ โดยการหันหน้าผลึกตรวจจับไว้ด้านบนเวลาบินผ่านทะเลสาบ เพราะน้ำสามารถดูดกลืนรังสีแกมมาจนถึงระดับความลึก 10 ซม.ได้ แต่ทะเลสาบก็มีไม่มากนักตามที่เรากำลังต้องการ ดังนั้น อีกวิธีคือเก็บตัวอย่างอากาศเพื่อวัดก๊าซเรดอน และวัดกัมมันตรังสีที่ได้จากพื้นดิน การเกิดการแทรกสอดของกัมมันตรังสีทำให้เกิดข้อผิดพลาดในการวัดในแต่ละช่องแสงซึ่งอาจกำจัดได้โดยการกรองการรบกวนเหล่านี้เสียก่อน(เรียก spectral stripping) โดยปกติดินและหินมักมีผลต่อสัญญาณรังสีแกมมาเป็นอย่างมาก เพราะกัมมันตรังสีแกมมาถูกดินและหินดูดกลืนได้ในระดับความลึกถึง 50 ซม. ดังนั้นหินที่มีรังสีแกมมาสูงจึงถูกปิดบังด้วยดินตะกอนน้ำพา(alluvium)ได้ แต่ถ้าเป็นดินอยู่กับที่(residual soil)ก็มักแสดงค่าของรังสีแกมมาอันเป็นผลมาจากหินที่อยู่ใต้ดินโดยตรง ดังนั้นบริเวณที่เป็นเขาหินหรือดินที่ปกคลุมบนเขา ย่อมให้ค่ารังสีแกมมาได้มาก ส่วนบริเวณลำธารหรือที่ราบลุ่มน้ำมักให้ค่าต่ำ สำหรับดินตะกอนแม่น้ำโดยทั่วไปไม่มีแร่กัมมันตรังสีอยู่ แต่สำหรับหิมะและต้นไม้ก็อาจมีรังสีแกมมาอยู่ในปริมาณมากได้ เพราะสามารถดูดกลืนรังสีแกมมาได้

ปัญหาสำคัญอีกอย่างหนึ่งเกี่ยวกับการรบกวนในการบินสำรวจด้วยรังสีแกมมาก็คือ การเปลี่ยนแปลงปริมาณรังสีไปตามความสูงในช่วงที่บินระหว่างความสูง 75 ถึง 150 เมตร ปริมาณรังสีจะลดลงเรื่อยๆ จนกระทั่งเหลือค่าประมาณครึ่งหนึ่งเมื่อบินสูง 100 เมตรเมื่อวัดค่าของ K ส่วนค่า U และ Th เหลือประมาณครึ่งหนึ่งเมื่อบิน ณ ระดับความสูง 130 เมตร อนึ่งสำหรับการรบกวนเนื่องจากสภาพภูมิประเทศหรือความสูงอาจขจัดออกไปได้ เมื่อเครื่องบินติดเครื่องวัดความสูงด้วยเรดาร์ชนิดพิเศษไว้

โดยปกติช่วงห่างของการบินสำรวจด้วยรังสีแกมมามีความสัมพันธ์กับลักษณะทางธรณีวิทยา วัตถุประสงค์ของการบินและค่าใช้จ่าย นอกจากนั้นยังเกี่ยวข้องกับขนาดของผลึกตรวจวัด(detector crystal) ความสูงของการบินและอัตราเร็วของการบินสำรวจอีกด้วย ยิ่งผลึกยิ่งเล็กเท่าใดก็ต้องบินให้ต่ำลงเท่านั้น และต้องบินให้ช้าและช่วงห่างของการบินแต่ละเส้นต้องถี่มากขึ้นด้วย ซึ่งโดยสรุปภาพกว้างๆก็คือในการสำรวจแบบแกมมาด้วยเครื่องที่ไวต่อการวัด ควรจะบินสูงประมาณ 120 เมตร ความเร็วของการบิน 100-200 กมต่อชม ในการสำรวจเบื้องต้นควรให้มีระยะการบินสำรวจประมาณ 2.5-5 กม ส่วนในการสำรวจโดยละเอียดควรให้มีช่วงห่าง 0.5 กมจึงจะได้ผลดีและคุ้มค่า

ข้อมูลจากการสำรวจโดยวิธีรังสีแกมมา ถูกนำมาสร้างเป็นแผนที่แสดงชั้นความสูง (contour maps) และภาพตัดขวาง(profiles) เส้นชั้นความสูงในแผนที่อาจแสดงถึงค่าที่วัดได้ทั้งหมด หรือปริมาณธาตุหนึ่งธาตุใด หรืออัตราส่วนของ 2 ธาตุที่สนใจก็ได้ (ดูรูป 6.6) ในรูป 6.5 เป็นพื้นที่เดียวกับรูป 6.2 ก และ 6.2 ข ซึ่งสังเกตได้ว่ารูปร่างของเส้นชั้นความสูงพอดีกับบริเวณที่หินอัคนีไหล

การตีความหมายของข้อมูลที่ได้จากการบินสำรวจด้วยวิธีนี้จึงต้องอาศัยชนิดและลักษณะของสิ่งปิดทับ(overburden) ประเภทหินและสภาพภูมิประเทศเป็นเวลา การแปลภาพถ่ายทางอากาศนับได้ว่าเป็นสิ่งจำเป็นก่อนการบินสำรวจด้วยวิธีนี้ในขั้นตอนของการสำรวจ ค่าผิดพลาดหรือค่าผิดปกติที่ได้จากการสำรวจวิธีนี้ทำให้เราทราบถึงตำแหน่งหินแกรนิตที่วางตัวอยู่ใต้ที่ราบลุ่มน้ำหรือที่สูงๆได้ หรืออาจสัมพันธ์กับแนวสายครา(pegmatites)ที่มักให้แร่ธาตุเศรษฐกิจก็ได้

ในการสำรวจหาแหล่งยูเรเนียม เรามักนำข้อมูลจากหลายช่องคลื่นมาเปรียบเทียบกับเพื่อแยกแยะระหว่างค่าความผิดปกติอย่างอ่อนที่ได้จากแหล่งยูเรเนียมกับที่ไม่เกี่ยวข้องกับแหล่งแร่ใดๆ ตัวอย่างเช่น การแผ่รังสีแกมมาจากหินทรายขุน(arkose) มักแสดงค่าผิดปกติของ K และของ U ได้ดี ขณะที่จากหินเชิร์ต(chert) ที่มีฟอสเฟต(phosphate)อยู่ด้วยกลับแสดงค่าผิดปกติ U และ K ในปริมาณน้อยๆ ได้

6.5.3 การสำรวจทางอากาศโดยวิธีแม่เหล็กไฟฟ้า (Airborne Electromagnetic Method)

การสำรวจด้วยวิธีนี้ใช้สมบัติทางไฟฟ้าในหินส่วนบนสุดของเปลือกโลก ซึ่งมีอยู่ด้วยกันหลายวิธี แต่ละวิธีมีหลักการคล้ายๆกัน กระแสไฟฟ้าสลับจากขดลวด (ในระบบ active) หรือจากแหล่งกำเนิดระยะไกลและใหญ่กว่า เช่น ไฟฟ้าในอากาศหรือสถานีวิทยุ (ในระบบ passive) ซึ่งก่อให้เกิดสนามแม่เหล็กไฟฟ้าปฐมภูมิในหินเปลือกโลก(crustal rocks) ดังนั้นเมื่อสนามแม่เหล็กไปพบกับหินที่มีสภาพการนำไฟฟ้าที่ผิดปกติจึงเกิดการเหนี่ยวนำและเกิดกระแสปั่นป่วนขึ้น กระแสใหม่นี้จะก่อให้เกิดสนามแม่เหล็กไฟฟ้าทุติยภูมิขึ้น ซึ่งสามารถตรวจจับและบันทึกได้จากเครื่องวัดที่เป็นขดลวด แต่ก็ยังคงมีปัญหาอย่างหนึ่งในการตรวจหาหินดังกล่าว เพราะบริเวณที่เป็นแนวของแกรไฟท์ที่มีดินปกคลุมมักมีสภาพการนำไฟฟ้าที่ดี หรือชั้นดินเหนียว ซึ่งก่อให้เกิดสัญญาณสนามแม่เหล็กไฟฟ้าทุติยภูมิผิดปกติเหมือนอย่างแหล่งแร่ทั่วไปเหมือนกัน

ในระบบ active ขดลวดทำให้เกิดกลุ่มความถี่ภายในช่วง 50 ถึง 5,000 Hz (เฮิร์ตซ์) และสัญญาณที่ปล่อยออกมาเป็นลักษณะความถี่ต่อเนื่อง(ที่เรียก frequency domain) หรือเป็นช่วงเวลา (ที่เรียก time domain) ในแง่ของ frequency domain โดยปกติมักจัดสิ่งของหรือสถานที่ที่ถูกเหนี่ยวนำหรือสนามทุติยภูมิให้อยู่ในเฟส(in-

phase)และนอกเฟส(out-of-phase)กับของสนามปฐมภูมิ(รูป 6.7) ในการสำรวจแบบเก่ามักนิยมตรวจวัดเป็น ppm ของสนามปฐมภูมิ หรืออัตราส่วนระหว่างส่วนของ in-phase และ out-phase ดังนั้นจึงใส่ขดลวดที่ปล่อยและรับคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าไว้ในเครื่องบินที่บินในระดับความสูง 125 ถึง 150 เมตร ในส่วนปลายของเครื่องบิน (ยื่นออกมาคล้ายกับเหล็กในของแข็ง) หรือบางครั้งก็แยกไว้จากกันในอีกลำหนึ่ง รูป 6.8 แสดงถึงแนวนำไฟฟ้า (conductive zones) ซึ่งได้จากผลการบินสำรวจด้วยเฮลิคอปเตอร์โดยวิธีแม่เหล็กไฟฟ้า

ในระบบ TURAIR ขดลวดที่ใช้ก็เหมือนกับระบบเก่าที่ใช้กันทั่วไป เพียงแต่ขดลวดที่ปล่อยกระแสเป็นลวดที่วางบนพื้นดินเป็นระยะทางหลายกิโลเมตร และขดลวดที่รับกระแสผูกติดในเฮลิคอปเตอร์ ซึ่งบินสูง 35 เมตร

ส่วนระบบที่ใช้มากที่เรียก INPUT (Induced Pulse Transient) วัดคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในแบบเป็นช่วงเวลา(time domain) โดยที่เราจัดให้เครื่องปล่อยและเครื่องวัดกระแสอยู่ใกล้กันมาก อันเป็นสภาพที่ได้รับการรบกวนจากคลื่นจากใต้ดินน้อยมาก สัญญาณปฐมภูมิจากเครื่องปล่อยกระแส(จากเครื่องบิน)จะถูกตัดออกเป็นช่วงๆ(pulses) เราตรวจวัดและบันทึกข้อมูลจากตัวรับสัญญาณจากแหล่งตัวนำไฟฟ้าในพื้นที่ที่มีช่วงการบันทึกเป็นแบบช่วงสั้นๆ (transient system)

ระบบที่ใช้กันอยู่ในปัจจุบันมี 2 แบบคือ AFMAG (Audio frequency magnetics) และ VLF (Very low frequency) ซึ่งสามารถทำได้ทั้งจากการบินสำรวจและจากภาคสนามวิธี AFMAG ขึ้นอยู่กับการเปลี่ยนแปลงกำลังสนามแม่เหล็กไฟฟ้ากลับไปตามระยะทางที่ได้จากเปลือกโลกโดยประจุไฟฟ้าจากบรรยากาศชั้นโทรโปสเฟีย โดยวัดจากขดลวดรับสัญญาณ 2 ชุดที่วางตัวตั้งฉากกัน ทำให้เราได้สนามที่เบี่ยงเบนไปจากระดับในแนวราบโดยหินหรือแร่ที่มีการนำไฟฟ้า (รูป 6.9 ก ถึง 6.9 ข) ส่วนวิธี VLF ใช้สนามหรือสัญญาณที่ได้จากการปล่อยกระแสจากกระยะไกล เช่น จากสถานีโทรคมนาคมใต้น้ำ หรือจากเครื่องกำเนิดชนิดเคลื่อนที่ได้ สนามแม่เหล็กไฟฟ้าที่เกิดขึ้นก็เป็นแบบเดียวกับวิธี AFMAG คือถูกเหนี่ยวนำจากระนาบที่ขนานกับผิวโลกถ้ามีตัวนำไฟฟ้าที่ติดอยู่ใต้ดินและในหลายกรณีตัวนำไฟฟ้าที่ดีใต้ดินดังกล่าวนี้ก็คือแหล่งแร่นั่นเอง

สำหรับการสำรวจทางอากาศด้วยวิธีนี้ เราสามารถใช้ตรวจจับแหล่งแร่ซัลไฟด์มวลเนื้อแน่น(massive sulfide) ในเขตอบอุ่นและแห้งแล้งได้ดีและที่ไม่ค่อยมีการออกซิไดซ์(oxidation) บนผิว (รูป 6.9 ก ถึง 6.9 ค) แต่มักใช้ไม่ค่อยได้ผลในกรณีทำแผนที่ธรณีวิทยา ส่วนในกรณีที่พื้นที่มีชั้นดินที่หนามาก(thick top soil)อย่างในประเทศบราซิล Palacky (1981) ได้ใช้การสำรวจและทำแผนที่หินมหายุคพรีแคมเบรียนใต้ดินด้วยวิธีนี้ อนึ่งในการสำรวจวิธีนี้เราจึงมักบินในความสูงเดียวกับการสำรวจวิธีอื่น และการตีความมักทำร่วมกับวิธีอื่น

เช่นกัน การสำรวจวิธีต่างๆที่นำมาใช้กับแหล่งแร่โดยสรุปและมีความชัดเจนอาจหาได้จากหนังสือ Becker(1979)

6.6 การสำรวจธรณีฟิสิกส์ภาคพื้นดิน(Ground Geophysical Survey)

การสำรวจธรณีฟิสิกส์(Geophysical Exploration) จัดเป็นวิทยาศาสตร์ประยุกต์แขนงหนึ่ง ซึ่งรวมความรู้มูลฐานของวิทยาการฟิสิกส์และธรณีวิทยาประกอบเข้าด้วยกัน เพื่อใช้ในการศึกษาและเสาะแสวงหาข้อมูลต่างๆ ที่อยู่ใต้ผิวโลก อาทิ สภาพโครงสร้างทางธรณีวิทยา(geological structure) แหล่งแร่(ore) สภาพธรณีวิทยาฐานราก(geological foundation) ตลอดจนสมบัติทางฟิสิกส์ของชั้นหิน เป็นต้น

ลักษณะการสำรวจธรณีฟิสิกส์ เป็นการวัดปริมาณและหาสมบัติทางกายภาพของมวลหินใต้ผิวดิน ณ บริเวณที่สำรวจ ปริมาณเหล่านี้อาจมีอยู่เดิมโดยธรรมชาติ เช่น สนามแม่เหล็กซึ่งก่อกำเนิดโดยสารแม่เหล็ก หรืออาจเป็นปริมาณที่วัดได้เมื่อมีสิ่งเร้า เช่น ความเร็วคลื่นยืดหยุ่น(elastic waves) ในชั้นหินเมื่อมีแรงกระตุ้นเป็นสิ่งเร้า ความเร็วนี้จะมากหรือน้อยขึ้นกับสมบัติทางกายภาพของหิน โดยทางทฤษฎีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์จะให้ผลสำเร็จก็ต่อเมื่อบริเวณนั้นประกอบด้วย ชั้นหินหรือสินแร่ที่มีสมบัติทางกายภาพอย่างใดอย่างหนึ่งแตกต่างกันอย่างชัดเจน ซึ่งสมบัติทางกายภาพที่นำมาประยุกต์ในการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ที่สำคัญมี 5 ชนิด คือ 1. ความยืดหยุ่น (elasticity) 2. ความหนาแน่น (density) 3. ความเป็นแม่เหล็ก (magnetization) 4. ลักษณะทางไฟฟ้า (electrical characteristic) 5. ระดับของการแผ่กัมมันตภาพรังสี (radioactivity levels) โดยที่คุณสมบัติดังที่ได้กล่าวนี้ เป็นรากฐานของวิธีการสำรวจธรณีฟิสิกส์ที่ใช้อยู่ในปัจจุบัน

วิธีการสำรวจธรณีฟิสิกส์มีด้วยกันหลายวิธี แต่ละวิธีมีความเหมาะสมแตกต่างกันไป ขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของการสำรวจ ตลอดจนสภาพธรณีวิทยาและสิ่งแวดล้อมในบริเวณที่จะสำรวจ การสำรวจธรณีฟิสิกส์แบ่งอย่างง่ายออกได้เป็น 5 ชนิดได้แก่ 1.วิธีสำรวจความเร็วคลื่นไหวสะเทือน 2. วิธีสำรวจทางความโน้มถ่วง 3. วิธีสำรวจทางแม่เหล็ก 4. วิธีสำรวจทางไฟฟ้า และแม่เหล็กไฟฟ้า และ 5. วิธีสำรวจทางกัมมันตภาพรังสี (Radioactive Method of Exploration)

วิธีสำรวจความเร็วคลื่นไหวสะเทือน (Seismic Method Exploration)

วิธีนี้เป็นการสำรวจโดยใช้คลื่นไหวสะเทือน(seismic wave) ซึ่งมีหลักการที่ว่าคลื่นเดินทางด้วยความเร็วต่างกันเมื่อผ่านตัวกลาง(หิน)ต่างชนิดกัน แหล่งกำเนิดคลื่นอาจได้จากการระเบิดหรือการใช้ฉนวนดีแผ่นโลหะที่จุดๆหนึ่งจนเกิดเป็นคลื่น เมื่อคลื่นเดินทางไปกระทบกับรอยต่อระหว่างชั้นหินแล้วสะท้อนหรือหักเหกลับมายังจุดต่างๆบนผิวดิน เราจึงวัดเวลาที่คลื่นใช้

เดินทางจากจุดกำเนิดจนกระทั่งกลับมาที่ผิวดิน และเราอาศัยเวลาเหล่านี้มาคำนวณหาความลึกของรอยต่อระหว่างชั้นหินต่างๆได้

วิธีสำรวจทางความโน้มถ่วง (*Gravity Method of Exploration*)

มวลทุกชนิดบนโลกมีแรงดึงดูดซึ่งกันและกัน และถูกดึงดูดสู่ใจกลางโลกด้วยแรง เรียกว่าแรงโน้มถ่วง(*gravitational force*) ความเร่งอันเกิดจากแรงนี้เรียกว่า ความเร่งโน้มถ่วง(*gravitational acceleration*) การสำรวจทำได้โดยการวัดและวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงขนาดความเร่งดังกล่าวบนผิวโลก ทั้งนี้อาศัยหลักการที่ว่า การเปลี่ยนแปลงค่าความหนาแน่นของชั้นหินจากบริเวณหนึ่งไปยังอีกบริเวณหนึ่งก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงขนาดความเร่งโน้มถ่วงบนผิวโลกด้วย ผลการเปลี่ยนแปลงนี้เองทำให้ทราบถึงลักษณะโครงสร้างภายในโลกได้

วิธีสำรวจทางแม่เหล็ก (*Magnetic Method of Exploration*)

วัตถุแต่ละชนิดที่อยู่ใต้ผิวโลกมีความสามารถเป็นแม่เหล็กไม่เหมือนกัน ดังนั้นเราจึงอาศัยการเปลี่ยนแปลงสนามแม่เหล็ก(*magnetic field*)บนผิวโลกเป็นสื่อเพื่อเสาะหาสิ่งที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงนั้น การสำรวจทางแม่เหล็กมีส่วนคล้ายกับการสำรวจทางความโน้มถ่วงมาก ในธรรมชาติแม่เหล็กมีสองขั้วเสมอ ดังนั้นข้อมูลการเปลี่ยนแปลงสนามแม่เหล็กจึงยุ่งยากซับซ้อน อันมีผลทำให้การแปลความหมายเป็นไปด้วยความลำบาก ในการสำรวจทางแม่เหล็กจุดที่วัดค่าสนามแม่เหล็กต้องอยู่ห่างจากสารแม่เหล็กบนผิวโลก จนแน่ใจว่าสนามแม่เหล็กจากสิ่งเหล่านั้นไม่ไปรบกวนค่าสนามแม่เหล็กที่อ่านได้ สารแม่เหล็กที่ควรระวัง เช่น สะพาน สายไฟฟ้าแรงสูง รางรถไฟ บ้าน รถยนต์หรือแม้กระทั่งรั้วลวดหนาม ระยะห่างจากสารแม่เหล็กเหล่านี้ควรมีค่ามากกว่า 30-40 เมตร นอกจากนั้นในตัวผู้ทำการวัดค่าก็ไม่ควรพกพาสารแม่เหล็กใดๆ ไม่ว่าจะเป็นมีดพก กระดิกน้ำเข็มขัด ฯลฯ อย่างไรก็ตามงานภาคสนามของการสำรวจด้านแม่เหล็กทำได้ง่าย รวดเร็ว และประหยัด ด้วยเหตุนี้การสำรวจด้วยวิธีนี้ยังเป็นที่นิยมมากไม่ว่าในการสำรวจแหล่งแร่หรือการสำรวจธรณีโครงสร้าง

วิธีสำรวจทางไฟฟ้าและแม่เหล็กไฟฟ้า (*Electrical and Electromagnetic Methods of Exploration*)

สมบัติทางไฟฟ้าของวัตถุที่ฝังอยู่ใต้ดินหรือที่มีอยู่ใต้ดินอยู่แล้วเช่นแหล่งแร่อาจได้รับการตรวจสอบ โดยวิธีการที่อาศัยทฤษฎีทางไฟฟ้า หรือทฤษฎีทางแม่เหล็กไฟฟ้า วิธีการสำรวจสามารถจำแนกย่อยออกได้ อีกเป็น 5 วิธีด้วยกันคือ

- ก. วิธีสำรวจด้านความต้านทานจำเพาะ (*Resistivity Method*)
- ข. วิธีสำรวจด้านศักย์ตามธรรมชาติ (*Self-Potential Method*)

ก. วิธีสำรวจด้านการเหนี่ยวนำโพลาไรเซชัน (Induced Polarization Method)

ง. วิธีสำรวจด้าน Telluric and Magneto Telluric และ

จ. วิธีสำรวจด้านแม่เหล็กไฟฟ้า (Electromagnetic Method)

วัตถุประสงค์ของการสำรวจส่วนใหญ่ใช้ในการสำรวจแร่หรือวัตถุที่มีความต้านทานไฟฟ้าต่ำ เช่น แร่ซัลไฟด์(sulphides) หลายชนิด ตลอดจนการสำรวจและศึกษาแหล่งน้ำบาดาล ก็ได้ผลในหลายพื้นที่

วิธีสำรวจทางการแผ่กัมมันตภาพรังสี (Radioactive Method of Exploration)

การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ที่อาศัยกัมมันตภาพรังสี เริ่มเข้ามามีบทบาทมากเมื่อความต้องการยูเรเนียมเพื่อใช้ในเครื่องปฏิกรณ์นิวเคลียร์มีมากขึ้น โดยปกติแร่กัมมันตรังสีมักมีปริมาณเล็กน้อย(trace) ไม่ว่าจะอยู่ในดิน ในหิน ในน้ำหรือแม้แต่ในน้ำมัน แร่เหล่านี้แผ่รังสีออกมาพร้อมกับรังสีคอสมิกที่มาจากนอกโลกและรวมกันเป็นรังสีสภาพแวดล้อม ปริมาณรังสีสภาพแวดล้อมนี้เปลี่ยนแปลงไปในแต่ละที่ การสำรวจกัมมันตรังสีอาจทำได้โดยวัดรังสีแกมมา ณ จุดต่าง ๆ โดยใช้เครื่องมือ เมื่อเริ่มสำรวจควรหากัมมันตรังสีของสภาพแวดล้อมเสียก่อน จากนั้นจึงใช้ค่าเฉลี่ยของค่าที่วัดได้เป็นระบบกัมมันตภาพรังสีสภาพแวดล้อม เนื่องจากค่าระดับกัมมันตภาพรังสีที่ต่ำ สนใจมักมีค่ามากกว่าค่ากัมมันตภาพรังสีสภาพแวดล้อมสองเท่า ดังนั้นถ้าเครื่องมืออ่านค่าบริเวณใดได้มากกว่าสองเท่า บริเวณนั้นก็จะมีการสำรวจในขั้นละเอียดเพิ่มขึ้น

นอกเหนือจากการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีต่างๆ ดังที่ได้กล่าวมาแล้ว การสำรวจยังได้ถูกคิดแปลงเพื่อใช้ในบ่อเจาะหรือหลุมสำรวจได้อีกเรียกว่า การหยั่งธรณี(Well-logging) และการสำรวจเหนือผิวดิน โดยติดตั้งเครื่องมือที่เกี่ยวข้องเข้ากับเครื่องบินหรือเฮลิคอปเตอร์ จึงเรียกวิธีนี้ว่าแอร์บอร์น(airborne)คือเกิดจากอากาศ ซึ่งสามารถครอบคลุมพื้นที่กว้างขวางในเวลาอันรวดเร็วและเหมาะสมแก่การสำรวจเบื้องต้นเนื่องจากมีราคาต่อหน่วยค่อนข้างต่ำมาก

การวางแผนโครงการก่อสร้างในบริเวณใดๆ หรือการตรวจจากแหล่งแร่ใต้ดิน ไม่ว่าจะเป็นโครงการขนาดใหญ่หรือเล็ก ย่อมต้องการความรู้ความเข้าใจเกี่ยวกับสภาพธรณีวิทยาของบริเวณนั้นเสมอ ทั้งนี้เพราะสภาพธรณีวิทยาเป็นองค์ประกอบสำคัญอันหนึ่งที่มีอิทธิพลต่อความแข็งแกร่งและความปลอดภัยของสิ่งก่อสร้าง หรือโอกาสที่จะมีแหล่งแร่ข้างใต้ได้ไม่ว่าใหญ่หรือเล็ก และมีรูปร่างหน้าตาเป็นอย่างไร ในอดีตความบกพร่องในการตีความโดยอาศัยข้อมูลด้านใดด้านหนึ่งเพียงอย่างเดียวได้ก่อให้เกิดความเสียหายอย่างร้ายแรงมาแล้วทั้งด้านทรัพย์สินและชีวิต ผลของการศึกษาข้อมูลอย่างใดอย่างหนึ่งไม่ว่าจะเป็นข้อมูลทางด้านธรณีวิทยาหรือข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์จึงไม่สมบูรณ์เท่ากับผลที่ได้จากการนำข้อมูลทั้ง 2 อย่างมาประกอบกัน แล้วทำการวิเคราะห์ร่วมกัน ด้วยเหตุดังกล่าวการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์จึงมีส่วนสำคัญต่อการแปลความหมายทาง

ธรณีวิทยามากและข้อมูลทางธรณีวิทยาก็มีส่วนสำคัญต่อการแปลความหมายทางธรณีฟิสิกส์ เช่นเดียวกัน การนำข้อมูลการสำรวจธรณีฟิสิกส์ไปสนับสนุนจึงทำให้การศึกษธรณีวิทยามีขอบเขตกว้างขวางขึ้น โดยเฉพาะอย่างยิ่งในระดับความลึกที่นักธรณีวิทยามองไม่เห็นหรือบ่อเจาะลงไปไม่ถึง

การสำรวจธรณีฟิสิกส์ให้ข้อมูลของสภาพธรณีวิทยาใต้ผิวดินในบริเวณกว้างโดยเสียค่าใช้จ่ายไม่มากนัก ซึ่งข้อมูลที่ได้ทำให้สามารถคัดบริเวณที่ไม่เหมาะสมสำหรับการก่อสร้างหรือตรวจแหล่งแร่ออกไปได้และยังสามารถกำหนดตำแหน่งที่สมควรเจาะหลุมสำรวจเพื่อศึกษารายละเอียดเพิ่มเติมได้อีก นอกจากนี้ยังสามารถเสาะหาและศึกษาแหล่งน้ำบาดาล แหล่งวัสดุก่อสร้าง รวมทั้งแหล่งแร่ได้เป็นอย่างดี อนึ่งวิธีสำรวจธรณีฟิสิกส์ที่นิยมใช้กันเพื่อวัตถุประสงค์ต่างๆ

วิธีสำรวจโดยใช้ความเร็วคลื่นสั่นสะเทือน อาจแบ่งออกได้เป็น 2 ชนิดคือ การสำรวจเนื่องจากการหักเหของคลื่น (seismic refraction exploration) และ การสำรวจเนื่องจากการสะท้อนของคลื่น (seismic reflection exploration)

ผลของการสำรวจสามารถนำไปใช้ศึกษาสภาพธรณีวิทยาใต้ผิวดินหรือใต้ทะเล เพื่อสนับสนุนงานก่อสร้าง ตรวจสอบสภาพของฐานรากตลอดจนถึงความลึก เสาะหาแหล่งวัสดุก่อสร้าง ประเมินความยากง่ายในการเปิดหน้าดิน(rippability excavation) ส่วนในการสำรวจระดับลึกมากมักใช้ในการเสาะแสวงหาแหล่งน้ำมันดิบหรือก๊าซธรรมชาติ เป็นต้น

วิธีสำรวจด้านไฟฟ้าและแม่เหล็กไฟฟ้าทำได้เนื่องจากการสำรวจด้านไฟฟ้าและแม่เหล็กไฟฟ้าสามารถแยกวิธีการสำรวจออกไปได้หลายวิธี แต่ละวิธีมีส่วนเกี่ยวข้องกับคุณสมบัติทางไฟฟ้าของหินและแร่ที่ต้องการสำรวจ ซึ่งควรเป็นตัวนำไฟฟ้าที่ดี ผลของการสำรวจทำให้เราได้ข้อมูลทางธรณีวิทยาและโครงสร้างทางธรณีวิทยา การสำรวจในด้านความต้านทานจำเพาะทำให้ทราบค่าความต้านทานจำเพาะปรากฏใต้ผิวดิน ตลอดจนความลึกและหนาของแต่ละชั้น นอกจากนี้ยังสามารถกำหนดจุดเจาะสำรวจ ประเมินบริเวณที่ควรเป็นแหล่งน้ำบาดาลได้ การสำรวจทางด้านศักย์ตามธรรมชาติมักใช้ในการสำรวจแร่ซัลไฟด์และแร่แกรไฟต์ ส่วนแร่ทองแดงมักใช้วิธีการสำรวจด้านการเหนี่ยวนำโพลาไรเซชัน

วิธีสำรวจด้านแม่เหล็กมักใช้ในการสำรวจ ศึกษาลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่มีส่วนเกี่ยวข้องกับหินที่มีสารแม่เหล็กปะปนอยู่มาก ดังกรณีของหินอัคนีบางชนิดหรือแร่ที่มีความเป็นแม่เหล็กสูง เช่น แมกนีไทต์ (magnetite) นอกเหนือจากนี้ยังสามารถสำรวจหาตำแหน่ง ขนาด และความลึกของสิ่งประดิษฐ์ที่มีสมบัติเป็นสารแม่เหล็ก (magnetic artifacts) ที่ฝังอยู่ใต้ดิน เช่น ท่อน้ำ สายไฟ เป็นต้น

วิธีสำรวจด้านความโน้มถ่วง โดยทั่วไปมักไม่ใช้การสำรวจโดยวิธีนี้เป็นหลักในการสำรวจ แต่ใช้เป็นวิธีการสำรวจเพื่อตรวจสอบความถูกต้องแน่นอน หรือหาข้อมูลสนับสนุนผลจากการ

สำรวจธรณีฟิสิกส์วิธีอื่นๆ การสำรวจวิธีนี้อาจนำไปใช้เพื่อเสาะหาแหล่งแร่บางชนิดที่สินแร่มีลักษณะเป็นตัวนำไฟฟ้าที่เลว และมีความเป็นแม่เหล็กน้อยหรือไม่แน่นอนเช่น แร่เหล็กแดง (haematite) ซึ่งมีสมบัติทางฟิสิกส์เหล่านี้ ทำให้ไม่เหมาะสมที่จะใช้วิธีสำรวจด้านไฟฟ้าและแม่เหล็กไฟฟ้า หรือวิธีสำรวจด้านแม่เหล็ก แต่อย่างไรก็ตามบางกรณีวิธีสำรวจด้านความโน้มถ่วงสามารถให้ผลลัพธ์ที่ดีได้เช่นกัน ถ้าหากทำการสำรวจในพื้นที่เหมาะสม

วิธีสำรวจด้านการแผ่กัมมันตภาพรังสี ใช้เพื่อสำรวจแร่กัมมันตรังสี นอกจากนี้ยังใช้สำรวจสภาพธรณีวิทยาได้อีกด้วย เพราะหินบางชนิด เช่น หินแกรนิต หรือหินดินดานมักมีธาตุกัมมันตรังสีปะปนอยู่เป็นปริมาณสูงกว่าปกติในขณะที่หินบะซอลท์หรือหินปูนมีธาตุกัมมันตรังสีปะปนอยู่น้อย

การตัดสินใจเลือกใช้วิธีใดเพื่อสำรวจจึงขึ้นอยู่กับความละเอียดแม่นยำของข้อมูลที่ต้องการตลอดจนสภาพธรณีวิทยาในบริเวณนั้น วิธีสำรวจโดยใช้คลื่นไหวสะเทือนให้ผลลัพธ์ที่ดีมีรายละเอียดและความแม่นยำสูงในบริเวณที่มีโครงสร้างทางธรณีวิทยาไม่สลับซับซ้อน เช่นแอ่งตะกอนยุคเทอร์เชียรี แต่ในพื้นที่สำหรับงานก่อสร้างขนาดเล็ก วิธีสำรวจด้านความต้านทานจำเพาะอาจนำมาใช้แทนวิธีสำรวจโดยใช้คลื่นไหวสะเทือน โดยมีข้อได้เปรียบที่ว่าทำได้ง่าย รวดเร็วกว่ามากและเสียค่าใช้จ่ายน้อย ในบางกรณีสิ่งที่ต้องการสำรวจเสาะหาความเป็นแม่เหล็กหรือความหนาแน่นสูงมาก(ต่ำมาก)เมื่อเทียบกับหินรอบข้าง การสำรวจด้านแม่เหล็กหรือด้านความโน้มถ่วงอาจเป็นวิธีที่เหมาะสม ทั้งนี้โดยคำนึงถึงค่าใช้จ่ายประกอบการสำรวจด้านแม่เหล็กจะเสียค่าใช้จ่ายต่ำเมื่อเทียบกับวิธีอื่น แต่ไม่สามารถให้รายละเอียดได้เท่าวิธีอื่นๆ ดังที่ได้กล่าวมาแล้ว

อย่างไรก็ตามการสำรวจธรณีฟิสิกส์เพียงอย่างเดียวอาจไม่ให้ข้อมูลที่แน่ชัดเพียงพอ โดยเฉพาะอย่างยิ่งในระดับความลึกเกินกว่าสองร้อยถึงสามร้อยเมตร ดังนั้นการนำข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์ไปเปรียบเทียบกับหรือเทียบเคียง(correlate) ประกอบกับข้อมูลทางธรณีวิทยาหรือข้อมูลอื่นๆ จึงทำให้ผลการสำรวจมีประสิทธิภาพและความถูกต้องแม่นยำขึ้นเพื่อประโยชน์ต่อการตัดสินใจในโครงสร้างนั้นๆ หรือการกำหนดจุดเจาะหลุมเพื่อสำรวจขั้นต่อไป

6.6.1 วิธีสำรวจโดยใช้ความเร็วคลื่นไหวสะเทือน(Seismic Survey)

จากหลักการที่ว่าคลื่นไหวสะเทือน(seismic wave) คือคลื่นยืดหยุ่น(elastic wave)ซึ่งเคลื่อนที่ด้วยความเร็วคลื่นที่ไม่เท่ากันในหินต่างชนิดกัน ส่วนวิธีการก็โดยทำให้เกิดคลื่นยืดหยุ่น ณ จุดใดจุดหนึ่ง แล้ววัดเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทางแบบสะท้อนหรือหักเหขึ้นมายังจุดต่างๆ บนผิวดินหลังจากที่ไปกระทบกับรอยต่อระหว่างชั้นหิน โดยอาศัยเวลาเหล่านี้มาคำนวณหาความลึกของรอยต่อของชั้นหินที่มีความเร็วต่างกันได้

การสำรวจโดยใช้คลื่นไหวสะเทือนได้ถูกนำมาใช้มากในการสำรวจทรัพยากรเชื้อเพลิง เช่นน้ำมันและถ่านหินเพื่อหาโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่น่าจะเป็นแหล่งกักเก็บ หรือในการสำรวจ

ระดับดินเพื่อหาความลึกและความหนาของชั้นดินปกคลุม (overburden) กับชั้นหินดาน (bed rock) ผลทางการสำรวจยังบอกสมบัติของหินเหล่านี้ด้วย ความเร็วของคลื่นที่หาได้จากบริเวณสำรวจจึงมีส่วนสัมพันธ์กับค่าคงที่ของการยืดหยุ่น (elastic constants) ตลอดจนความพรุน (porosity) ของหิน ซึ่งเป็นตัวกำหนดค่าความแข็งแรง (strength) ของหิน ส่วนการสำรวจแหล่งแร่กลับพบว่าวิธีนี้มักไม่ได้รับความสำเร็จมากนัก

6.6.1.1 ทฤษฎีเบื้องต้น

ก. ชนิดของคลื่นไหวสะเทือน

เมื่อให้ความเค้น (stress) ในวัตถุที่จุดๆ หนึ่งจะทำให้คลื่นเดินทางออกจากจุดจุดนั้น (จุดกำเนิด) ไปในทุกทิศทางแบบครึ่งวงกลม (hemisphere) คลื่นที่เกิดขึ้นนี้สามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ลักษณะ คือ คลื่นภายในวัตถุ (body wave) และคลื่นพื้นผิว (surface wave) คลื่นภายในวัตถุจะเป็นคลื่นที่เดินทางจำกัดอยู่ในบริเวณพื้นผิวเท่านั้น

1. คลื่นภายในวัตถุ (body wave) แบ่งออกได้เป็น 2 ชนิด

ก. คลื่นตามยาว (longitudinal wave) หรืออาจเรียกว่าคลื่นอัด (compression wave) หรืออาจเรียกสั้นๆ ว่าคลื่นพี (P-wave) P มาจาก Primary (หรือปฐมภูมิ) ดังนั้นบางท่านจึงเรียกคลื่นชนิดนี้ว่า “คลื่นปฐมภูมิ” คลื่นชนิดนี้จะมีการเคลื่อนที่ของอนุภาคในวัตถุตัวกลางเป็นไปในทิศทางที่ขนานกับทิศทางการเดินทางของคลื่น

ข. คลื่นตามขวาง (transverse wave) หรือ shear wave หรือเรียกสั้นๆ ว่าคลื่นเอส (S-wave) การเคลื่อนที่ของอนุภาคในวัตถุตัวกลางจะเป็นไปในทิศทางตั้งฉากกับทิศทางการเดินทางของคลื่น

2. คลื่นพื้นผิว (surface wave) แบ่งออกได้เป็น 2 ชนิด

ก. คลื่นเลิฟ (love-wave) คลื่นชนิดนี้เกิดในบริเวณจำกัดตรงรอยต่อระหว่างอากาศกับตัวกลาง มีลักษณะคล้ายคลื่นเอส

ข. คลื่นสะท้อน (reflected wave) คลื่นนี้เดินทางจากจุดกำเนิดคลื่นเหมือนกับคลื่นหักเห แต่จะสะท้อนกลับไปยังจุดรับคลื่น เมื่อคลื่นเดินทางไปถึงบริเวณที่มีการเปลี่ยนแปลงความเร็ว (interface) คือ OFQ , OR_1P_1 , OR_2P_2 , OR_3P_3 , ..., OR_xP_x เมื่อนำมาเขียนกราฟระหว่างระยะทางและเวลาเราจึงได้กราฟรูปไฮเพอร์โบลา (hyperbola) คือ $kcgd$ และคลื่นแบบนี้มักเดินทางไปถึงจุดรับคลื่นหลังสุดทุกๆ จุดรับ (ตามรูปที่ 6.10 และ 6.11)

ข. การเดินทางของคลื่นในชั้นหิน

จะกล่าวถึงเฉพาะคลื่นพีเท่านั้นและแทนทิศทางการเดินทางของคลื่นด้วยรังสี (rays) ในรูปแบบวัตถุไอโซโทรปิก (Isotropic material)

หิน 2 ชั้นวางทับกันโดยหินชั้นบนมีความหนา Z_1 และมีความเร็วคลื่นเป็น V_1 ส่วนหินชั้นล่างมีความเร็วคลื่นเป็น V_2 และมีความหนาเป็นอนันต์ (∞) โดยให้ความเร็วคลื่น V_2 มากกว่า V_1 รังสีจากจุดกำเนิดคลื่น S จะพุ่งแผ่ขยายไปทั้งทางตรง, การสะท้อนและหักเห จากกฎของการสะท้อนและหักเหจะเหมือนกับในกรณีเดียวกับของแสงโดยใช้กฎของสเนล (Snell's law)

$$\begin{aligned} \text{มุมที่ตกกระทบ} &= \text{มุมที่สะท้อน} \\ I_0 &= \text{มุมตกกระทบ} & I_1 &= \text{มุมหักเห} \\ I'_0 &= \text{มุมสะท้อน} & I_{12} &= \text{มุมวิกฤต} \\ I_0 &= I'_0 \\ \sin I_0 / \sin I_1 &= V_1/V_2 \end{aligned} \quad (6.1)$$

ถ้ามุมที่ตกกระทบ (I_0) แล้วทำให้มุมหักเหมีค่า $= 90^\circ$ จะเรียกมุมตกกระทบนั้นว่ามุมวิกฤต I_{12} (critical angle) และคลื่นจะเดินทางในบริเวณรอยต่อของชั้นหินที่มีความเร็วเปลี่ยนแปลง และต่อมาก็จะสะท้อนกลับสู่ผิวผิวดิน การสะท้อนจะสะท้อนกลับขึ้นมาด้วยมุมที่มีค่าเท่ากับมุมวิกฤต จากผลของมุมวิกฤตนี้จะทำให้

$$\begin{aligned} I_0 &= I_{12} \\ \sin I_0 &= V_1/V_2 \end{aligned} \quad (6.2)$$

หรือ

$$\sin I_{12} = V_1/V_2 \quad (6.3)$$

และให้สังเกตว่าคลื่นจากการหักเหแบบนี้จะปรากฏที่ผิวผิวดินก็ต่อเมื่อระยะทางจากจุดกำเนิดคลื่นถึงจุดรับคลื่นมีค่ามากกว่าหรือเท่ากับ $2z_1 \tan I_{12}$ (รูป 6.12)

6.6.1.2 อุปกรณ์สำรวจ

จากหลักการของสำรวจโดยใช้ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนประกอบด้วยการก่อกำเนิดคลื่น ณ จุดใดจุดหนึ่งแล้ววัดเวลาที่คลื่นใช้เดินทางมายังจุดต่างๆ บนผิวผิวดิน ดังนั้นอุปกรณ์สำรวจจึงแบ่งได้เป็นสามส่วนคือ แหล่งกำเนิดคลื่น, ตัวรับคลื่นและชุดเครื่องมือบันทึกสัญญาณ (รูป 6.13)

ก. แหล่งกำเนิดคลื่น

การก่อกำเนิดคลื่นพีหรือคลื่นปฐมภูมิ(P-wave) ซึ่งเป็นคลื่นที่ใช้โดยทั่วไปในการสำรวจอาจกระทำได้โดยใช้วัตถุระเบิด, การปล่อยตุ้มน้ำหนักกระทบผิวผิวดิน หรือการตีด้วยฆ้อน

วัตถุระเบิดเป็นแหล่งกำเนิดคลื่นที่ใช้กันแพร่หลายปริมาณของวัตถุระเบิด ตลอดจนวิธีการฝังวัตถุระเบิดจะเป็นตัวกำหนดขนาดและความคมชัดของคลื่น โดยปกติวัตถุระเบิด

(dynamite) เพียงไม่กี่ร้อยกรัมฝังในหลุมและอัดตอกให้แน่น ก็สามารถใช้สำรวจได้เนาวยาว 100-200 เมตร, แก๊ป (detonator) ที่ใช้กับวัตถุระเบิดควรเป็นชนิดที่ทำขึ้นใช้สำหรับงานสำรวจแบบนี้โดยเฉพาะ เพราะแก๊ปชนิดอื่นจะไม่มีควมไวเพียงพอและเวลาที่ทำอันได้อาจจะคลาดเคลื่อนได้ แต่อย่างไรก็ดีแม้วัตถุระเบิดจะเป็นแหล่งกำเนิดคลื่นพีที่ดีแต่ก็มีข้อจำกัดที่ความปลอดภัย และความสะดวกรวดเร็วในการใช้

การปล่อยตุ้มน้ำหนักตกกระทบผิวดินเป็นการให้กำเนิดคลื่นพีอีกวิธีหนึ่ง แต่จะได้ผลดีเท่าใดนั้นขึ้นอยู่กับมวลของตุ้มน้ำหนัก และการเปลี่ยนแปลงความเร็วของตุ้มน้ำหนักขณะที่กระทบผิวดิน(หรือความสูง) แต่มวลของตุ้มน้ำหนักจะมีอิทธิพลต่อการก่อกำเนิดคลื่นมากกว่าระยะของความสูง อย่างไรก็ตามหากตุ้มน้ำหนักที่มีมวลมากเกินไปจะทำให้คลื่นที่เกิดขึ้นขาดความคมชัดเพราะตุ้มน้ำหนักจะฝังตัวเข้าไปในพื้นดินก่อนหยุดนิ่ง ดังนั้นในการปฏิบัติควรปล่อยตุ้มน้ำหนักตกกระทบบนพื้นแข็งและไม่ให้กระดอนขึ้น

การตีด้วยฆ้อนขนาดใหญ่ (หนัก 3-5 กิโลกรัม) เพื่อเป็นแหล่งกำเนิดคลื่นมีผู้นิยมใช้กันมากที่สุดอย่างหนึ่งในการสำรวจระดับตื้น เพราะความสะดวกเป็นสำคัญ ผลลัพธ์ที่ได้จากการตีด้วยฆ้อนจะคล้ายกับกรณีการปล่อยตุ้มน้ำหนักให้ตกโดยอิสระ การตีด้วยฆ้อนมักขึ้นอยู่กับ การเหวี่ยงฆ้อนเป็นสำคัญ การเหวี่ยงฆ้อนควรให้กระทบพื้นแข็งหรือแผ่นโลหะซึ่งมีขนาดพอเหมาะที่จะไม่ฝังตัวเข้าไปในดินโดยง่าย ในเชิงเปรียบเทียบการตีด้วยฆ้อนจะให้ผลดีกว่าการปล่อยตุ้มน้ำหนักโดยอิสระ เมื่อมีมวลขนาดเท่ากัน

ข. ตัวรับคลื่นหรือไฮโมมิเตอร์(seismometer) ไฮโมมิเตอร์ที่ใช้ในการสำรวจโดยอาศัยความเร็วคลื่นไหวสะเทือนบนพื้นดินเรียกว่าจีโอโฟน(geophone) ถ้าเป็นการสำรวจในน้ำเรียกว่าไฮโดรโฟน(hydrophone) การสั่นสะเทือนของผิวดินทำให้แม่เหล็กเคลื่อนขึ้นลงตัดกับขดลวดที่อยู่ภายในตัวจีโอโฟน ดังนั้นแรงคลื่นไฟฟ้าจึงถูกเหนี่ยวนำขึ้นในขดลวดและส่งต่อออกจากจีโอโฟนไปตามสายไปสู่เครื่องบันทึกสัญญาณ โดยปกติจีโอโฟนที่ใช้ในการสำรวจโดยใช้ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหจะมีความถี่ประมาณ 1-10 เฮิรตซ์ แต่การสำรวจแบบสะท้อนจีโอโฟนหรือตัวรับสัญญาณ (รูป 6.13 ค) ที่ใช้จะมีความสามารถรับความถี่ได้มากกว่านี้

ค. ชุดเครื่องบันทึกสัญญาณ (Recording System)

เมื่อคลื่นถูกก่อกำเนิดขึ้นคลื่นจะวิ่งมายังตัวรับคลื่น ตัวรับคลื่นจะเปลี่ยนสัญญาณคลื่นดังกล่าวเป็นสัญญาณไฟฟ้าและป้อนเข้าสู่เครื่องขยายสัญญาณ(amplifier) นอกจากเครื่องขยายสัญญาณจะมีเครื่องกรองสัญญาณ(filter) ทั้งนี้เพื่อตัดสัญญาณรบกวน(noise) ที่มีความถี่สูงหรือต่ำกว่าความถี่สัญญาณจากแหล่งกำเนิดคลื่น นอกจากนั้นในชุดเครื่องบันทึกสัญญาณอาจมีหน่วยความจำ(memory)ประกอบอยู่ด้วยเพื่อใช้ในการเสริมสัญญาณ(signal

enhancement) ซึ่งจะมีประโยชน์มาก โดยเฉพาะอย่างยิ่งในกรณีที่แหล่งกำเนิดคลื่นมีกำลังน้อย เช่น การตีด้วยฆ้อน

การบันทึกสัญญาณที่ผ่านขบวนการขยายสัญญาณ การกรองสัญญาณ และการเสริมสัญญาณแล้วมักมีจุดมุ่งหมายสำคัญเพื่อนำมาอ่านเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจากแหล่งกำเนิดมายังตัวรับคลื่น การบันทึกสัญญาณนี้อาจทำได้หลายวิธี เช่นบันทึกสัญญาณลงบนกระดาษกราฟ ซึ่งเรียกว่า “seismogram” หรืออาจบันทึกสัญญาณลงในเทปแม่เหล็ก(magnetic tape) ทั้งนี้เพื่อความสะดวกในการปรับปรุงข้อมูลภายหลังได้(ดูรูป 6.14)

6.6.1.3 การสำรวจภาคสนาม

การสำรวจโดยใช้ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหในบริเวณใดบริเวณหนึ่งควรคำนึงถึงจุดประสงค์ของการสำรวจ ลักษณะภูมิประเทศ ตำแหน่งและอุปกรณ์ที่จะใช้เป็นแหล่งกำเนิดคลื่น ระยะทางระหว่างตัวรับคลื่น แนวความยาวของตัวรับคลื่นทั้งหมด โดยทั่วไปความยาวทั้งหมดเมื่อฝังตัวรับคลื่นมักมากกว่าสามเท่าของความลึกสูงสุดที่ต้องการศึกษา ดังนั้นระยะห่างระหว่างตัวรับคลื่นแต่ละตัวจึงไม่จำเป็นต้องคงที่ ที่บริเวณใกล้เคียงแหล่งกำเนิดคลื่นระยะห่างระหว่างตัวรับคลื่นอาจสั้น ทั้งนี้เพื่อหาความเร็วคลื่นในชั้นดินปกคลุมและชั้นหินผุที่อยู่ตื้นๆได้ ในแนวที่ต้องการศึกษาลักษณะโครงสร้างใต้ดินเรามักฝังตัวรับคลื่นทั้งหมดเป็นแนวโดยฝังในหลุมเล็กๆ ลึกประมาณ 10-20 ซม แล้วกดให้แน่นเพื่อลดอิทธิพลของสัญญาณรบกวนต่างๆ เช่น ลม ฯลฯ นอกจากนี้ยังตัดปัญหาการสูญเสียพลังงานของคลื่นเนื่องจากชั้นของหญ้าหรือใบไม้แห้งที่ปกคลุมอยู่ด้วย ในการฝังตัวรับคลื่นต้องระมัดระวังให้ตัวรับคลื่นฝังตัวในแนวตั้งเสมอและไม่ใช้ฆ้อนหรือวัตถุอื่นตอกหรือกระแทกตัวรับคลื่นลงไปในดินเพราะทำให้ตัวรับคลื่นเสียได้ง่ายในการสำรวจที่ผ่านภูมิประเทศที่ขรุขระจำเป็นต้องสำรวจระดับความสูงของแต่ละตำแหน่งที่วางตัวรับคลื่นด้วย เพื่อให้รูปตัดขวางที่ได้จากการสำรวจตรงตามความเป็นจริง

จุดที่เป็นแหล่งกำเนิดคลื่นที่ปลายทั้ง 2 ข้างของแนวลวดตัวรับคลื่น(ดูรูป 6.14)มักอยู่ด้านข้างของแนวและตั้งฉากห่างจากแนวลวดตัวรับคลื่นประมาณ 1-5 เมตร เรียกว่า ระยะเคลื่อนหรือออฟเซต(offset distance) ทั้งนี้เพื่อให้สามารถหาเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจากแหล่งกำเนิด(ปลายด้านหนึ่ง)ไปยังตัวรับคลื่นที่ปลายแนวอีกด้านหนึ่งได้ จุดกำเนิดคลื่นอีกตำแหน่ง ได้แก่ที่ระยะกึ่งกลางของแนวลวดตัวรับคลื่น ซึ่งมักเรียกว่าแหล่งกำเนิดคลื่นกลาง นอกจากจุดกำเนิดคลื่นที่ปลายทั้งสองข้างและที่ระยะกึ่งกลางของแนวลวดตัวรับคลื่นแล้วควรเพิ่มแหล่งกำเนิดคลื่นโดยให้มีจุดกำเนิดคลื่นที่อยู่เลยจากแนวลวดตัวรับคลื่นออกไปอีกเรียกจุดกำเนิดคลื่นไกล(far shot) ซึ่งมีประโยชน์มากในกรณีที่ชั้นหินแข็งอยู่ในระดับลึกมาก แหล่งกำเนิดคลื่นไกลนี้อาจเพิ่มที่ด้านใดด้านหนึ่งของแนวลวดตัวรับคลื่นก็ได้, ความต้องการแหล่งกำเนิดคลื่นเพิ่มขึ้นมาน้อยเพียงใดอาจทราบได้ในระหว่างที่ทำการสำรวจ

สำหรับกรณีแหล่งกำเนิดคลื่นถ้าเป็นระเบิดควมฝังไว้ในหลุมลึกประมาณ 0.5-1.0 เมตร แล้วอัดให้แน่นในการสำรวจทางวิศวกรรมที่มีระดับความลึกน้อยกว่า 100 เมตร ระเบิดที่ใช้หนัก 3-4 ปอนด์ ก็เพียงพอสำหรับเป็นแหล่งกำเนิดคลื่นได้ ความลึกของหลุมระเบิดและจำนวน น้ำหนักของระเบิดที่ใช้มักจะเป็นสิ่งสำคัญต่อการกำหนดคุณภาพของคลื่นที่รับได้(รูป 6.15)

หลังจากได้สำรวจภูมิประเทศ, ระยะห่างและการวางแผนตัวรับคลื่น ตำแหน่งของ แหล่งกำเนิดคลื่น ขนาดของระเบิดที่จะใช้แล้ว จึงนำสายชุดตัวรับคลื่นต่อเข้ากับเครื่องบันทึก สัญญาณและจัดปรับเครื่องรับสัญญาณให้พอเหมาะก่อนการระเบิด ในขณะที่ทำการบันทึกคลื่น ควรจะกระทำด้วยความระมัดระวัง คือให้มีสัญญาณรบกวนจากสิ่งต่างๆ น้อยที่สุด เช่น รอยยนต์วิ่ง การเดินของคนหรือสัตว์ เครื่องจักรที่กำลังทำงาน ลม เป็นต้น

ตาราง 6.1 ความเร็วคลื่นยืดหยุ่นหรือคลื่นแผ่นดินไหวในหินและแร่ (Jakosky, 1957; Paranis, 1971; Sharma, 1976)

ชนิดของหิน/แร่	ความเร็วคลื่นพี (V_0) (ม / วินาที)
วัสดุขุดฝังสลายตัวใกล้ผิวดิน	305 - 610
กรวดทราย, ทราย (แห้ง)	469 - 915
ทราย (อิ่มตัวด้วยน้ำ)	610 - 1830
ดินเหนียว	915 - 2750
น้ำ	1430 - 1680
หินอัคนี	
หินแกรนิต	4580 - 5820
หินบะซอลต์	5500 - 6300
หินตะกอน	
หินดินดาน	2750 - 4270
หินทราย	1830 - 3970
หินปูน	2140 - 6100
หินแปร	
แร่	3050 - 7020
ทองแดง	4820 - 5960
ชิปซัม	2000 - 3500

6.6.1.4 การแปลความหมายโดยใช้คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห

ก. กรณีรอยต่อของชั้นหิน 2 ชั้น เรียงและขนานกัน (รูป 6.17)

ในกรณีที่จุดรับคลื่นหรือตัวรับสัญญาณ(จีโอโฟน) อยู่ใกล้กับแหล่งกำเนิดคลื่น (S)₁ (ดูรูป 6.16 และ 6.17) คลื่นตัวแรก (first arrival wave) ที่วิ่งมาถึงจะเป็นคลื่นที่วิ่งโดยตรงจากจุด S ซึ่งไม่ได้เป็นคลื่นหักเหหรือคลื่นสะท้อน ส่วนที่ระยะห่างจาก S คลื่นจากการหักเหจะเดินทางไปถึงจีโอโฟนก่อนคลื่นตรง ทั้งนี้เพราะความเร็วของคลื่นในหินชั้นล่างมากกว่าหินชั้นบน สำหรับคลื่นสะท้อนจะเดินทางไปถึงจีโอโฟนช้ากว่าคลื่นทั้งสองนี้

จากการสำรวจภาคสนามข้อมูลที่ได้ประกอบด้วยระยะทางจากจุดกำเนิดคลื่นถึงตำแหน่งจีโอโฟน เมื่อนำมาเขียนกราฟระหว่างเวลากับระยะทางซึ่งปกติเรียกว่ากราฟเวลา-ระยะทาง (time-distance graph)

จากรูป 6.17 ให้

S	เป็นแหล่งกำเนิดคลื่น
G ₁ , G ₂	เป็นตำแหน่งจีโอโฟนบนผิวดิน
ฯลฯ	
Z ₁	เป็นความหนาของหินชั้นที่ 1 (บน)
V ₁	เป็นความเร็วของคลื่นในหินชั้นที่ 1
V ₂	เป็นความเร็วของคลื่นในหินชั้นที่ 2
X	ระยะจากจุด S ถึงจุดรับคลื่น
t	เป็นเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจาก S
	มาถึงจุดรับคลื่น (D)
X ₂	เป็นระยะวิกฤต
I ₁₂	เป็นมุมวิกฤตที่เกิดขึ้น
t ₁₂	intercept time

โดยให้ $V_2 > V_1$ และความหนาของหินชั้นที่ 2 มีค่าเป็นอนันต์ (infinity)

ที่ตำแหน่ง S ถึงระยะวิกฤต X₂₁ เส้นกราฟที่ได้มีความชันเป็น $1/V_1$ และเป็นคลื่นที่วิ่งตรงมาจากจุด S ส่วนตำแหน่งที่ห่างออกไปจากระยะ X₂ เส้นกราฟมีความชันเป็น $1/V_2$ และคลื่นที่มาถึงหลังจุด X₂ นี้เป็นคลื่นหักเห

จากสูตรโดยทั่วไป ระยะทาง = ความเร็ว X เวลา

$$\cos I_2 = (1 - \sin^2 I_2)^{1/2} ; \cos I_{12} = \{1 - (V_1/V_2)^2\}^{1/2} ; \tan I_{12} = V_1/(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}$$

จากรูป 6.17 เวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทาง S-D

$$t = T_{sB} + T_{bC} + T_{cD}$$

$$t = Z_1/V_1 \cdot \cos I_{12} + \{X - 2Z_1 \cdot \tan i_{12}\}/V_2 + (Z_1/V_1 \cdot \cos I_{12})$$

..... (6.4)

แทนค่าสมการที่ 3 ในสมการที่ 4 ในที่สุดจะได้

$$t = (X/V_2) + (2Z_1 \cdot \cos i_{12}/V_1) \dots\dots\dots (6.5)$$

หรือ

$$t = (X/V_2) + \{2Z_1 \cdot (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}\}/(V_1 \cdot V_2) \dots\dots\dots (6.6)$$

เมื่อต่อกราฟเส้นที่มีความชัน X/V_2 ออกมาหาแกนของเวลาจะได้ค่าตรงจุดตัด (intercept time) หรือ (t_{12}) ซึ่งเป็นเวลาเมื่อ X มีค่าเป็นศูนย์ : จะได้สมการ

$$t_{12} = (2Z_1 \cdot \cos I_{12}/V_1) \dots\dots\dots (6.7)$$

หรือ

$$t_{12} = 2Z_1 \cdot (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}/(V_1 \cdot V_2) \dots\dots\dots (6.8)$$

สำหรับระยะวิกฤต (X_c) จากสมการ (6) จะได้

$$(X_c/V_1) = (X_c/V_2) + \{2Z_1 \cdot (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}/(V_1 \cdot V_2)\} \dots\dots\dots (6.9)$$

หรือ

$$(X_c = 2Z_1 \cdot \{(V_2 - V_1)/(V_2 \cdot V_1)\}^{1/2} \dots\dots\dots (6.10)$$

ข. กรณีรอยต่อของชั้นหิน 3 ชั้นเรียบและขนานกัน(รูป 6.18 และ 6.19)

ในกรณีของหินสามชั้น โดยมี Z_2 เป็นความหนาของหินชั้นที่ 2 และหินชั้นที่ 3 มีความหนาเป็นอนันต์, ความเร็วคลื่นในแต่ละชั้นเป็น V_1 , V_2 และ V_3 โดยให้ $V_3 > V_2 > V_1$ การพิจารณาและคำนวณหาความหนาของ Z_3 ก็คล้ายกับกรณีของหินสองชั้นดังที่กล่าวมาแล้ว

จากรูป 6.18

I_{12}	เป็นมุมวิกฤตระหว่างชั้นหินที่มีความเร็ว V_1 กับ V_2
I_{23}	เป็นมุมวิกฤตระหว่างชั้นหินที่มีความเร็ว V_2 กับ V_3
I_{13}	เป็นมุมวิกฤตระหว่างชั้นหินที่มีความเร็ว V_1 กับ V_2

แต่รับคลื่นที่ตกกระทบนี้จะไปก่อให้เกิดมุมวิกฤตที่รอยต่อระหว่างชั้นหินที่มีความเร็ว V_2 และ V_3 และจากกฎของสเนล ทำให้ได้

$$\sin I_{13} = V_1 \cdot \sin I_{23}/V_2 = V_1/V_3 \dots\dots\dots (6.10)$$

$$\sin I_{12} = V_1/V_2 \dots\dots\dots (6.11)$$

$$\sin I_{23} = V_2/V_3 \dots\dots\dots (6.12)$$

เวลาที่คลื่นใช้เดินทางและหักเหขึ้นสู่ผิวดินที่ระยะ X ใดๆ ก็คือ

$$t = (X/V_3) + \{2Z_1.(V_3^2 - V_1^2)^{1/2}/(V_1.V_3)\} + \{2Z_2.(V_3^2 - V_2^2)^{1/2}/(V_2.V_3)\} \dots\dots (6.13)$$

จากกราฟเวลา-ระยะทาง ; เมื่อตัดเส้นของกราฟที่มีความชันเป็น $1/V_3$ ไปตัดแกนของเวลา

จะได้ t_{12} (intercept time)

ซึ่งมีค่าระยะทาง (x) = 0 ดังนั้น

$$t_{12} = \{2Z_1.(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}/(V_1.V_3)\} + \{2Z_2.(V_3^2 - V_2^2)^{1/2}/(V_2.V_3)\} \dots\dots\dots (6.14)$$

ค. กรณีรอยต่อของชั้นหิน 3 ชั้นเรียบและขนานกัน

$V_2 > V_1$ และมีมุมเอียงเป็นมุม α (แอลฟา) และมุมเอียงที่เกิดขึ้นอาจหาได้จากกราฟระยะทาง-เวลา

ถ้าเราให้ Z_{1S1} เป็นความหนาของหินชั้นบนที่จุดกำเนิดคลื่น S_1

และ Z_{1S2} เป็นความหนาของหินชั้นบนที่จุดกำเนิดคลื่น S_2

ที่จุด S ทางเดินของรังสีของคลื่นจะมีมุมตกกระทบ I_{12} และเดินทางไปตามรอยต่อของชั้นหินลาดลง (down dip), เวลาที่ใช้เดินทางถึงระยะ X (t_{slx}) จะได้

$$t_{slx} = (Z_{1S1}/V_1.\cos I_{12}) + \{(X.\cos) - (Z_{1S1}.\tan I_{12}) - (Z_{1S1}+X.\sin).\tan I_{12}\}/V_2 + (Z_{1S1}+ X.\sin)/V_1.\cos I_{12}) \dots\dots\dots (6.15)$$

$$t_{slx} = (2Z_{1S1}.\cos I_{12})/V_1 + X.\sin (I_{12} + \alpha) / V_1 \dots\dots\dots (6.16)$$

และที่ intercept time (t_{12S1}) จะได้

$$t_{12S1} = (2Z_{1S1}.\cos I_{12})/V_1 \dots\dots\dots (6.17)$$

ที่จุด S_2 จะเป็นไปในทำนองเดียวกับที่จุด S_1

$$t_{S2X} = (2Z_{1S2}.\cos I_{12})/V_1 + X.\sin (I_{12} +) / V_1 \dots\dots\dots (6.18)$$

และที่ intercept time (t_{12S2}) จะได้

$$t_{12S2} = (2Z_{1S2}.\cos I_{12})/V_1 \dots\dots\dots (6.19)$$

ความเร็วของคลื่นที่วิ่งในชั้นที่สองซึ่งมีค่าเป็น V_2 นั้น สามารถแบ่งออกได้เป็นความเร็วของคลื่น เมื่อวิ่งลงตามความลาดของรอยต่อของชั้นหิน V_{2d} และความเร็วของคลื่นที่วิ่งขึ้นตามความลาดของรอยต่อของชั้นหิน (V_{2u}) ดังนั้น เมื่อจุดกำเนิดคลื่นอยู่ที่ S_1 ความชัน S_{S1S2} หรือ $1/V_{2d}$ จะได้

$$\begin{aligned} S_{s1s2} &= 1/V_{2d} = \sin(I_{12} + \alpha)/V_1 \\ \sin(I_{12} + \alpha) &= V_1/V_{2d} \\ &\dots\dots\dots (6.20) \end{aligned}$$

ในทำนองเดียวกันเมื่อจุดกำเนิดคลื่นอยู่ที่ S_2

$$\begin{aligned} S_{s2s1} &= 1/V_{2u} = \sin(I_{12} - \alpha)/V_1 \\ \sin(I_{12} - \alpha) &= V_1/V_{2u} \\ &\dots\dots\dots (6.21) \end{aligned}$$

จากสมการที่ 20 และ 21 สามารถหาค่า I_{12} และได้จากนั้นนำไปแทนค่าในสมการที่ 17 และ 19 จะได้ค่า Z_{1x1} และ Z_{1x2} ตามลำดับ

ในกรณีที่มีชั้นหินเรียบแต่ไม่ขนานกันมากกว่า 2 ชั้น สมการที่ใช้คำนวณหาความหนาและความเอียงแต่ละชั้นก็อาจหาได้โดยใช้หลักการเดียวกัน แต่ค่อนข้างยุ่งยากมาก (ดู Mooney, 1980) ได้กล่าวถึงกรณีเช่นนี้อย่างครบถ้วนพร้อมคอมพิวเตอร์โปรแกรม

ง. ในกรณีรอยต่อระหว่างชั้นหินไม่เรียบ (ดูรูป 6.20)

จากวิธีการแปลความหมายดังที่ได้กล่าวมาแล้ว ผลลัพธ์ที่ได้ออกมามักถูกต้องสมบูรณ์ก็ต่อเมื่อรอยต่อระหว่างชั้นหินนั้นเรียบ แต่โดยทั่วไปรอยต่อนี้มักมีลักษณะขรุขระ ดังนั้นจึงมีการปรับปรุงวิธีการสำรวจและแปลความหมาย เพื่อให้สามารถคำนวณหาความหนาของชั้นหิน ณ ตำแหน่งจีโอโฟนทุกตัวได้ นอกเหนือไปจากที่จุดแหล่งกำเนิดคลื่น ทั้งนี้โดยอาศัยหลักการเดียวกับ delay time หรือ time-depth (Hagedoorn, 1959, Hawkin, 1961) การแปลความหมายโดยวิธีนี้จะให้ผลถูกต้องสมบูรณ์ ภายใต้อสมมติฐานเพียงว่า รอยต่อระหว่างชั้นหินช่วงหนึ่งได้จุดจีโอโฟนหรือตัวรับสัญญาณใดๆ มีสภาพเรียบ

Delay time(บางท่านเรียกเวลาทิ้งช่วง) คือผลต่างของ "เวลาที่คลื่นใช้เดินทางขึ้นลงผ่านชั้นหินนั้นตามแนวรังสี(คลื่น)ที่ทำให้เกิดมุมวิกฤต ณ รอยต่อระหว่างชั้นหินนั้นกับชั้นถัดไป" กับ "เวลาที่คลื่นใช้วิ่งอันเป็นระยะของตัวรับของระยะทางตามแนวของรอยต่อระหว่างชั้นหิน และด้วยความเร็วคลื่นในชั้นหินถัดไป"

จากรูป 6.20 ค่า Delay time ที่ตำแหน่งจีโอโฟน G ของหินชั้นแรก (t_{DIG})

$$\begin{aligned} t_{DIG} &= CG/V_1 - CE/V_2 = FG/V_1 - FE/V_2 \\ &= Z_{1G} \cdot \{(1/V_1 \cdot \cos I_{12}) - (\tan I_{12}/V_2)\} \\ &= Z_{1G} \cdot \cos I_{12}/V_1 \end{aligned}$$

โดย Z_{1G} เป็นความหนาของหินชั้นบนที่ตำแหน่งจีโอโฟน G ดังนั้น

$$\begin{aligned} Z_{1G} &= (t_{DIG} \cdot V_1 / \cos I_{12}) = t_{DIG} \cdot V_1 \cdot V_2 / (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \\ &\dots\dots\dots (6.22) \end{aligned}$$

ถ้าให้ Z_{S1G} = เป็นเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจาก S_1 ถึงตำแหน่งจีโอโฟน G

Z_{S2G} = เป็นเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจาก S_2 ถึงตำแหน่งจีโอโฟน G

Z_{S1S2} = เป็นเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจาก S_1 ถึงตำแหน่ง S_2
สามารถพิสูจน์ได้ว่า

$$t_{DIG} = 1/2.(t_{SIG} + t_{SIG} - t_{SIS2}) \dots\dots\dots (6.23)$$

การนำสมการที่ 23 มาใช้ต้องแน่ใจว่าค่า t_{SIG} , t_{SIG} และ t_{SIS2} นั้นต้องเป็นเวลาของคลื่นที่วิ่งในบริเวณรอยต่อระหว่างชั้นหินเดียวกัน

ค่าผลต่างระหว่าง t_{SIG} กับ t_{DIG} เรียกว่า เวลาเดินทางลดทอน t_{SIG} (Reduced Arrival Time) เมื่อแหล่งกำเนิดคลื่นอยู่ที่ S_1 , ณ ตำแหน่งจีโอโฟน G

$$T_{S1G} = t_{S1G} - t_{DIG}$$

ถ้าแหล่งกำเนิดคลื่นอยู่ที่ S_2

$$T_{S2G} = t_{S2G} - t_{DIG}$$

เมื่อเขียนกราฟระหว่างเวลาเดินทางลดทอน กับระยะทางจากจุดกำเนิดคลื่น S_1 และ S_2 ตามลำดับ จะได้เส้นตรงความชันของ $1/V_2$

อย่างไรก็ตาม Delay time ที่แต่ละจีโอโฟนจะหาได้ก็ต่อเมื่อสามารถหาเวลาที่คลื่นแรกหักเหจาก S_1 และ S_2 มายังจีโอโฟนเหล่านั้น โดยผ่านหินชั้นเดียวกันคือชั้นที่สองหรือเรียกว่ามีการซ้อนกัน (Overlap) ของเวลาที่คลื่นใช้หักเหจากแหล่งกำเนิดคลื่น S_1 , S_2 ผ่านรอยต่อระหว่างชั้นหินเดียวกัน (ตามรูป 6.21 ช่วงระยะจาก 100-140) การแก้ไขสถานการณ์ที่ไม่เกิดการซ้อนกันในช่วงระยะอื่นนั้น กระทำได้โดยเพิ่มแหล่งกำเนิดคลื่นเข้าไปที่ปลายด้านใดด้านหนึ่งหรือทั้ง 2 ด้านของปลายแนวเส้นที่ฝังจีโอโฟน โดยให้จุดกำเนิดคลื่นใหม่อยู่ห่างจากจุดแนวจีโอโฟนมากกว่าแหล่งกำเนิดคลื่นเดิม (Far Shot) เวลาหักเหของคลื่นใหม่ถึงจีโอโฟนสามารถนำไปหา Delay time ของจีโอโฟนที่ยังไม่มีได้ (จากระยะ 0-90) โดยดัดเส้นขนานระหว่างกราฟเส้นเดิมกับกราฟเส้นใหม่ (ที่ได้จากจุดกำเนิดคลื่นเพิ่ม) ซึ่งเรียกว่าเวลาหักเห S'_{SIG} (Phantom Arrival Time) (จากรูป 6.21 ตั้งแต่ระยะ 0-90), ค่า Delay time ที่ได้จากเวลาหักเห

$$t_{DIG} = 1/2.(t'_{S1G} + t_{S2G} - t_{S1S2}) \dots\dots\dots (6.24)$$

สำหรับระยะ 160-200 การหา Delay time อาจทำได้ 2 วิธี คือ วิธีแรกเพิ่มแหล่งกำเนิดคลื่นที่ห่างจาก S_2 ออกไป เช่นเดียวกับวิธีดังที่ได้กล่าวมาแล้วอีกวิธีหนึ่งเป็นการอาศัยเทคนิคการเขียนกราฟระหว่าง "เวลาเดินทางลดทอน" กับ "ระยะทางจากแหล่งกำเนิดคลื่น" ตามรูป 6.22

$$\text{เวลาเดินทางลดทอน } T_{S1G} = t_{S1G} - t_{S1G}$$

ณ จุดที่ยังไม่ทราบค่า Delay time (ระยะ 160-200) ให้หาเวลาเดินทางลดทอน T_{S1G} ที่ได้จากกราฟไปลบออกจากเวลาที่คลื่นเดินทางจาก S_1 และหักเหขึ้นมาที่ระยะพิวคิน t_{S1G}

ก็จะได้ค่า Delay time ที่จุดนั้นๆ เมื่อได้ค่า t_{D1G} แล้วก็สามารถนำไปแทนในสมการ 22 หาค่า Z_{1G} ได้

ในกรณีหินสามชั้นจากรูป 6.23 จะพบว่าตำแหน่งจีโอโพนที่สามารถรับคลื่นที่หักเหจาก S_1 และหักเหจาก S_2 ที่ผ่านหินชั้นที่ 3 จะอยู่ในช่วง 100-120 เท่านั้น นอกจากนั้นยังไม่พบว่ามีการซ้อนกันของเวลาที่คลื่นใช้หักเหจากหินชั้นที่สองอีกด้วย ค่า Delay time (T_{D2G}) ในช่วง 100-120 จะหาได้จากสมการ 23 สำหรับ Delay time ของชุดชั้นหินที่จีโอโพนอื่นๆ อาจหาได้โดยอาศัยเวลาหักเหจากการเพิ่มแหล่งกำเนิดคลื่น รวมทั้งวิธีการอื่นๆ ดังที่ได้กล่าวมาแล้วก็ได้

เมื่อนำ Delay time ของชุดหินรวม(ทั้ง 3 ชั้น)ไปลบออกจากเวลาที่คลื่นใช้หักเหจากแหล่งกำเนิดคลื่นผ่านหินทั้งสามชั้นก็จะได้เวลาเดินทางลดทอนเช่นกัน และเมื่อนำค่าเวลาเดินทางลดทอนไปเขียนกราฟกับระยะทางจากแหล่งกำเนิดคลื่นก็จะได้ความชันเท่ากับ $1/V_3$

โดยอาศัยวิธีการเหมือนกันกับกรณีของชั้นหินสองชั้นสามารถพิสูจน์ได้ว่า ณ ตำแหน่งจีโอโพนความหนาของหินชั้นที่สองจะหาได้จาก Delay time t_{D2G} ดังนี้

$$Z_{2G} = \frac{\{(t_{D2G} - \{Z_{1D} \cdot (V_3^2 - V_1^2)^{1/2}\} / V_1 \cdot V_3)\} \cdot \{(V_1 \cdot V_3) / (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}\}}{\dots\dots\dots} \quad (6.25)$$

ความหนาของหินชั้นที่สอง Z_{2G} มีค่าที่น่าเชื่อถือได้ใกล้เคียงกับความเป็นจริง ขึ้นอยู่กับค่า Z_{1G} ว่ามีความถูกต้องมากน้อยเพียงไร

จากรูป 6.23 เราไม่สามารถหาค่าความหนาของหินชั้นแรก Z_{13} ได้เพราะไม่สามารถหาค่าเวลา T_{D1G} ได้ วิธีการแก้ไขอาจทำได้โดยเพิ่มแหล่งกำเนิดคลื่นในช่วงระหว่าง S_1 และตามรูป 6.24 การเพิ่มจุดกำเนิดคลื่นจะทำให้หาค่า S_2 ได้ตามตำแหน่งจีโอโพน นอกจากนี้ยังช่วยตรวจสอบให้แน่ Z_{13} วัดได้ว่าใต้ผิวดินบริเวณนั้นมีชั้นหินกี่ชั้น โดยดูจากการขนานกันของเส้นกราฟ(ระยะทาง-เวลา)

6.6.1.5 ตัวอย่างการสำรวจ

ในบริเวณที่ต้องการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์โดยใช้คลื่นไหวสะเทือนทั้งแบบสะท้อนและหักเห(รูป 6.25) เพื่อศึกษาสภาพของหินดาน(bed rock) ซึ่งใช้เป็นสถานที่ก่อสร้าง สิ่งที่ต้องการศึกษาคือความลึกและความหนาของชั้นดินหรือชั้นหินแต่ละชั้นตลอดจนคุณภาพ ซึ่งอาจพิจารณาได้จากความเร็วของคลื่นในหินนั้น อย่างไรก็ตามความเร็วของคลื่นในชั้นที่ทับถมอยู่บนชั้นหินดานควรได้รับการศึกษาวิเคราะห์ตามไปด้วยเพื่อการวางแผนงานที่ดีในอนาคตต่อไป

ตารางที่ 6.3 บันทึกระยะเวลาที่คลื่นแรกใช้เดินทางมายังจีโอโพนแต่ละตัว

สถานี	เวลาเดินทางของคลื่น (มิลลิวินาที)			
จีโอโพน	จุดระเบิด ณ สถานี 0 ม	จุดระเบิด ณ	จุดระเบิด ณ	จุดระเบิด ณ สถานี 220 ม

(ม)	(ระยะออฟเซต 5 ม)	สถานี 50 ม	สถานี 110 ม	(ระยะออฟเซต 5 ม)
0	5	33	50	76
20	15	25	45.5	71
40	28	10	42	67.5
60	37	24.5	35	60.5
80	42	34	24.5	52
100	47	-	10	46.5
120	53.5	-	10	41.5
140	60.5	-	27.5	37
160	61.5	-	29.5	28
180	65.5	-	33.5	20
200	71.5	-	38.5	11
220	76	-	44.5	6

ตารางที่ 6.3 เป็นข้อมูลที่ได้จากการสำรวจในภาคสนาม ดังนั้นเราสามารถนำข้อมูลนี้ นำมาเขียนกราฟของระยะทาง - เวลา ได้ตามรูป 6.26 ในขั้นแรกต้องวิเคราะห์ข้อมูลและพยายาม แยกชั้นหินในบริเวณนั้นว่ามีกี่ชั้น พร้อมทั้งหาความเร็วคลื่นแต่ละชั้นออกมา (รูป 6.27)

จากเส้นตรงที่ได้ลากผ่านจุดต่างๆ ซึ่งเชื่อในครั้งแรกนี้ว่าเป็นเวลาที่คลื่นใช้เดินทางและหักเหขึ้นมาที่ผิวดินจากกราฟเวลา - ระยะทางแสดงว่าในบริเวณนี้ประกอบด้วยหินแยกออกได้เป็น 3 ชั้น ชั้นแรกมีความเร็ว 909-1,000 เมตร/วินาที, ชั้นที่สองมีความเร็วปรากฏ 1,670-2,450 เมตร/วินาที และชั้นที่สามมีความเร็วระหว่าง 3,590-4,350 เมตร/วินาที แต่ความเร็วของหินชั้นแรก V1 ตลอดแนวมีค่าใกล้เคียงกันเกือบตลอดแนวสำรวจ ดังนั้นความเร็วในชั้นนี้ก็ควรมีค่าเฉลี่ย V1 ประมาณ 950 เมตร/วินาที จากค่าความเร็ว V1 นี้ ทำให้สันนิษฐานได้ว่าหินชั้นบนสุดควรจะเป็นชั้นหินร่วนหรือไม่จับแข็ง (unconsolidated rock)

ถึงแม้จากกราฟเวลา-ระยะทาง ทางด้านตะวันตกจะแสดงให้เห็นอย่างชัดเจนว่ามีชั้นหินวางตัวอยู่ข้างล่าง 3 ชั้น แต่เหตุการณ์ทางด้านตะวันออกกลับไม่ชัดเจนเช่นนั้น แต่เราอาจจะคาดคะเนความเร็วคลื่นในชั้นที่สองได้ดังนี้ หาความเร็วคลื่นในชั้นที่สองด้านตะวันตกโดยใช้ตัวกลางฮาร์โมนิก คือ

$$V2 = (2 \times 2450 \times 1670) / (2450 + 1670) = 1,990 \text{ เมตร/วินาที}$$

$$V2 = (2 \times 2290 \times 2000) / (2290 + 2000) = 2,135 \text{ เมตร/วินาที}$$

นำค่าความเร็วเหล่านี้ไปเฉลี่ยกับค่า V_2 ที่มีค่าเท่ากับ 2,350 เมตร/วินาทีทางตะวันออก จะได้ค่าความเร็วเฉลี่ย $V_2 = 2,160$ เมตร/วินาที ซึ่งชั้นหินที่มีความเร็วขนาดนี้น่าจะประกอบด้วยชั้นหินผุและหรือแตกหักมาก (weathered rock)

สำหรับความเร็วคลื่นในหินชั้นที่สามนั้นจะหาได้แน่นอนยิ่งขึ้น ถ้าคำนวณมาจากกราฟระหว่าง "เวลาเดินทางลดทอน" กับ "ระยะทางจากแหล่งกำเนิดคลื่น" ซึ่งกราฟนี้จะเขียนได้ก็ต่อเมื่อทราบค่า Delay time ของชุดชั้นหินรวม (ชั้นแรกและชั้นที่สอง) ซึ่งจะได้คำนวณต่อไป

ในการหาค่าความหนาของแต่ละชั้นหินมักเริ่มด้วยคำนวณค่าเฉลี่ยไทม์ของหินชั้นแรก t_{D1} และค่าเฉลี่ยไทม์ของชุดชั้นหินรวมชั้นแรกและชั้นที่สอง t_{D2} จากกราฟของระยะทาง-เวลา ค่าเฉลี่ยไทม์ของหินชั้นแรกหาได้จากสมการที่ 23 ที่สถานีจีโอโฟน 20 เมตร และ 80 เมตร และคาดคะเนได้ ณ แหล่งกำเนิดคลื่นทุกตัว ดังแสดงในรูป 6.27 (ทั้งนี้โดยที่ค่าเฉลี่ยไทม์มีค่าเป็นครึ่งหนึ่งของเวลาอินเตอร์เซ็ป) ให้สังเกตว่าด้านตะวันออกของกราฟนี้ (จากสถานีจีโอโฟน 140-200 เมตร) เราไม่สามารถหาค่าเฉลี่ยไทม์ของหินชั้นแรกที่ตั้งทางจีโอโฟนได้เลย ทั้งนี้เพราะเหตุว่าไม่มีการซ้อนกันของเวลาคลิ้งหักเหจากหินชั้นที่สอง ณ จีโอโฟนดังกล่าว สิ่งที่เกิดขึ้นชัดเจนซึ่งยืนยันการไม่ซ้อนกันของเวลา คือเส้นกราฟสองเส้นที่ขนานกันและให้ความเร็วคลื่นปรากฏประมาณ 4,220 ม/วินาที และ 4,350 ม/วินาทีตามลำดับ การขนานกันนี้แสดงว่าเส้นกราฟทั้งสองหักเหผ่านชั้นหินเดียวกันซึ่งกราฟเส้นบนแสดงถึงหินชั้นที่สามไม่ใช่ชั้นที่สอง ดังนั้นค่าเฉลี่ยไทม์ของหินชั้นแรกที่ตั้งทางจีโอโฟนเหล่านี้จึงหาได้จากการประมาณค่าในช่วง (interpolation) เท่านั้น เมื่อเป็นเช่นนี้ถ้าเราต้องการให้ได้ข้อมูลที่ละเอียดยิ่งขึ้นก็ควรต้องมีแหล่งกำเนิดคลื่นที่ระยะประมาณ 160 เมตร อีกจุดหนึ่ง

ค่าเฉลี่ยไทม์ของชุดชั้นหินรวมชั้นหินรวมชั้นแรกและชั้นที่สองที่ตั้งทางต่างๆ ที่คิดว่ามีการซ้อนกันของเวลาคลิ้งหักเหจากหินชั้นที่สามได้คำนวณไว้ในรูป 6.28 ในรูปนี้ได้เขียนค่าเฉลี่ยไทม์ตั้งแต่สถานีจีโอโฟน 40 เมตร ถึง 180 เมตร ถึงแม้ในบางจุดจะไม่แน่ใจถึงการซ้อนกันถึงเวลาหักเหก็ตามแต่จะตรวจสอบได้ภายหลัง เมื่อได้ค่าเฉลี่ยไทม์แล้วก็สามารถหาเวลาเดินทางลดทอนได้เอาค่าเฉลี่ยไทม์ของแต่ละจีโอโฟนไปลบออกจากเวลาเดินทางจริงของคลื่นจากแหล่งกำเนิด จากนั้นนำเวลาเดินทางลดทอนที่ได้เขียนลงในกราฟของระยะทางเวลา แล้วลากเส้นตรงผ่านจุดเหล่านี้ดังแสดงในรูป 6.28 ซึ่งความชันของกราฟก็คือความเร็วคลื่นในหินชั้นที่สามนั่นเอง จุดใดก็ตามที่เบนไปจากเส้นนี้มากอาจสื่อแสดงว่า ณ จุดนั้นค่าเฉลี่ยไทม์ที่คำนวณได้ไม่ถูกต้อง ทั้งนี้เพราะเวลาที่นำมาใช้คำนวณมิได้เป็นเวลาทีคลื่นหักเหผ่านมาจากชั้นหินเดียวกัน ในที่นี้มีสองจุดคือ ที่สถานีจีโอโฟน 40 เมตร และ 60 เมตร จากเส้นตรงที่ลากขึ้นมานี้นอกจากทำให้เราทราบความเร็วคลื่นในหินชั้นที่สามแล้วยังทำให้ทราบค่าเฉลี่ยไทม์ของชุดชั้นหินรวมชั้นแรกและชั้นที่สอง ณ จี

ไอโฟนอื่นใดที่มีสามารถหาค่าดีเลย์ใหม่โดยวิธีการคำนวณข้างต้น ดีเลย์ใหม่ที่จุดเหล่านี้ได้จากการนำค่าเวลาที่อ่านได้จากเส้นกรงไลบออกจากเวลาเดินทางจริงของคลื่นจากแหล่งกำเนิดถึงจุดนั้น

ผลจากการกระทำเช่นนี้ทำให้ได้ค่าความเร็วของชั้นหินที่สามเหลี่ยมทั้งสองด้าน V3 ประมาณ 3,600 เมตร/วินาที ซึ่งเป็นความเร็วของชั้นหินทรายแข็ง และดีเลย์ใหม่ที่แหล่งกำเนิดคลื่น 0 เมตร และ 220 เมตร เป็น 10.25 มิลลิวินาที และ 4.5 มิลลิวินาที ส่วนดีเลย์ใหม่ที่สถานีจีไอโฟน 20 เมตร 40 เมตร 60 เมตร และ 200 เมตร เป็น 11 มิลลิวินาที 13.5 มิลลิวินาที 11.5 มิลลิวินาที และ 505 มิลลิวินาที ตามลำดับ

ดังนั้นจากค่าความเร็วคลื่นตลอดจนดีเลย์ใหม่เราจึงนำไปหาความหนาของชั้นหิน ณ แหล่งกำเนิดคลื่นและจีไอโฟนต่างๆ ดังแสดงในตารางที่ 6.4 ทั้งนี้โดยใช้สมการที่ 22 และสมการที่ 25 ภาพตัดขวางของบริเวณที่สำรวจซึ่งได้จากการแปลความหมายได้แสดงไว้ในรูป 6.29

มีข้อสังเกตอยู่สิ่งหนึ่งคือ ที่สถานีจีไอโฟน 140-200 เมตร เราไม่สามารถคำนวณหา Delay time ของหินชั้นแรกได้ แต่ค่าที่ได้จะมาจากการประมาณค่าในช่วงเวลาซึ่งอาจมีความผิดพลาดเกิดขึ้นได้ ดังนั้นในการสำรวจจึงควรจัดให้มีแหล่งกำเนิดคลื่นที่ระยะประมาณ 160 เมตร อีกตำแหน่งหนึ่ง เพื่อให้ได้ข้อมูลที่ละเอียดยิ่งขึ้น สำหรับคุณภาพของหินอาจหาได้จากความเร็วคลื่นที่แสดงไว้ในรูป 6.30

6.6.1.6 ปัญหาและข้อจำกัดของการสำรวจ

ปัญหาและข้อจำกัดของการสำรวจด้านการหักเหโดยใช้ความเร็วคลื่นไหวสะเทือนมีหลายประการที่สำคัญ ได้แก่ การผันกลับของค่าความเร็วคลื่น (velocity reversal) โซนบอดหรือเนวบอด(blind zone หรือ hidden layer) การขรุขระเกินขนาดของรอยต่อระหว่างชั้นหิน

ก. การผันกลับค่าความเร็วคลื่น (Velocity reversal)

การผันกลับค่าความเร็วคลื่นหมายถึงกรณีที่ความเร็วคลื่นยืดหยุ่นของชั้นหินที่อยู่ในระดับตื้น มีค่าสูงกว่าความเร็วคลื่นของชั้นหินที่อยู่ในระดับลึกลงไป เมื่อเกิดเหตุการณ์เช่นนี้ชั้นหินที่มีความเร็วคลื่นต่ำ ซึ่งอยู่ลึกกว่าจะไม่ปรากฏตัวในกราฟของระยะทางเวลาดังตัวอย่างแสดงในรูป 6.31 เมื่อผู้แปลความหมายไม่ทราบว่าในบริเวณที่สำรวจมีกรณีเช่นนี้เกิดขึ้นก็จะทำให้การแปลความหมายจากกราฟดังกล่าวผิดพลาด โดยได้ชั้นหินเพียงสองชั้นและความลึกถึงหินชั้นที่สามที่คำนวณได้จากกราฟของระยะทาง-เวลา ก็จะมีค่ามากกว่าที่ควรจะเป็น ดังนั้นถ้าในบริเวณใดมีข้อมูลที่สื่อแสดงว่าอาจมีการผันกลับของค่าความเร็วคลื่นของชั้นหิน วิธีสำรวจด้านการหักเหอาจต้องเป็นชนิดที่นำคลื่นเอสมาใช้ในการสำรวจและแปลความหมายถึงจะให้ผลสมบูรณ์ (Eanerjee & Gupta, 1975)

ข. โชนบอด (*Blind zone* หรือ *Hidden layer*)

ในบางโอกาสถึงแม้ความเร็วคลื่นในชั้นหินที่ทับถมกันเพิ่มขึ้นสำหรับชั้นหินที่อยู่ลึกกว่า แต่ก็เป็นไปได้ที่ชั้นหินบางชั้นไม่ปรากฏตัวในกราฟของระยะทาง-เวลาซึ่งเรียกว่า “โชนบอด” สาเหตุของการไม่ปรากฏตัวนี้เป็นเพราะความแตกต่างระหว่างความเร็ว และความหนาของชั้นหินเหล่านั้นไม่เอื้ออำนวยดังแสดงในรูป 6.32 โดยปกติถ้าพบว่ากราฟของระยะทาง-เวลาแสดงความแตกต่างระหว่างความเร็วคลื่นในชั้นหินสองชั้นติดกันมากจนเป็นที่ผิดสังเกต ก็อาจเป็นที่สงสัยได้ว่ามีโชนบอดเกิดขึ้นในบริเวณดังกล่าว ความผิดพลาดจากการแปลความหมายกราฟของระยะทาง-เวลา โดยไม่ทราบว่ามีโชนบอดเกิดขึ้นนอกจากทำให้ชั้นหินหายไปแล้ว ความลึกถึงรอยต่อระหว่างชั้นหินที่หายไปกับชั้นหินถัดลงไปก็จะมีค่าน้อยกว่าความเป็นจริงอีกด้วย อย่างไรก็ตามแม้ในกรณีรุนแรงที่สุดความผิดพลาดก็ไม่ควรถึงร้อยละ 50 ถ้าสงสัยว่าเกิดโชนบอดขึ้นอาจทำการแก้ไขโดยให้แหล่งกำเนิดคลื่นอยู่ในหลุมลึก ทั้งนี้เพื่อให้คลื่นแรกที่ผ่านชั้นหินทุกชั้นปรากฏตัวในกราฟของระยะทาง-เวลา หรืออาจคาดคะเนช่วงความหนาของชั้นหินต่างๆ ได้จากกราฟของระยะทาง-เวลา โดยอาศัยวิธีที่เสนอไว้โดย Banerjee & Gupta (1975) หรือ Mooney (1980)

ค. รอยต่อระหว่างชั้นหินที่ขรุขระเกินขนาด

สำหรับกรณีที่รอยต่อระหว่างชั้นหินขรุขระจนเกินไปจะทำให้สมมติฐานที่ว่า “รอยต่อระหว่างชั้นหินช่วงหนึ่งได้ใจโอโพนใดๆ เรียบ” ไม่ถูกต้องนั้นก็หมายความว่า การแปลความหมายโดยใช้ดิเลย์ไทม์ก็จะไม่ถูกต้องตามไปด้วย ถ้าหากนำการแปลความหมายโดยอาศัยดิเลย์ไทม์มาใช้ในกรณีที่ชั้นหินขรุขระเกินขนาดแล้ว ผลที่ได้จะทำให้โครงสร้างที่ขรุขระนั้นลดขนาดความขรุขระลงซึ่งผิดจากความเป็นจริง

นอกเหนือจากปัญหาและข้อจำกัดที่สำคัญทั้งสามประการดังกล่าวยังมีปัจจัยอื่นๆ ที่ทำให้ผลจากการแปลความหมายกราฟของระยะทาง-เวลาลดความถูกต้องลงไป การเพิ่มความเร็วคลื่นแบบต่อเนื่องกับความลึกอันทำให้กราฟของระยะทาง-เวลาเป็นเส้นโค้งก็อาจเป็นอีกปัญหาหนึ่งในการแปลความหมาย ในทางปฏิบัติเส้นโค้งนี้มักถูกแทนด้วยเส้นตรงหลายเส้น จากนั้นก็ทำการแปลความหมายตามวิธีที่กล่าวมาข้างต้น

การแตกต่างกันของค่าความเร็วคลื่นตามแนวราบและค่าความเร็วคลื่นตามแนวตั้งในชั้นหินใดๆ ก็จะมีผลทำให้การแปลความหมายลดความถูกต้องลง เช่น ถ้าหากความเร็วในแนวราบสูงกว่าตามแนวตั้งก็จะทำให้ค่าความลึกถึงรอยต่อระหว่างชั้นหินที่คำนวณได้จากกราฟของระยะทาง-เวลาลึกกว่าที่ควรจะเป็น นอกจากนั้นการเปลี่ยนแปลงความเร็วคลื่นตามแนวราบหรือแนวตั้งซึ่งโดยปกติเกิดขึ้นมากในชั้นดินหน้าแร่ (*overburden*) ก็เป็นอีกปัญหาหนึ่งของการสำรวจด้านการหักเหของคลื่นแผ่นดินไหว ปัญหานี้อาจบรรเทาลงได้โดยให้มีแหล่งกำเนิดคลื่นมากขึ้นเพื่อตรวจสอบความเร็วคลื่นในหลายๆ จุดของบริเวณที่ทำการสำรวจ

6.6.2 วิธีสำรวจโดยความต้านทานไฟฟ้าหรือแบบรีซิสติวิตี (Resistivity Survey)

ก. ทฤษฎีเบื้องต้น

หากปล่อยกระแสไฟฟ้ากระแสตรงหรือไฟฟ้ากระแสสลับความถี่ต่ำเข้าสู่พื้นดิน โดยผ่านทางขั้วปล่อยและรับกระแสที่เรียกว่าอิเล็กโทรด (Electrodes) ผลที่ได้ทำให้เกิดความต่างศักย์ระหว่างขั้วทั้งสอง ความแตกต่างของค่าความต่างศักย์ขึ้นอยู่กับ

1. ขนาดเม็ด (grain-size) ของวัตถุในพื้นดินหรือหิน
2. รูปร่างของวัตถุ (grain-shape)
3. ค่าการนำกระแสไฟฟ้า (Conductivity) และ
4. ตำแหน่ง (position)

จากกฎของโอห์ม (Ohms Law) ในชั้นดินหรือหินที่เป็นตัวกลางเอกพันธ์ (homogeneous) ค่าความต่างศักย์ จะมีค่าเท่ากับผลคูณระหว่างค่ากระแสไฟฟ้าที่ปล่อยลงพื้นดินกับค่าความต้านทานของพื้นดิน หรือ

$$V = IR$$

โดยที่ V = ความต่างศักย์ระหว่างจุดสองจุด หน่วยเป็นโวลต์

I = ค่ากระแสไฟฟ้าที่ปล่อยลงพื้นดิน หน่วยเป็นแอมแปร์

R = ค่าความต้านทานของพื้นดินระหว่างสองจุด หน่วยเป็นโอห์ม

หากพิจารณาในกรณีที่ใช้อิเล็กโทรดเพียงตัวเดียว ปล่อยกระแสลงพื้นดินหรือหินที่เป็นลักษณะเอกพันธ์ โดยมีความหนาเป็นอนันต์ ค่าศักย์ไฟฟ้าที่จุดจุดหนึ่งที่ห่างขั้วปล่อยกระแสเป็นระยะเท่ากับ r เมตร (รูป 6.33) มีค่าเท่ากับผลคูณของกระแสกับความต้านทานจำเพาะของชั้นนั้นหารด้วยค่าของเส้นรอบวงที่มีรัศมีเท่ากับ r หรือ

$$V = I\rho/2r$$

V = ค่าศักย์ไฟฟ้าที่จุดสังเกต หน่วยเป็นโวลต์

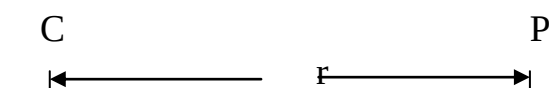
I = ค่ากระแสไฟฟ้า หน่วยเป็นแอมแปร์

ρ = ค่าความต้านทานจำเพาะ หน่วยเป็นโอห์ม-เมตร

r = ระยะระหว่างจุดปล่อยกระแสกับจุดสังเกต หน่วยเป็นเมตรตามรูป 6.33

อนึ่ง ความต้านทานจำเพาะจะเป็นส่วนกลับกับค่าการนำไฟฟ้าจำเพาะ (conductivity)

$$\text{conductivity} = \frac{1}{\text{resistivity}} = \frac{1}{\rho}$$



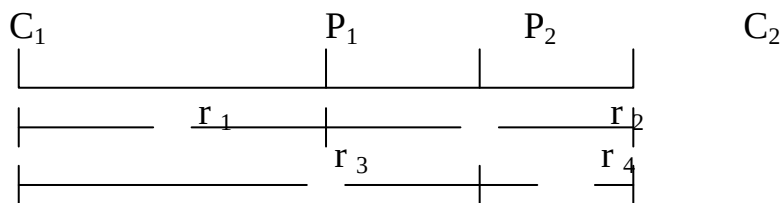
รูป 6.33 การจัดวางขั้วไฟฟ้าชนิดพื้นฐาน

ในทางปฏิบัติใช้อิเล็กโทรด 2 ตัว เป็นตัวปล่อยและรับกระแสไฟฟ้า (C_1 และ C_2) แล้ววัดความต่างศักย์ระหว่างจุดสองจุด (P_1 และ P_2) โดย

- ศักย์ไฟฟ้าที่จุด P_1 เป็น V_1 ซึ่งมีค่าเท่ากับ $V_1 = (1\rho/2 r_1) - (1\rho/2 r_2)$
- ศักย์ไฟฟ้าที่จุด P_2 เป็น V_2 ซึ่งมีค่าเท่ากับ $V_2 = (1\rho/2 r_3) - (1\rho/2 r_4)$
- ดังนั้นศักย์ไฟฟ้าที่จุด P_1 เป็น P_2 จึงเป็น $V = (1\rho/2) \{ (1/2 r_1 - 1/r_3) - (1/2 r_3 - 1/r_4) \}$

$$\text{หรือ } V = (1\rho/2) \{ (1/2 r_1 - 1/r_2) - (1/ r_3 + 1/r_4) \}$$

- ดังนั้นความต้านทานจำเพาะของชั้นดินหรือชั้นหินมีค่า $= \rho/(2 V/1) \{ (1/ r_1 - 1/r_3) - (1/ r_3 - 1/r_4) \}^{-1}$ ดังรูป 6.34



รูป 6.34 การจัดวางอิเล็กโทรดชนิด 2 ตัว

ในตัวกลางเอกพันธ์ ความต้านทานจำเพาะที่คำนวณได้มีค่าคงที่ไม่่ว่าจะเปลี่ยนแปลงระยะระหว่างอิเล็กโทรด แต่ในพื้นที่ดินและหินมักไม่มีลักษณะดังกล่าว ความต้านทานจำเพาะมีค่าเปลี่ยนไปตามการวางอิเล็กโทรด และสิ่งอื่นๆ จึงเรียกความต้านทานที่ได้ว่าความต้านทานจำเพาะปรากฏ(apparent resistivity)โดยมักเขียนแทนด้วย ซึ่งเป็นความต้านทานจำเพาะที่ได้จากการสำรวจภาคสนาม

ตารางที่ 6.5 ความต้านทานจำเพาะของหินและแร่ (Telford, et, al 1976)

ชนิดของหิน/แร่	ความต้านทานจำเพาะ (โอห์ม-เมตร)
ตะกอนไม่แข็งตัว	
ดินเหนียว	1 – 100
ตะกอนลำนํ้าและทราย	10 – 800
หินอัคนี	
หินแอนดีไซต์	$1.7 \times 10^3 - 4.5 \times 10^4$
หินแกรนิต	$3 \times 10^2 - 10^6$
หินบะซอลต์	$10 - 1.3 \times 10^7$
หินตะกอน	

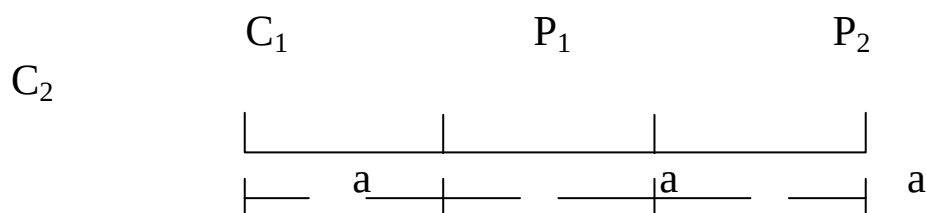
หินดินดาน	$20 - 2 \times 10^3$
หินทราย	$1 - 6.4 \times 10^8$
หินปูน	50×10^7
หินแปร	
หินควอร์ตไซต์	$10 - 2 \times 10^8$
หินชีสต์	$20 - 10^4$
แร่	
คัลโคไพไรต์	$1.2 \times 10^{-5} - 0.3$
ไพไรต์	$2.9 \times 10^{-5} - 1.5$
พิไรโทต์	$6.5 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-2}$
แคสซิเทอไรต์ (ดีบุก)	$4 \times 10^{-4} - 10^4$
วุลแฟรมไมต์ (ทังสเตน)	$10 - 10^5$
แมกนีไทต์ (แร่เหล็กดำ)	$5 \times 10^{-5} - 5.7 \times 10^3$

ข. รูปแบบของการสำรวจ

ในการสำรวจด้วยวิธีความต้านทานไฟฟ้าหรือรีซิสติวิตี (รูป 6.35) มีรูปแบบการวางอิเล็กโทรดกระแสไฟฟ้า และอิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้า ด้วยกัน 5 รูปแบบ ที่นิยมใช้กันในปัจจุบัน คือ

1. แบบเวนเนอร์ (Wenner Configuration) ซึ่งมีรูปแบบการวางอิเล็กโทรดกระแสไฟฟ้า (C_1 และ C_2) และอิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้า (P_1 และ P_2) ดังรูป 6.36 โดยให้ระยะทางระหว่างแต่ละอิเล็กโทรดมีค่าเท่ากัน ดังนั้นความต้านทานจำเพาะของการสำรวจแบบเวนเนอร์ มีค่าเท่ากับ

$$\begin{aligned} \rho_a &= 2 a (V)/I \\ a &= \text{ระยะทางระหว่างแต่ละอิเล็กโทรด} \\ V &= \text{ค่าศักย์ไฟฟ้า ณ จุดสังเกต} \\ I &= \text{ค่ากระแสไฟฟ้า} \end{aligned}$$

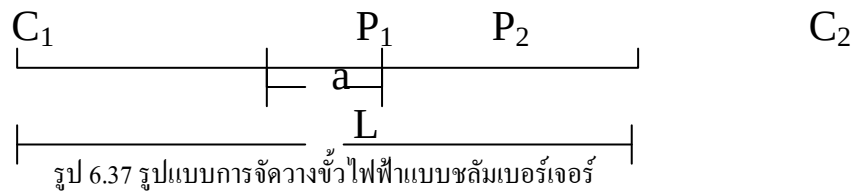


รูป 6.36 รูปแบบการวางขั้วไฟฟ้าแบบเวนเนอร์

2. แบบชลัมเบอร์เจอร์ (Schlumberger Configuration) ซึ่งเป็นรูปแบบการสำรวจที่นิยมมากทั้งการสำรวจในด้านวิศวกรรมฐานราก(foundation engineering) และการสำรวจระดับลึก(subsurface exploration) เช่น การสำรวจหาแหล่งพลังงานร้อนใต้พิภพ เป็นต้น รูปแบบการวางใช้ระยะห่างอิเล็กโทรดกระแสไฟฟ้าที่มีค่ามากกว่า 5 เท่าของระยะห่างระหว่างอิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้า ดังรูป 6.37 และความต้านทานจำเพาะที่ได้มีค่า

$$\rho_a = (V/I)(L^2 - I^3)/2a$$

a = ระยะทางระหว่างแต่ละอิเล็กโทรด
 L = ระยะห่างระหว่างขั้วไฟฟ้ากระแส
 V = ค่าศักย์ไฟฟ้า ณ จุดสังเกต
 I = ค่ากระแสไฟฟ้า

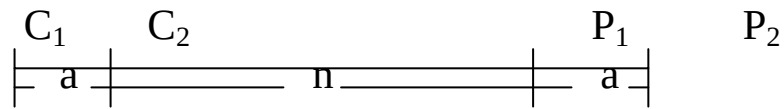


ระยะห่างระหว่างขั้วไฟฟ้าแบบกระแสที่เพิ่มขึ้นทำให้คลื่นกระแสไฟฟ้าไหลลงใต้พื้นดินได้ลึกมากยิ่งขึ้น โดยปกติมักเรียกครึ่งหนึ่งของระยะระหว่างอิเล็กโทรดไฟฟ้าว่า $AB/2$ และระยะระหว่างอิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้าว่า “MN” โดยถือว่าระยะ $AB/2$ เป็นความลึกของการสำรวจด้วยรูปแบบนี้ ต่อจากนั้นจึงนำค่าความต้านทานที่คำนวณได้แต่ละค่ากับระยะทางครึ่งหนึ่งของระยะห่างระหว่างขั้วไฟฟ้าแบบกระแสทั้งสองมาสร้าง resistivity sounding curve บนกระดาษ logarithmic scale ทั้งสองแกน แล้วเปรียบเทียบกับ standard curve เพื่อแปลผลออกมาในรูปของจำนวนชั้นหิน ความหนาชั้นหินแต่ละชั้นและค่าความต้านทานชั้นหิน วิธีวางขั้วไฟฟ้าเช่นนี้จะมีความแม่นยำในการวัดประมาณ 3-4 ชั้น อย่างมากที่สุดไม่เกิน 6-7 ชั้น ถ้าลึกลงไปมากกว่านี้ความคลาดเคลื่อนจะมากขึ้น

3. แบบไดโพล-ไดโพล (Dipole - Dipole Configuration) โดยจัดรูปแบบการวางให้ขั้วไฟฟ้าแบบศักย์(P_1 และ P_2) อยู่ด้วยกันและให้ขั้วไฟฟ้าแบบกระแส(C_1 และ C_2)อยู่ด้วยกัน(ดังรูป 6.38) และให้ระยะระหว่างอิเล็กโทรดกระแสไฟฟ้า เท่ากับระยะระหว่างอิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้า โดยที่อิเล็กโทรดทั้งสองชนิดอยู่ห่างกันมาก ดังนั้นค่าความต้านทานจำเพาะจะเป็น

$$\rho_a = \frac{n(n+1)(n+2)a(V)}{I}$$

a = ระยะทางระหว่างคู่วางขั้วไฟฟ้ากระแสและคู่วางขั้วไฟฟ้าแบบศักย์
 n = ระยะห่างระหว่างขั้วไฟฟ้ากระแสกับขั้วไฟฟ้าแบบศักย์
 V = ค่าศักย์ไฟฟ้า ณ จุดสังเกต
 I = ค่ากระแสไฟฟ้า



รูป 6.38 รูปแบบการสำรวจแบบไดโพล-ไดโพล

เมื่อเคลื่อนย้ายขั้วไฟฟ้าทั้ง 4 ขั้วไปเรื่อยๆและเปลี่ยนแปลงระยะห่างระหว่างขั้วคู่ทำให้ได้ค่าความต่างศักย์เหนี่ยวนำ (induced polarization) ที่ความลึกและตำแหน่งต่างๆตลอดแนวที่วัด ซึ่งสร้างภาพจำลองของความลึก (pseudo depth-section) ได้ การวางขั้วไฟฟ้าแบบนี้มักใช้หาขอบเขตของบริเวณที่มีความต้านจำเพาะที่แตกต่างกัน เช่น แหล่งผลิตพลังงานความร้อนใต้พิภพ รอยเลื่อน และแหล่งแร่ (โดยเฉพาะแหล่งแร่ซัลไฟด์) เป็นต้น

4. แบบสามจุด (*Three - Point Configuration*) รูปแบบนี้เป็นการสำรวจบนหลุมเจาะ ให้อิเล็กโทรดกระแสตัวหนึ่งอยู่บนดิน และอิเล็กโทรดอีกสามตัวอยู่ในหลุมเจาะ ดังรูป 6.39 ค่าความต้านทานจำเพาะจะเป็น

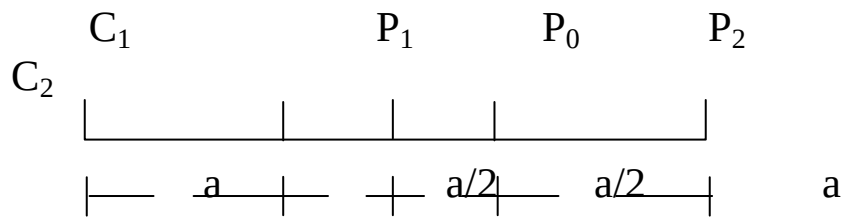
$$\begin{aligned}\rho_a &= 4a(V)/I \\ a &= \text{ระยะทางระหว่างคู่ของขั้วไฟฟ้ากระแสและคู่ของขั้วไฟฟ้าแบบศักย์} \\ V &= \text{ค่าศักย์ไฟฟ้า ณ จุดสังเกต} \\ I &= \text{ค่ากระแสไฟฟ้า}\end{aligned}$$



รูป 6.39 รูปแบบการจัดวางขั้วไฟฟ้าแบบสามจุด

5. แบบลี (*Lee Configuration*) รูปแบบการวางที่แตกต่างจากรูปแบบอื่นอยู่บ้าง โดยใช้อิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้าสามตัว แต่รูปแบบทั่วไปคล้ายแบบแวนเนอร์ จุดประสงค์ของการสำรวจแบบนี้เพื่อดูการเปลี่ยนแปลงของความต้านทานระหว่างแนวดิ่งกับแนวนอน รูปแบบการวางอิเล็กโทรดเป็นดังรูป 6.40 และความต้านทานจำเพาะมีค่าเท่ากับ

$$\begin{aligned}\rho_a &= 4a(V_1)/I \\ \rho_a &= 4a(V_2)/I\end{aligned}$$



รูป 6.40 รูปแบบการวางขั้วไฟฟ้าแบบลิ

ค. วิธีการสำรวจ

การสำรวจความต้านทานไฟฟ้า มีจุดมุ่งหมายเพื่อแยกชั้นดินหรือหินที่มีความต้านทานต่างกันออกจากกัน วิธีการสำรวจมีด้วยกันหลายวิธี แต่วิธีที่ใช้มากในปัจจุบันมีด้วยกัน 2 วิธี คือ

1. การสำรวจการเปลี่ยนแปลงของความต้านทานในแนวดิ่ง (Vertical Electrical Sounding) จุดประสงค์ของการสำรวจวิธีนี้เพื่อบอกให้ทราบถึงจำนวนชั้นของความต้านทานที่วางตัวในแนวราบหรือเกือบราบ รวมทั้งค่าความต้านทาน ตลอดจนไปถึงความหนาของชั้นนั้น ๆ หลักเกณฑ์การทำงานทำโดยการขยายระยะห่างระหว่างอิเล็กโทรดไฟฟ้าออกไปโดยที่ระยะระหว่างอิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้าเพิ่มขึ้นด้วย ซึ่งทำให้ความลึกของการกระจายของกระแสไฟฟ้า หรือความลึกของการสำรวจเพิ่มขึ้น ดังรูป 6.41

รูปแบบการสำรวจที่นิยมใช้ศึกษาการเปลี่ยนแปลงความต้านทานในแนวดิ่ง คือแบบชลัมเบอร์เจอร์ แต่แบบเวนเนอร์ที่พบว่ามีการใช้สำรวจบ้าง

2. การสำรวจการเปลี่ยนแปลงของความต้านทานในแนวราบ (Horizontal Profiling Method) หรือ(Electrical Trenching) เพื่อสำรวจดูรอยต่อระหว่างชั้นดิน หรือชั้นหินที่มีความต้านทานต่างกัน และอาจใช้ตรวจสอบรอยเลื่อนที่มีขนาดใหญ่ได้ วิธีสำรวจกระทำโดยเคลื่อนอุปกรณ์สำรวจทั้งหมดไปตามแนวที่ต้องการศึกษาการเปลี่ยนแปลงของความต้านทานโดยใช้ระยะห่างระหว่างขั้วไฟฟ้าและรูปแบบการจัดวางขั้วไฟฟ้าเหมือนกันหมดทุกตำแหน่ง ดังนั้นค่าความต้านทานจำเพาะที่อ่านได้จึงเป็นตัวแทนค่าความต้านทานจำเพาะของชั้นหิน-ดินที่ระดับความลึกเท่ากับตำแหน่งสำรวจต่างๆ หากมีข้อมูลที่มากพอเราสามารถเขียนเส้นชั้นความต้านทานเท่ากันและทำภาพตัดขวางของบริเวณสำรวจได้ (รูป 6.42) ส่วนรูปแบบของการสำรวจที่มักนิยมใช้ คือ แบบชลัมเบอร์เจอร์ และแบบเวนเนอร์ ส่วนแบบไดโพล-ไดโพล ก็พบว่ามีการใช้สำรวจบ้าง

ง. ประโยชน์ของการสำรวจ

การสำรวจด้วยวิธีความต้านทานไฟฟ้า สามารถใช้ศึกษาถึงสิ่งต่อไปนี้ กล่าวคือ

4.1 ความหนาของชั้นเปลือกดิน (overburden) รวมทั้งชนิดของชั้นดินนั้น ๆ

4.2 ความลึกของชั้นหิน (depth to bedrock or basement)

4.3 ระดับน้ำใต้ดิน (groundwater table)

4.4 การแทรกดันของน้ำเค็มในชั้นน้ำจืด(salt water intrusion)

4.5 โครงสร้างในชั้นหิน(rock structure) เช่น รอยต่อของหิน และรอยเลื่อน

4.6 แหล่งแร่(mineral deposit)

6.6.3 วิธีสำรวจศักย์ไฟฟ้าธรรมชาติ (Self - Potential Survey)

ก. ทฤษฎีเบื้องต้น

ศักย์ไฟฟ้าธรรมชาติเป็นปรากฏการณ์ที่เกิดจากกระบวนการอิเล็กโทรเคมีคัลล์ (Electrochemical) ในชั้นดินและหินบริเวณเปลือกโลก (ดูตาราง 6.5 และ ตาราง 6.6) ค่าความต่างศักย์ระหว่างจุดสองจุดในพื้นที่โดยปกติแล้วไม่คงที่ แต่ก็ไม่ต่างกันมากนัก ส่วนค่าความต่างศักย์ที่มีค่าผิดปกติสูง ๆ อาจเกิดขึ้นได้ในบริเวณที่เป็นแหล่งแร่ เช่น แร่แกรไฟต์ (graphite) เป็นต้น (รูป 6.43)

ข. วิธีการสำรวจ

การสำรวจอาศัยอิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้าเพียงสองขั้ว ซึ่งนิยมใช้อิเล็กโทรดไร้ขั้ว (Non-Polarize Electrodes) ต่อกับมิลลิโวลต์มิเตอร์ (millivoltmeter) เหตุที่ไม่ใช้อิเล็กโทรดเหล็กเนื่องจากอาจทำให้เกิดขบวนการอิเล็กโทรเคมีคัลล์ในอิเล็กโทรดได้

การสำรวจอาจทำได้ 2 ลักษณะ คือ

1. กำหนดระยะห่างระหว่างอิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้าสองตัวให้คงที่แล้วทำการวัดศักย์ไฟฟ้าธรรมชาติโดยเลื่อนอิเล็กโทรดไปตามแนวสำรวจ และ

2. กำหนดให้อิเล็กโทรดศักย์ไฟฟ้าตัวหนึ่งอยู่ในที่ตำแหน่งคงที่ แล้วเลื่อนอิเล็กโทรดอีกตัวไปตามแนวสำรวจ จนกระทั่งสุดความยาวสายไฟ จึงเลื่อนอิเล็กโทรดตัวที่อยู่คงที่มายู่ที่ตำแหน่งใหม่ แล้วทำลักษณะเดียวกันไปเป็นชุดๆ ตัวอย่างปูมบันทึกการสำรวจด้วยวิธีนี้แสดงในตาราง 6.7

ค. ประโยชน์ของการสำรวจ

การสำรวจศักย์ไฟฟ้าธรรมชาติเป็นการสำรวจที่ไม่ค่อยแพร่หลายมากนัก แต่ก็พบว่ามักเป็นที่นิยมใช้เสมอในงานสำรวจหาแหล่งแร่ (รูป 6.44 และ 6.45) และหาแหล่งกักเก็บพลังงานความร้อนใต้พิภพ นอกจากนี้ยังใช้ตรวจสอบชนิดหินในหลุมเจาะได้ผลดี

ง. ตัวอย่างของการสำรวจ

1. การสำรวจบริเวณโรงไฟฟ้าแก๊สเทอร์ไบน์ อ.ลานกระบือ จ.กำแพงเพชร

- จุดประสงค์การสำรวจ: เพื่อหาชั้นน้ำบาดาลเพื่อการใช้งานในระบบ และใช้บริโภค
 - วิธีการสำรวจ : งาน Resistivity Sounding
2. การสำรวจพลังงานความร้อนใต้พิภพ อ.ฝาง จ.เชียงใหม่
- จุดประสงค์ของการสำรวจ : เพื่อขยายบริเวณแหล่งผลิต
 - วิธีการสำรวจ : งาน Resistivity Trenching
งาน Self - Potential
งาน Resistivity Sounding
3. การสำรวจพลังงานความร้อนใต้พิภพ อ.ฝาง จ.เชียงใหม่
- จุดประสงค์ของการสำรวจ : ตรวจสอบชั้นทรายที่สามารถใช้เป็นฐานรากได้
 - วิธีการสำรวจ : งาน Resistivity Sounding
4. การสำรวจแนวคลองผันน้ำ แม่เมาะ ห้วยทราย อ.แม่เมาะ จ.ลำปาง
- จุดประสงค์ของการสำรวจ : เพื่อหารากฐานของแนวคลองผันน้ำ
 - วิธีการสำรวจ : งาน Resistivity Trenching
งาน Resistivity Sounding

6.6.4 วิธีการสำรวจโดยวิธีทางไฟฟ้า (Electrical methods)

หลักการสำรวจโดยวิธีทางไฟฟ้าโดยทั่วไปคือ การส่งกระแสไฟฟ้าลงไปในพื้นดินระหว่างขั้วไฟฟ้าแบบกระแส(current electrodes) 2 ขั้ว แล้ววัดค่าความต่างศักย์ระหว่างขั้วไฟฟ้าอีก 2 ขั้ว(measuring electrodes) ในแบบศักย์(potential electrodes)หรือแบบความดัน(voltage electrodes) ซึ่งแต่ละขั้วกับพื้นดินตรงตำแหน่งที่ต่างออกไปจากขั้วกระแส ค่าที่วัดได้คือค่าความต้านทานไฟฟ้า (resistivity) ของหินหรือแร่(ในแหล่ง) โดยทั่วไปมีหน่วยเป็นโอห์มมิเตอร์(ohm-meter)

การวัดค่าความต้านทานมีหลายแบบทั้งนี้แล้วแต่รูปแบบของการจัดวางขั้วไฟฟ้าทั้ง 4 ที่แตกต่างกัน การวัดค่าความต้านทานในแบบต่างๆที่สำคัญมีดังนี้

1. การหยั่งความลึก(depth sounding) หรือการหยั่งความต้านทาน(resistivity sounding) คือการวัดค่าความต้านทานโดยจัดให้ขั้วไฟฟ้าทั้ง 4 อยู่ในแนวเส้นตรงเดียวกัน ขั้ววัด (measuring electrodes) ทั้งคู่อยู่ใกล้กันตรงกึ่งกลางโดยไม่เคลื่อนย้าย ส่วนขั้วกระแสอยู่ทางด้านนอกคนละข้างเป็นระยะทางเท่าๆกัน
2. การทำรูปตัดขวางความต้านทาน(resistivity profiling) คือการวัดค่าความต้านทานโดยจัดวางให้ขั้วไฟฟ้าทั้ง 4 อยู่ในแนวเส้นตรงเดียวกันเป็นระยะห่างเท่าๆกัน โดยที่ขั้วกระแสอยู่ด้านนอกทั้งสองข้าง จุดกึ่งกลางคือตำแหน่งที่ทำการพล็อต ขั้วทั้ง 4 อาจถูกเคลื่อนย้ายไปพร้อมๆกัน ตามแนวที่จะทำรูปตัดเป็นระยะทางคงที่ เนื่องจากระยะทางคงที่ คลื่นกระแสไฟฟ้าที่แทรกลงในพื้นที่ดินจึงลงไปได้ลึกเท่าๆกัน ระยะห่างระหว่างแต่ละขั้วอยู่ในช่วง 2 ถึง 50 เมตร

การกำหนดระยะห่างระหว่างขั้วมีความสำคัญมาก เพราะการพิจารณาว่าควรจะใช้ระยะเท่าไร ต้องอาศัยข้อมูลการหยังความลึก รวมทั้งข้อมูลที่คาดว่าชั้นที่ต้องการวัดค่าความต้านทานนั้นอยู่ที่ระดับความลึกเท่าไร

3. การทำแผนที่ความต้านทาน (resistivity mapping) คือการวัดค่าความต้านทานโดยจัดวางขั้วกระแสทั้งคู่ คงที่อยู่นอกบริเวณที่จะวัดค่า โดยทั่วไปเรามักจัดวางให้ห่างกันระหว่าง 100 ถึง 500 เมตร ส่วนขั้ววัดทั้งคู่จัดวางอยู่ในบริเวณที่จะวัดให้มีระยะห่างกันคงที่ (โดยทั่วไประหว่าง 5 ถึง 20 เมตร) แล้วเคลื่อนย้ายไปด้วยกันในทิศทางที่ตั้งฉากกับแนวของขั้วกระแส จนตลอดบริเวณที่สำรวจโดยใช้วิธีการเดียวกันจนได้ค่าครอบคลุมตลอดบริเวณสำรวจ ต่อจากนั้นจึงลากเส้นชั้นความต้านทาน(contouring) และทำการแปลผลเพื่อเทียบกับโครงสร้างภายในบริเวณที่ทำแผนที่ บริเวณที่แสดงค่าความต้านทานต่ำ เชื่อกันว่ามักมีแนวที่เป็นตัวนำไฟฟ้าที่ผิววางตัวอยู่เบื้องล่าง หรืออาจเป็นรอยเลื่อนที่น้ำซึมผ่านได้(permeable fault) อาจเป็นแนวที่หินถูกบดแตกหัก(brecciated zone) หรืออาจเป็นสายแร่ที่เป็นตัวนำไฟฟ้าได้ดี โดยเฉพาะอย่างยิ่งแร่พวกซัลไฟด์(ยกเว้น สังกะสีซัลไฟด์หรือ sphalerite เท่านั้น) วิธีการนี้จึงมีประโยชน์สำหรับการสำรวจชั้นละเอียดของบริเวณที่น่าจะมีแหล่งแร่ โดยเฉพาะแร่พวกซัลไฟด์

4. การวัดความต่างศักย์เหนี่ยวนำ (induced polarization measurement) ที่กระแสไฟฟ้ากำลังเปิดอยู่(เปิดสวิตช์) การวัดความต่างศักย์เหนี่ยวนำนี้มีรูปแบบการจัดวางขั้วไฟฟ้าต่างกัน(รูป 6.46) เพื่อวัดหาข้อมูลในรูปต่างๆ ทำนองเดียวกับการวัดความต้านทานที่กล่าวมาแล้ว ในที่นี้จะกล่าวถึงเฉพาะวิธีที่มักใช้กันในการสำรวจแหล่งแร่ คือ วิธีการจัดวางที่เรียกว่า ขั้วคู่-ขั้วคู่ (dipole dipole configuration) ซึ่งขั้วไฟฟ้าทั้ง 4 จัดวางในแนวตรงเดียวกันโดยที่ขั้วกระแสอยู่ด้วยกันและขั้ววัดอยู่ด้วยกัน

จุดที่วัดค่า(หรือจุดที่พล็อต) หาดำแหน่งได้ดังแสดงในรูปข้างต้น เมื่อเคลื่อนย้ายขั้วไฟฟ้าทั้ง 4 ไปเรื่อยๆและโดยใช้ระยะห่างระหว่างขั้วคู่ต่างๆทำให้ได้ค่าความต่างศักย์เหนี่ยวนำที่ความลึกและตำแหน่งต่างๆ กันตลอดแนวที่วัด ซึ่งสร้างเป็นภาพจำลองตัดขวางความลึก(pseudo depth-section) ได้

การวัดความต่างศักย์เหนี่ยวนำมักทำประกอบไปกับการวัดความต้านทานด้วย บริเวณใดที่แสดงค่าความต่างศักย์เหนี่ยวนำสูงในขณะที่ค่าความต้านทานต่ำ แสดงว่ามีสารตัวนำไฟฟ้าเป็นบริเวณที่น่าสนใจและอาจบ่งถึงแหล่งแร่ได้ ในทางปฏิบัติอาจตรวจสอบกับวิธีสำรวจอื่นๆเพื่อความแน่นอนด้วย ประโยชน์ของการสำรวจวิธีนี้คือ ใช้ในการสำรวจหาแหล่งแร่ โดยเฉพาะอย่างยิ่งแร่ซัลไฟด์

5. การวัดความต้านทานในหลุมเจาะ(borehole resistivity logging) วิธีนี้ส่วนมากใช้วัดในหลุมเจาะสำหรับการสำรวจแหล่งน้ำใต้ดิน ค่าที่วัดได้ออกมาจากมีลักษณะเหมือนรูปตัดของความต้านทาน (resistivity profile)

นอกจากนี้ วิธีการสำรวจโดยทางไฟฟ้า ยังมีการวัดค่ากระแสไฟฟ้าธรรมชาติ(natural earth current) และวัดค่าความต่างศักย์ทางธรรมชาติ(self potentials) เพื่อประโยชน์ในการสำรวจแหล่งน้ำมันและแหล่งแร่

6.6.5 การสำรวจโดยวิธีทางแม่เหล็กไฟฟ้า (Electromagnetic method)

การสำรวจวิธีนี้อาศัยการวัดสมบัติในการเป็นตัวนำของหินหรือแร่ ต่อคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ส่งออกจากเครื่องส่ง(transmitter) หรือคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่เกิดตามธรรมชาติ เช่นคลื่นที่เกิดจากพายุฝนฟ้าคะนอง(atmospheric thunderstorm) ซึ่งโดยทั่วไปคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่เดินทางในอากาศหรือสูญญากาศประกอบด้วย 2 ส่วนคือ ที่เป็นแม่เหล็กกับที่เป็นไฟฟ้าและทั้งคู่เดินทางตั้งฉากซึ่งกันและกันและตั้งฉากกับทิศทางที่เคลื่อนที่(propagation)ดังแสดงในรูป

6.47 ค่าที่วัดโดยวิธีนี้ทั้งหมดนำมาทำเป็นภาพตัด(profile) หรือทำเป็นแผนที่ (รูป 6.48 ถึง รูป 6.52) วิธีการสำรวจทางแม่เหล็กไฟฟ้านี้มีความสำคัญและเป็นประโยชน์มากสำหรับการสำรวจแหล่งแร่ โดยเฉพาะแร่ที่มีสมบัติเป็นตัวนำ(conductive) หรืออย่างน้อยก็ต้องเป็นตัวนำที่ดีกว่าหินที่วางตัวอยู่รอบๆจึงจะได้ผล

ปัจจุบันมีการพยายามพัฒนาวิธีวัดแบบหึ่งความลึกโดยแม่เหล็กไฟฟ้า(EM sounding) เพื่อใช้ในกรณีที่ทำการหึ่งความต้านทาน(resistivity sounding) แต่ก็ยังไม่ได้ผลเพราะความต้านทานของผิวดินหรือชั้นบนๆสูงมีมากเกินไป วิธีหึ่งความลึกโดยแม่เหล็กไฟฟ้านี้ใช้ทั้งในการสำรวจแหล่งแร่และแหล่งน้ำบาดาล

ปัจจุบันการสำรวจทางแม่เหล็กไฟฟ้าได้พัฒนาไปมากที่สำคัญมี 4 วิธีคือ

1. วิธีวัดแบบสลิงแกรม(Slingram measuring technique) วิธีวัดแบบนี้บางที่เรียกว่า HLEM (horizontal loop EM) ใช้ขดลวด(coil) 2 ขด ทั้งคู่พันตามแนวระดับ(horizontal loop) ขดหนึ่งทำหน้าที่เป็นเครื่องส่ง(transmitter) อีกขดหนึ่งเป็นเครื่องรับ(receiver) ทั้งคู่วางห่างจากกันเป็นระยะทางคงที่ โดยทั่วไประหว่าง 30 ถึง 120 เมตร แล้วแต่บริษัทที่ผลิตเครื่องมือขึ้นกำหนด(บางเครื่องอาจวางห่างกันถึง 250 เมตร)

เครื่องส่งซึ่งเคลื่อนย้ายได้สะดวก ส่งกำลังสนามแม่เหล็กแบบสลับโดยอาศัยพลังงานจากแบตเตอรี่(ต้องเปลี่ยนทุกๆ 2-3 วัน ถ้าใช้ตลอดเวลา) ความถี่ของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ส่งอยู่ระหว่าง 100 ถึง 10,000 เฮิรตซ์(ขึ้นอยู่กับเครื่องมือ) โดยมีกำลังส่งประมาณ 5 ถึง 15 วัตต์ ค่าที่วัดคือค่าความเข้มสนามแม่เหล็กตรงตำแหน่งที่เครื่องรับตั้งอยู่ โดยวัดค่าสองชนิดคือคลื่น

ที่มีวัดภาค(phase)เดียวกันกับเครื่องรับเรียกว่าองค์ประกอบแท้(real component) และคลื่นห่างออกไปอีก 90° ซึ่งเรียกว่าองค์ประกอบจินตนาการ(imaginary component) แล้วนำไปทำภาพตัด(profile) ของระยะทางตามแนวที่วัดกับร้อยละของค่าที่วัดได้ของแต่ละตำแหน่ง แล้วเปรียบเทียบกับภาพตัดมาตรฐานสำหรับการแปลผล (เช่นของ Ketola and Puranen, 1967; และ Ketola, 1968)

ค่าผิดปกติที่ได้จากการวัดแบบสลิทแรม อาจแปลผลเพื่อให้ทราบถึงข้อมูลเกี่ยวกับแนวการวางตัว(strike) มุมเอียง(dip) ความลึก รูปร่าง ตลอดจนสมบัติของชั้นที่เป็นตัวนำได้ พื้นที่ที่เหมาะสมสำหรับการวัดแบบนี้ควรเป็นบริเวณที่ค่อนข้างราบ ผู้วัดทั้งสอง(ที่ประจำอยู่ที่เครื่องส่ง และที่เครื่องรับ) ควรมองเห็นกันถนัดความลึกของตำแหน่งที่วัดประมาณเท่ากับครึ่งหนึ่งของระยะทางขดลวดทั้งสอง ในทางปฏิบัตินิยมวัดลึกประมาณ 80 ถึง 100 เมตร เป็นอย่างมาก

2. วิธีวัดแบบมุมเอียง(dip angle system) วิธีนี้นิยมใช้กันมากในการสำรวจแบบคร่าวๆ มีลักษณะ หลักการและวิธีการวัดคล้ายคลึงกับแบบสลิทแรม ต่างกันที่ขดลวดเครื่องส่งซึ่งวางตัวในแนวตั้ง โดยให้ด้านแบนหันเข้าหาเครื่องรับซึ่งอยู่ห่างออกไปปกติ 30 ถึง 150 เมตร

หลักการของวิธีนี้คือการวัดค่าการวางตัว(หรือวัดมุมเอียง)ของสนามแม่เหล็ก ซึ่งประกอบด้วยองค์ประกอบปฐมภูมิ(primary component) ซึ่งเป็นส่วนที่มาจากเครื่องส่งและวางตัวในแนวระดับกับองค์ประกอบทุติยภูมิ(secondary component) ซึ่งเกิดจากการเหนี่ยวนำในตัวนำและวางตัวในแนวตั้ง ดังนั้นถ้าไม่มีแหล่งตัวนำ(conductor) ในบริเวณที่วัด ค่าที่วัดได้ก็จะอยู่ในแนวระดับคือมีเฉพาะองค์ประกอบปฐมภูมิเท่านั้น แต่ถ้าค่าที่วัดมีการเบี่ยงเบนทำมุมแสดงว่ามีแหล่งตัวนำอยู่ใต้พื้นดินบริเวณนั้นแน่

วิธีวัดแบบนี้แปลกไปจากการทำภาพตัดของวิธีทางธรณีฟิสิกส์อื่นๆ คือเป็นวิธีเดียวเท่านั้นที่แนวของภาพตัดไม่วางตัวตั้งฉากกับแนวการวางตัว(strike) ของโครงสร้างที่จะวัด แต่จะทำมุมประมาณ 45 องศา

เครื่องส่งและเครื่องรับจะเคลื่อนย้ายด้วยกันตามแนวที่วางไว้ วิธีวัดแบบนี้มีชื่อเรียกว่าการวัดมุมเอียงมีวิธีวัดมุมเอียงอีก 2 วิธี ได้แก่

- การวัดมุมเอียงแบบออกข้าง(dip-angle broadside) ซึ่งทั้งเครื่องส่งและเครื่องวัดจะเคลื่อนย้ายไปด้วยกันทางด้านข้างในทิศทางที่ตั้งฉากกับแนวการวางตัวของโครงสร้างการวัดวิธีนี้ผู้วัดทั้งสองจะต้องมองเห็นกันได้ถนัด
- การวัดมุมเอียงแบบเครื่องส่งคงที่(dip-angle fixed source) ในกรณีนี้ขดลวดเครื่องส่งจะไม่เคลื่อนย้าย เพียงแต่คอยหันให้ด้านแบนตรงไปทางเครื่องรับ ซึ่งเคลื่อนย้ายไปเรื่อยๆ

การวัดวิธีนี้ต้องใช้เครื่องส่งที่มีกำลังส่งสูงพอ(ต้องใช้เครื่องปั่นไฟแทนแบตเตอรี่ปกติ) และมีแผงเครื่องส่ง(transmitter loop) ที่คอยหันไปทางเครื่องรับได้ วิธีนี้จะใช้เมื่อสงสัยว่าจะมีโครงสร้างที่เป็นตัวนำอยู่ในบริเวณสำรวจ เครื่องส่งจะตั้งไว้ใกล้ๆกับโครงสร้างดังกล่าว

3. วิธีวัดแบบทูแรมและทูแอร์ (Turam and Turair Techniques) วิธีวัดแบบทูแรมนี้ใช้เครื่องส่งที่มีกำลังส่งสูงอยู่กับที่ ประกอบด้วยแผง(loop) (10 ตารางเมตร ถึงหลายตารางกิโลเมตร) วางอยู่กับพื้น ส่วนเครื่องรับประกอบด้วยขดลวดสองขดลวดไปตามแนว profile โดยใช้ระยะห่างระหว่างขดทั้งสองคงที่

กำลังส่งซึ่งอาศัยพลังงานจากเครื่องปั่นไฟ อยู่ในช่วงหลายๆร้อยวัตต์ ความถี่ของคลื่นประมาณตั้งแต่ 100 ถึง 10,000 เฮิร์ตซ์(ขึ้นอยู่กับเครื่องมือ) ขดลวดของเครื่องรับวางตัวอยู่ในแนวระดับ โดยมีระยะห่างกันคงที่ (20 เมตร) ความลึกของข้อมูลที่วัดได้ประมาณ 200 เมตร ที่ลึกที่สุดเท่าที่เคยวัดได้โดยวิธีนี้ที่ประเทศนอร์เวย์ คือ 850 เมตร โดยใช้แผงเครื่องส่งขนาด 1x12 กิโลเมตร

สิ่งที่วัดโดยวิธีนี้มีอยู่สองชนิดคือ อัตราส่วนของความเข้มสนามแม่เหล็กระหว่างขดลวดเครื่องรับทั้งสอง และปริมาณของวตภาค(phase) ที่ต่างกันในขดลวดทั้งสอง ซึ่งนำมาคำนวณหาองค์ประกอบแท้(real component) และองค์ประกอบจินตนาการ(imaginary component) ได้

วิธีวัดแบบทูแอร์(Turair) ก็คือ วิธีแบบเดียวกับทูแรมแต่วัดภาคอากาศ(airborne Turam) ทั้งนี้เครื่องส่งก็ยังคงวางอยู่บนพื้นดิน ส่วนเครื่องรับอยู่บนเฮลิคอปเตอร์วิธีวัดแบบทูแอร์ใช้สำหรับสำรวจพื้นที่ขนาดใหญ่ ก่อนขั้วราบเข้าถึงโดยทางพื้นดินได้ยาก เช่น บริเวณที่ลุ่ม(swamp) หรือทะเลทราย

ข้อมูลที่วัดได้จากสองวิธีทั้งสองคือ การวางตัว(strike) คุณภาพของตัวนำและความลึกของโครงสร้างตัวนำ ราคาของเครื่องมือโดยประมาณอยู่ในช่วง 3 ถึง 5 แสนบาท

4. วิธีวัดแบบคลื่นความถี่ต่ำและแบบคลื่นเสียง(VLF and AFMAG techniques) VLF ย่อมาจาก Very Low Frequency และ AFMAG ย่อมาจาก Audio Frequency Magnetics หลักการของสองวิธีนี้คล้ายกัน ต่างกันที่ช่วงความถี่ VLF ใช้คลื่นความถี่ที่ส่งจากสถานีส่ง(broadcasting transmitters) ซึ่งตั้งอยู่ ณ ตำแหน่งต่างๆ ทั่วโลก ปกติความถี่อยู่ในช่วง 10,000 ถึง 25,000 เฮิร์ตซ์ ส่วน AFMAG อาศัยคลื่นความถี่ต่ำๆ(ประมาณ 200-300 เฮิร์ตซ์) ซึ่งเกิดจากพายุฝนฟ้าคะนองในบรรยากาศ(atmospheric thunderstorm)

คลื่นแม่เหล็กแบบสลับ(จากทั้งสองแหล่ง) และส่วนใหญ่วางตัวอยู่ในแนวระดับ โดยมีทิศทางตั้งฉากกับทิศทางจากสถานีส่ง(รูป 6.47) เครื่องมือวัดนี้ใช้วัดค่ามุมเท(inclination) ของสนามแม่เหล็กตรงบริเวณที่วัด สำหรับ VLF วัดค่าความแตกต่างของวตภาคระหว่าง

องค์ประกอบแนวตั้ง(vertical component) กับองค์ประกอบแนวระดับ(horizontal component) ด้วย แต่ AFMAG วัดค่านี้ไม่ได้ ดังนั้น AFMAG จึงได้ข้อมูลเฉพาะค่ามุมเอียง(dip angle) ของโครงสร้างในขณะที่ VLF ได้ทั้งค่ามุมเอียง ค่าทิศทาง การวางตัว (strike) ความลึก และคุณภาพของตัวนำ

ทั้งสองวิธีนี้ไวต่อการเปลี่ยนแปลงการเป็นตัวนำอย่างมาก ดังนั้นจึงใช้ประโยชน์ได้ดีในบริเวณที่มีการผุพัง(weathering) ของหินสูงหรือผิวดินปกคลุมอยู่หนาหนามากๆ ตลอดจนบริเวณที่มีแหล่งแร่(รูป 6.48, รูป 6.50) โครงสร้างแบบรอยเลื่อนที่วางตัวในแนวตั้งหรือมีมุมเอียงมากจะปรากฏอย่างชัดเจน(รูป 6.51) ในการวัดด้วยสองวิธีนี้แม้ว่าจะมีหินอื่นปิดทับอยู่ถึง 10 หรือ 20 เมตร แต่ก็มิมีข้อเสียอยู่บ้างคือ มักแสดงค่าผิดปกติหลายบริเวณ(เนื่องจากความไว) จึงจำเป็นต้องเปรียบเทียบยืนยันกับวิธีวัดแบบอื่นๆ ด้วย ข้อดีคือค่าใช้จ่ายต่ำ คนเดียวก็สามารถทำการวัดได้ ตัวอย่างปฏิกิริยาบันทึกการสำรวจด้วยวิธี VLF EM ได้แสดงในตาราง 6.8

นอกจากวิธีสำรวจทางแม่เหล็กไฟฟ้าที่กล่าวมาแล้ว ยังมีการสำรวจโดยวิธีวัดภาคอากาศ(airborne EM measurement) ซึ่งใช้ในการสำรวจแหล่งแร่เป็นส่วนใหญ่ โดยใช้เฮลิคอปเตอร์หรือเครื่องบินเล็ก ปกติใช้ในบริเวณที่มีเนื้อที่ไม่กว้างมากนัก จึงมักไม่ทำไปพร้อมกับการสำรวจ โดยวิธีทางแม่เหล็ก การสำรวจภาคอากาศแบบทุรเร่ ที่ได้กล่าวไปแล้ว เป็นวิธีเดียวที่เครื่องส่งไม่นำติดเครื่องบินไปด้วย โดยทั้งไปเมื่อสำรวจเสร็จแล้ว สายเคเบิลและแผงเครื่องส่งจะถูกทิ้งไปเลย วิธีสำรวจภาคอากาศทางแม่เหล็กไฟฟ้าอื่นๆ ส่วนใหญ่เป็นการดัดแปลงวิธีแบบสลิงแรม เช่น อาจติดขดลวดไว้กับปลายปีกทั้งสองข้าง หรือติดที่ส่วนหัวกับท้ายของเครื่องบิน และมักนิยมใช้ขดลวดอยู่ในแนวตั้ง การสำรวจภาคอากาศโดยวัดแบบ VLF และ AFMAG มีผู้ใช้บ้างแต่แบบมุมเอียงไม่มี

6.6.6 วิธีการสำรวจด้านการแผ่กัมมันตภาพรังสี (Radioactive Method of Exploration)

การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ที่อาศัยกัมมันตภาพรังสีเริ่มเข้ามามีบทบาทมาก เมื่อความต้องการยูเรเนียมเพื่อใช้ในเครื่องปฏิกรณ์ปรมาณูมีมากขึ้น ธาตุยูเรเนียมเป็นธาตุที่สลายตัวแล้วให้อนุภาคต่างๆ กัน(ตาราง 6.9) ที่มีประโยชน์และวัดได้ง่ายคือ รังสีแกมมาซึ่งมีสมบัติแบบแม่เหล็กไฟฟ้าวัดได้โดยอาศัยเครื่องมือที่เรียกว่าไกเกอร์เคาท์เตอร์(Geiger-counter) หรือเครื่องมือวัดรังสีแกมมาแบบซินติลโลมิเตอร์(Scintillometer)(ซึ่งบางท่านเรียกว่าเครื่องวัดประกายรังสี) เครื่องวัดแบบนี้มีประสิทธิภาพวัดได้เพียง 1 เปอร์เซ็นต์ แต่เครื่องวัดประกายรังสีวัดได้ถึง 100 เปอร์เซ็นต์ แต่ราคาก็สูงกว่าแบบแรกถึง 10 เท่า

การวัดรังสีแกมมาควรวัดในบริเวณที่หินโผล่(outcrops)สดๆอยู่ไม่ผุพังสลายตัวมาก เพราะหินที่ผุพังมักส่งผลทำให้กัมมันตภาพรังสีในหินสลายหรือเปลี่ยนรูปแล้วถูกพัดพาไปได้ง่าย

เครื่องวัดประกายรังสีวัดรังสีแกมมาที่มีอยู่ทั้งหมดโดยไม่อาจแยกได้ว่าเป็นส่วนที่เกิดจากการสลายตัวของยูเรเนียมหรือทอเรียม หรือโปแตสเซียม 40 ซึ่งธาตุทั้ง 3 นี้สลายตัวให้รังสีแกมมาได้เช่นเดียวกัน ดังนั้นถ้าต้องการวัดเพื่อแยกให้ทราบว่ารังสีแกมมาที่จัดส่วนไหนสลายตัวมาจากธาตุใด อาจใช้เครื่องมือที่เรียกว่าเครื่องวัดแยกรังสี(spectrometer) ซึ่งวัดรังสีแกมมาที่ระดับพลังงานต่างกัน ทำให้ทราบต้นกำเนิดของรังสีแต่ละส่วนได้ การวัดรังสีแกมมาอาจกระทำได้ทั้งภาคพื้นดิน ยานยนต์ และภาคอากาศ

การสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีมักทำให้เกิดอนุภาคที่อีกชนิดหนึ่งคือ อนุภาคอัลฟา อนุภาคนี้นี้วัดได้โดยวิธี “ทิ้งรอย” (track-etching) กล่าวคือ ใช้แผ่นพลาสติกพิเศษ ฝังในพื้นดินเป็นเวลาประมาณ 2-3 สัปดาห์แล้วนำมาทำปฏิกิริยากับสารเคมีทำให้มองเห็นร่องรอยที่เกิดจากอิทธิพลของอนุภาคอัลฟา ซึ่งเมื่อตรวจดูด้วยกล้องจุลทรรศน์เราก็สามารถประเมินความเข้มข้นของอนุภาคอัลฟาที่มากระทบแผ่นพลาสติกได้ การวัดอนุภาคอัลฟาเหมาะสำหรับบริเวณที่ชั้นดินปกคลุมหนาหลายๆ ในบริเวณแถบอำเภอภูเวียง จังหวัดขอนแก่น กองเศรษฐธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี ได้เคยใช้วิธีการดังกล่าวนี้ในการตรวจหาแร่ยูเรเนียมในบริเวณนี้มาแล้ว แต่ไม่พบแร่ดังกล่าวในปริมาณมากพอที่จะคุ้มทุนในการทำเหมือง

การวัดแบบกัมมันตภาพรังสี ยังอาจใช้วัดในหลุมเจาะซึ่งใช้ประจำในหลุมเจาะสำรวจน้ำมันเพื่อประโยชน์ในการแยกแยะชนิดของหินชั้นต่างๆ ซึ่งแสดงค่าความเข้มของรังสีแกมมาในระดับต่างกัน การวัดในหลุมเจาะใช้เฉพาะกับรังสีแกมมาเท่านั้น

โดยปกติแร่กัมมันตรังสีมักมีปริมาณเล็กน้อย(trace) ไม่ว่าจะอยู่ในดิน ในหิน (รูป 6.53) ในน้ำหรือแม้แต่ในน้ำมัน แร่ธาตุเหล่านี้จะแผ่รังสีออกมาพร้อมกับรังสีคอสมิกที่มาจากนอกโลก และรวมกันเป็นรังสีสภาพแวดล้อม ปริมาณรังสีสภาพแวดล้อมจึงเปลี่ยนแปลงไปในแต่ละที่ การสำรวจกัมมันตรังสีจึงอาจทำได้โดยวัดรังสีแกมมา ณ จุดต่างๆโดยใช้เครื่องมือวัดรังสี ดังนั้นเมื่อเริ่มการสำรวจควรรหากัมมันตรังสีสภาพแวดล้อม เนื่องจากค่าระดับกัมมันตรังสีที่น่าสนใจจะมีค่ามากกว่าค่ากัมมันตรังสีสภาพแวดล้อมสองเท่า ดังนั้นเมื่อเครื่องมืออ่านค่าบริเวณใดได้มากกว่าสองเท่าก็น่าจะมีการสำรวจบริเวณนั้นโดยละเอียดเพิ่มขึ้น นอกจากวิธีนี้จะใช้เพื่อสำรวจแร่กัมมันตรังสีแล้วยังมีประโยชน์ในการสำรวจสภาพธรณีวิทยา(geologic setting) ได้อีกด้วย เพราะหินบางชนิดเช่น หินแกรนิตหรือหินดินดานมักมีธาตุกัมมันตรังสีปะปนอยู่เป็นปริมาณสูงกว่าปกติในขณะที่หินบะซอลต์ และหินปูน มักมีธาตุกัมมันตรังสีปะปนอยู่ในปริมาณที่น้อยกว่ามาก

6.6.7 วิธีสำรวจด้านความโน้มถ่วง (gravity method of exploration)

การสำรวจวิธีนี้ใช้หลักการที่มวลทุกชนิดบนโลกมีแรงดึงดูดซึ่งกันและกัน และถูกดึงดูดสู่ใจกลางของโลกด้วยแรงที่เรียกว่า “แรงโน้มถ่วง (gravitational force)” ความเร่งอันเกิดจากแรงนี้จะเรียกว่า “ความเร่งโน้มถ่วง (gravitational acceleration)” การเปลี่ยนแปลงค่าความหนาแน่นของชั้นหินจากบริเวณหนึ่งไปยังอีกบริเวณหนึ่งจะก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงขนาดของความเร่งโน้มถ่วงบนผิวโลกด้วย จากผลของการเปลี่ยนแปลงจะทำให้ทราบถึงลักษณะโครงสร้างภายในโลกได้ ดังนั้นวิธีสำรวจจะเป็นการวัดและวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงขนาดของความเร่งโน้มถ่วงบนผิวโลก

การสำรวจโดยวัดค่าความโน้มถ่วง อาศัยหลักเช่นเดียวกับตาชั่งแบบสปริง กล่าวคือ ขดลวดสปริงที่ใช้วัดจะยืดออกเป็นสัดส่วนกับแรงดึงดูดของสนามความโน้มถ่วงโลกแต่ละแหล่ง (the Earth's local gravity field) ต่อมวลที่มีค่าคงที่ ค่าของความโน้มถ่วงวัดเป็นหน่วยเกก (gal) ซึ่งมีค่าประมาณ 980 เกก ค่าความโน้มถ่วงที่แปรเปลี่ยนไปตั้งแต่ไม่น้อยกว่า 0.1 มิลลิเกก จะเป็นสิ่งที่น่าสนใจในการสำรวจแหล่งแร่ ข้อมูลที่ได้รับจากการสำรวจวิธีนี้ได้แก่ โครงสร้างทางธรณีวิทยาของบริเวณที่สำรวจ ซึ่งอาจสัมพันธ์กับแหล่งแร่ (รูปที่ 3.)

เครื่องมือที่ใช้สำรวจเรียกว่า “เกรวิมิเตอร์ (gravimeter)” (รูปที่ 3. และ 3.) มีราคาระหว่าง 300,000 ถึง 500,000 บาท เป็นเครื่องมือที่มีความไว ความแม่นยำ และความละเอียดสูงมาก การสำรวจในภาคสนามต้องระมัดระวังมาก และต้องทำการรังวัดเพื่อหารายละเอียดความสูงต่ำของภูมิประเทศ ค่าใช้จ่ายของการสำรวจวิธีนี้จึงค่อนข้างสูงเพราะต้องใช้บุคลากรหลายคน

โดยทั่วไปมักไม่ใช้วิธีนี้เป็นหลักในการสำรวจ แต่ใช้ตรวจสอบความถูกต้อง หรือหาข้อมูลสนับสนุนผลจากการสำรวจธรณีฟิสิกส์วิธีอื่นเช่น ใช้ในกรณีที่หาแร่ที่มีลักษณะเป็นตัวนำไฟฟ้าที่เหลว และมีความเป็นแม่เหล็กน้อยหรือไม่แน่นอนเช่น แร่ฮีมาไทต์ เนื่องจากไม่เหมาะที่จะใช้วิธีสำรวจด้านไฟฟ้า ด้านแม่เหล็กไฟฟ้า และด้านแม่เหล็ก

นอกจากนี้อาจนำวิธีวัดค่าความโน้มถ่วง ไปใช้ประโยชน์ต่าง ๆ ได้ดังนี้

1. การวัดมิติและสัณฐานของโลก (geodetic measurements) มีประโยชน์สำหรับการทำแผนที่ การนำร่อง (navigation) ฯลฯ การวัดแบบนี้ต้องการความแม่นยำในช่วง ± 1 มิลลิเกก ขนาดของพื้นที่สำรวจสามารถใช้ได้ทั่วโลก

2. การสำรวจหาแหล่งน้ำมัน เพื่อกำหนดขอบเขตและลักษณะที่สำคัญ ๆ ของแอ่งสะสมตะกอน (sedimentary basin) ซึ่งเป็นบริเวณที่มักมีน้ำมันสะสมอยู่ การวัดแบบนี้ต้องการความแม่นยำในช่วง ± 0.01 มิลลิเกก ขนาดของพื้นที่สำรวจอยู่ระหว่าง 10,000-100,000 ตารางกิโลเมตร

3. การสำรวจหาแหล่งแร่ เพื่อหาโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่สัมพันธ์กับแหล่งแร่ ต้องการความแม่นยำในช่วง ± 0.005 ถึง 0.01 มิลลิเกิล ขนาดของพื้นที่สำรวจไม่เกิน 1 ตารางกิโลเมตร

6.6.8 วิธีสำรวจด้านแม่เหล็ก (*magnetic method of exploration*)

วัตถุแต่ละชนิดที่อยู่ใต้ผิวโลกจะมีความสามารถเป็นแม่เหล็กไม่เหมือนกัน ดังนั้นจึงอาศัยการเปลี่ยนแปลงสนามแม่เหล็ก (magnetic field) บนผิวโลกเป็นสื่อ เพื่อใช้ในการสำรวจ และหาสิ่งที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงนั้น การสำรวจด้านแม่เหล็กมีส่วนคล้ายกับการสำรวจด้านความโน้มถ่วงมาก แต่เนื่องจากในธรรมชาติแม่เหล็กมีสองขั้วเสมอ ดังนั้นข้อมูลการเปลี่ยนแปลงสนามแม่เหล็กจึงยุ่งยากซับซ้อน เป็นเหตุให้การแปลความหมายทำได้ลำบาก ข้อควรระวังในการสำรวจคือ จุดที่วัดค่าสนามแม่เหล็กต้องอยู่ห่างจากสารแม่เหล็กบนผิวโลกเช่น สะพาน สายไฟฟ้าแรงสูง รางรถไฟ บ้าน รถยนต์ รั้วลวดหนาม ฯลฯ เพื่อไม่ให้รบกวนค่าสนามแม่เหล็กที่อ่านได้ ระยะห่างจากสารแม่เหล็กเหล่านี้ควรมีค่ามากกว่า 30-40 เมตร นอกจากนั้นในตัวผู้ทำการวัดค่าก็ไม่ควรมีสารแม่เหล็กเช่น มีดพก กระดิกน้ำ เข็มขัด ฯลฯ ข้อดีของการสำรวจด้านแม่เหล็กคือ ทำง่าย รวดเร็ว และประหยัด การสำรวจวิธีนี้เป็นที่นิยมมากในการสำรวจแหล่งแร่หรือการสำรวจธรณีโครงสร้างที่มีความสัมพันธ์กับหินหรือแร่ที่มีสารแม่เหล็กสูงเช่น หินอัคนีบางชนิด แร่แมกนีไทต์ (magnetite) ฯลฯ สามารถหาตำแหน่ง ขนาด และความลึกของสิ่งก่อสร้างใต้ดินที่มีคุณสมบัติเป็นแม่เหล็กได้เช่น ท่อน้ำ สายไฟ ฯลฯ

ความเข้มของสนามแม่เหล็กมีลักษณะเป็น vector คือ มีความเข้ม (intensity) และทิศทาง (direction) ค่าของความเข้มมีหน่วยเป็นแกมมา (gamma) ส่วนประกอบของทิศทางมี 3 ส่วนคือ ส่วนประกอบในแนวระดับ 2 ส่วน เป็นค่าที่เรียกว่า “ค่ามุมเบี่ยงเบน (declination)” มีหน่วยเป็นองศาไปทางตะวันออกหรือตะวันตก และส่วนประกอบในแนวตั้ง เรียกว่า “ค่ามุมเท (inclination)” ซึ่งถ้าวัดในซีกโลกใต้จะมีทิศทางขึ้นสู่ด้านบน (จากผิวดิน) และถ้าวัดในซีกโลกเหนือจะมีทิศทางชี้ลงด้านล่าง (สู่พื้นโลก)

เครื่องมือที่ใช้ในการสำรวจวิธีนี้มี 2 ประเภทคือ

1 เครื่องวัดความเข้มแม่เหล็กแบบแถบแรงบิด (torsion-ribbon magnetometer) เป็นเครื่องมือกลที่ไม่ใช้ส่วนประกอบทางไฟฟ้าเลย เมื่อจะใช้วัดต้องให้อยู่ในแนวระดับจึงต้องใช้ประกอบกับขาตั้งแบบสามขา (tripod)

2 เครื่องวัดความเข้มแบบไฟฟ้า (eletronic magnetometers) ซึ่งมี 2 ชนิดคือ เครื่องวัดความเข้มแม่เหล็กแบบฟลักเกต (fluxgate magnetometer) และเครื่องวัดความเข้มแบบโปรตอน (proton magnetometer) เครื่องวัดทั้ง 2 ชนิดใช้พลังงานไฟฟ้าจากแบตเตอรี่ โดยปกติตัวรับสัญญาณใน proton magnetometer มักเป็น

ขดบรรจุไฮโดรเจนเหลวเอาไว้และมีขดลวดหุ้มเอาไว้อีกที โปรตอนในของเหลวนี้นี้มีการจัดตัวอย่างไม่เป็นระเบียบ เมื่อสนามแม่เหล็กที่วัดได้มีค่าความเข้มมากกว่าสนามแม่เหล็กโลก โปรตอนจะถูกเหนี่ยวนำในขดลวดและจะทำให้เกิดการจัดตัวของโปรตอนในของเหลวเสียใหม่ เมื่อสนามแม่เหล็กที่เหนี่ยวนำหมดลง โปรตอนที่จัดตัวอยู่ในของเหลวนั้นก็จะกลับเข้ามาอยู่ในสภาพปกติ จนเกิดการหมุน (oscillating) ทำให้เกิดความต่างศักย์ภายในขดลวด ทำให้เราสามารถวัดค่าความถี่ของสัญญาณ (ซึ่งเป็นสัดส่วนกับกำลังแรงของสนามแม่เหล็กโลกได้)

นอกจากนี้ ยังมีเครื่องวัดความเข้มแม่เหล็กที่ใช้หย่อนลงไปวัดในหลุมเจาะได้ ซึ่งผลที่ได้เมื่อประกอบกับข้อมูลจากการสำรวจอย่างละเอียดรอบหลุมเจาะจะมีประโยชน์มาก

โดยทั่วไปประมาณ 100,000-250,000 บาท วิธีสำรวจด้านแม่เหล็กทำได้ทั้งภาคพื้นดินและทางอากาศ ในการสำรวจภาคพื้นดินถ้าใช้เครื่องวัดความเข้มแม่เหล็กแบบแถบแรงบิดหรือแบบฟลักเกต จะเป็นการวัดค่าความเข้มในแนวดิ่ง ซึ่งค่าอาจแปรเปลี่ยนระหว่าง -60,000 ถึง +60,000 แกมมา แต่ถ้าใช้แบบโปรตอนจะเป็นการวัดค่าความเข้มลัพธ์ (total intensity) ของทั้ง 3 ทิศทาง สำหรับการสำรวจทางอากาศใช้เครื่องวัดแบบฟลักเกตหรือแบบโปรตอน โดยวัดค่าความเข้มลัพธ์ทั้งสองกรณี ราคาเครื่องวัดความเข้มแม่เหล็ก ภาคพื้นดินและทางอากาศไม่แตกต่างกันมากนัก แต่ราคาเครื่องมือที่ใช้ในการสำรวจทางอากาศจะแพงกว่าภาคพื้นดินเป็นสิบเท่า เนื่องจากเครื่องมือประกอบการสำรวจขึ้นอื่น (ไม่นับเครื่องบิน) ที่ใช้ในการวัดและบันทึกผลโดยอัตโนมัติ เครื่องบันทึกตำแหน่ง และเครื่องบันทึกการทรงตัวของเครื่องบินมีราคาสูงมาก ความแม่นยำของเครื่องมือภาคพื้นดินประมาณ 3-10 แกมมา ส่วนเครื่องมือทางอากาศมีความแม่นยำระหว่าง ± 1 แกมมา ค่าความเข้มแม่เหล็กที่วัดได้จะนำมาทำแผนที่ความเข้มแม่เหล็ก (magnetic map) แล้วจึงนำไปแปลความหมายต่อไป

ค่าความเข้มแม่เหล็กที่วัดได้สามารถนำไปใช้ในการสำรวจ ดังนี้

1. การสำรวจภาคพื้นดินอย่างคร่าว ๆ (reconnaissance ground survey) เป็นวิธีที่สามารถทำได้รวดเร็ว ปกติมักใช้ในขั้นตอนติดตามผล (follow up) หลังจากที่ได้ทำการสำรวจธรณีเคมีอย่างคร่าว ๆ มาแล้ว เพื่อจำกัดบริเวณสำหรับการสำรวจขั้นละเอียดต่อไป

2. การสำรวจภาคพื้นดินอย่างละเอียด (detailed ground survey) เพื่อกำหนดการวางตัวของโครงสร้างธรณีวิทยา และแหล่งแร่ที่อาจเกิดร่วมกัน

3. การสำรวจด้านแม่เหล็กทางอากาศ (air-borne magnetic survey) (รูปที่ 3.) ซึ่งเป็นวิธีสำรวจธรณีฟิสิกส์ทางอากาศที่นิยมมากวิธีหนึ่ง ใช้สำรวจพื้นที่กว้าง ๆ อย่างรวดเร็ว เพื่อหาความแตกต่างของชนิดหิน แนวรอยเลื่อน แนวโค้งงอ และแหล่งแร่เหล็กได้แผนที่ความเข้มสนามแม่เหล็กทางอากาศ (aeromagnetic map) จะแสดงเส้นชั้นความเข้มสนามแม่เหล็กที่เรียกว่า “ไอโซแกรม (isogram)” ซึ่งให้ข้อมูลเรื่องการเสียรูป

(distortion) ของสนามแม่เหล็กโลก เนื่องจากรูปแบบและชนิดของหิน เมื่อหักค่าสนามแม่เหล็กโลก (ซึ่งเป็นค่าปกติที่เกือบเท่ากันหมด) ออกไป ส่วนที่เหลือคือค่าผิดปกติของสนามแม่เหล็ก ค่าผิดปกติจากการบินสำรวจนี้มีน้อยมาก อาจสูงกว่าค่าปกติเพียงแค่น้อยกว่า 1 แกมมา ($1 \text{ gauss} = 10^{-5}$ เทสลา, gauss) ซึ่งก็อาจทำเป็นแผนที่ได้ แต่ในบางแห่งค่าผิดปกติอาจขึ้นสูงถึง 10,000 หรือ 50,000 แกมมาได้ โดยเฉพาะในบริเวณแหล่งแร่เหล็ก เสียการทำแผนที่ความเข้มสนามแม่เหล็กทางอากาศครอบคลุมพื้นที่มากกว่า 1 ล้านตารางกิโลเมตรค่าใช้จ่าย ประมาณ 200-500 บาทต่อตารางกิโลเมตร

การแปลความหมายทำได้จากโดยตรงแผนที่ความเข้มสนามแม่เหล็กหรืออาจนำมาจัดการเสียใหม่โดยการกรอง (filter) เป็นแผนที่กรองข้อมูล (filtered map) ซึ่งช่วยในการกำจัดค่าความเข้มที่อยู่ระหว่างค่าผิดปกติระดับดินและลึกได้ วิธีแปลความหมายทำได้โดยใช้แบบจำลองธรณีฟิสิกส์ (geophysical model) ต่างๆ ช่วย หรือเทียบกับแผนที่ธรณีวิทยาของบริเวณนั้นเช่น การหาแนวรอยเลื่อนได้โดยเปรียบเทียบกับแบบจำลองของแท่งเอียงเทหรือจากการที่ค่าผิดปกติถูกตัดหรือเลื่อนออกไป เป็นต้น

อย่างไรก็ตาม จากปริมาณของแร่ที่มีคุณสมบัติเป็นสารแม่เหล็กในหินชนิดต่าง ๆ มีความแปรเปลี่ยนมาก แผนที่ความเข้มแม่เหล็กที่ได้จึงมักซับซ้อน และความแปรเปลี่ยนของค่าที่วัดสูงกว่าวิธีการทางธรณีฟิสิกส์อื่น ๆ (ยกเว้น วิธีการวัดรังสี) ทำให้การแปลผลให้ถูกต้องแน่นอนทำได้ยาก ต้องอาศัยความชำนาญสูง แต่เพราะเป็นวิธีสำรวจที่สิ้นเปลืองค่าใช้จ่ายค่อนข้างต่ำ และวิธีการวัดในสนามกระทำได้ง่าย จึงเป็นที่นิยมใช้กันทั่วไป โดยเฉพาะในขั้นตอนของการสำรวจอย่างคร่าว ๆ

6.6.9 การหยั่งธรณี(Well Logging)

นอกเหนือจากการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ด้วยวิธีต่างๆ ดังที่กล่าวมาแล้ว การสำรวจยังได้ดัดแปลงเพื่อใช้ในบ่อเจาะสำรวจได้อีก เพื่อศึกษาข้อมูลชั้นหินในรายละเอียด(เกี่ยวกับการสำรวจธรณีฟิสิกส์โดยวิธีนี้ของให้อ่านในบทที่ 7)

บรรณานุกรม

- Banerjee, B. and Cupte, S.K., 1975, Hidden layer problem in seismic correction work, Geoph, prosp. Vol.23, pp. 642-652
- Hagedoorn, J.G., 1959, The plus-minus method of interpreting seismic correction sections, Geoph. Prosp. Vol 7, pp. 158-182
- Hawkins, L. V., 1981, The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations, Geophysics, Vol. 26, pp. 806-819
- Mooney, H.M., 1980, Handbook of engineering geophysics, Vol. I seismic, bison instruments Inc., minnesote.
- Perasnis, D.S., 1979, Principles of applied geophysics, Newyork.
- Price, D.G., 1979, Lecture notes on site investigation rock slope engineering, Training program for geoscientists in development, AIT. Bangkok, 100 p.
- การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย, 2530, รายงานการหาน้ำบาดาลโรงไฟฟ้าแก๊สเทอร์ไบน์ อ. ลานกระบือ จ.กำแพงเพชร, รายงานเลขที่ 311-02-00-3047
- การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย, 2530, รายงานการสำรวจวิธีสถิติเพื่อหาน้ำบาดาล และ ลักษณะการรั่วซึมของหินบริเวณแนวคลอง แม่ขาว-ห้วยทราย (แนวแก้ไข), โครงการ จัดส่งน้ำแม่เมาะ อ.แม่เมาะ จ.ลำปาง รายงานเลขที่ 313-02-00-3112
- การไฟฟ้าฝ่ายผลิตแห่งประเทศไทย, 2531 รายงานการสำรวจธรณีฟิสิกส์เพื่อขยายขอบเขต แหล่งผลิตของแหล่งพลังความร้อนใต้พิภพ อ.ฝาง จ.เชียงใหม่ รายงานเลขที่ 313-02-00-3111 และรายงานเลขที่ 313-02-00-3114
- กิตติชัย วัฒนานิก, 2526, การสำรวจธรณีฟิสิกส์สำหรับนักธรณีวิทยา และวิศวกร, ภาควิชา ฟิสิกส์, มหาวิทยาลัยเชียงใหม่
- ปรีชา สมศุด, 2522, วิธีสำรวจโดยใช้คลื่นความสั่นสะเทือน, กองวิเคราะห์-วิจัย, กรมทางหลวง
- ปรีชา สมศุด และคณะ, 2530, การจำแนกหินผุและหินแข็งโดยใช้ความเร็วคลื่นไหวสะเทือน กองวิเคราะห์-วิจัย, กรมทางหลวง

