1

บทนำ : แนะนำธรณีวิทยาโครงสร้าง

1.1 ธรรมชาติธรณีวิทยาโครงสร้าง

1.2 กระบวนการทางธรณีวิทยา

1.3 มูลฐานธรณีวิทยา

1.4 มูลฐานธรณีวิทยาโครงสร้าง

1.5 การจำแนกประเภทโครงสร้าง

1.6 แนวคิดการวิเคราะห์โครงสร้าง

1.7 กาลเวลาทางธรณีวิทยา

1.8 วัฏจักรทางธรณีวิทยา

บทที่ 1
บทนำ : แนะนำธรณีวิทยาโครงสร้าง

1.1 ธรรมชาติธรณีวิทยาโครงสร้าง

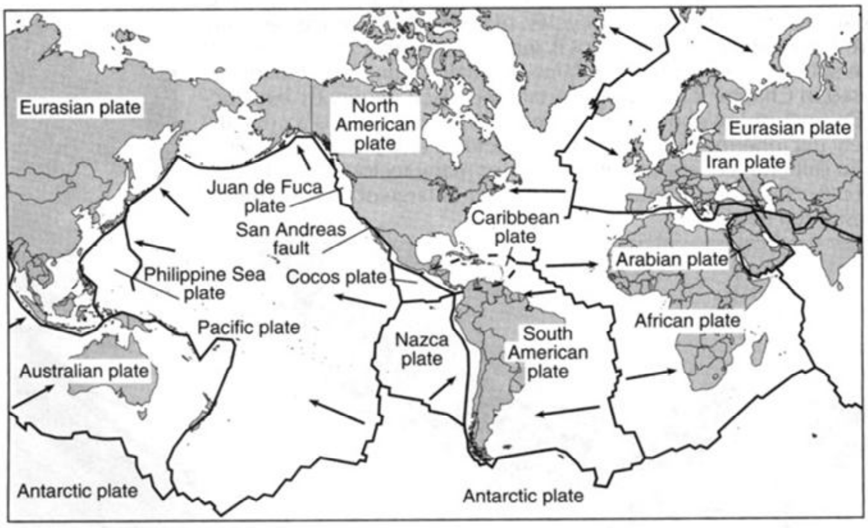
ธรณีวิทยาโครงสร้างเป็นเรื่องของการสังเกตและศึกษาถึงสถาปัตยกรรมโครงสร้างของเปลือกโลกโดยเน้นที่โครงสร้างที่เปลี่ยนแปลงไปจากเดิมอันเป็นผลจากการเปลี่ยนลักษณะ (Deformation) เนื่องจากแรงที่มากระทำจากภายนอกโครงสร้างนั้น

ในที่นี้ให้ความหมายของคำว่า "การเปลี่ยนลักษณะ" ตามพจนานุกรมศัพท์ทางธรณีวิทยา ฉบับราชบัณฑิตยสถาน (2544) ไว้ว่า คือ "การที่หินเปลี่ยนแปลงรูปร่าง ปริมาตร หรือโครงสร้างไปจากธรรมชาติเดิม เช่น เกิดการคดโค้ง การเลื่อนเหลื่อมล้ำ การบีบอัด การบิดย้วย หรือการเลื่อนไถล ผลต่างๆ นานาอันเนื่องมาจากความดัน ในหินเปลือกโลกทำให้แผ่นดินเปลี่ยนรูปลักษณะไป อาจเป็นแบบ (ก) ยืดหยุ่นคือแปรรูปไปแล้วอาจกลับรูปเดิมได้ทำนองเดียวกับยางลบ (ข) ไหลเลื่อนคือหินไหลไปจากที่เดิมและเปลี่ยนรูปไปอย่างถาวรไม่กลับรูปเดิม (ค) แตกแยกคือหินอาจแตกแยกหรือเลื่อนเหลื่อมกันทำให้เกิดรอยแยกและรอยเลื่อนขึ้นในหิน" โดยในทางธรณีวิทยา "การเปลี่ยนลักษณะ" อาจหมายรวมถึง การเปลี่ยนแปลงของโครงสร้างของเปลือกโลกที่เกิดขึ้นตั้งแต่จุดเริ่มต้นจนถึงจุดที่มองเห็นอยู่ หรือบางครั้งก็หมายถึงการเปลี่ยนแปลงทิศทางลักษณะการวางตัว รูปร่างลักษณะ ขนาด หรือปริมาตร ตลอดจนรูปทรงทางเรขาคณิต นอกจากนั้นการเปลี่ยนลักษณะยังใช้ในความหมายที่ว่าการเปลี่ยนกระบวนการทั้งทางกายภาพและเคมีที่ส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนลักษณะต่างๆในหินทุกชนิดไม่ว่าหินนั้นจะมีความแข็งแกร่ง (strength) มากหรือน้อยได้ถ้าอยู่ในภาวะที่เอื้ออำนวย ตัวอย่างเช่น ชุดหินตะกอนที่ประกอบด้วยชั้นตะกอนหยาบกับตะกอนละเอียดที่พบเห็นทั่วๆ ไปถ้าปรากฏอยู่ ณ ระดับความลึก 10-20 กิโลเมตรจากผิวโลก หินชุดนี้มักมีสภาพที่อ่อนนิ่ม(ductile) และอาจคดโค้งโก่งงอได้ง่ายเมื่อหินถูกแรงภายนอกมากระทำ ต่อมาเมื่อหินถูกยกตัว(uplift)ขึ้นสู่ผิวดิน เรามักพบเห็นชั้นหินแสดงการคดโค้งโก่งงอได้ การเปลี่ยนลักษณะโครงสร้างเป็นผลจากขนาดแรงที่มากระทำมีค่ามากกว่ากำลังรับแรงของหินนั่นเอง ดังนั้นเมื่อหินสูญเสียความแข็งแกร่งไป หินจึงเกิดการเปลี่ยนลักษณะ ตัวอย่างการถูกทำให้เปลี่ยนลักษณะได้แก่ แนวแตก (joint) แนวเลื่อน (fault) แนวโค้ง (fold) แนวขนาน (foliation) หรือแนวเส้นโครงสร้าง (lineation) เป็นต้น

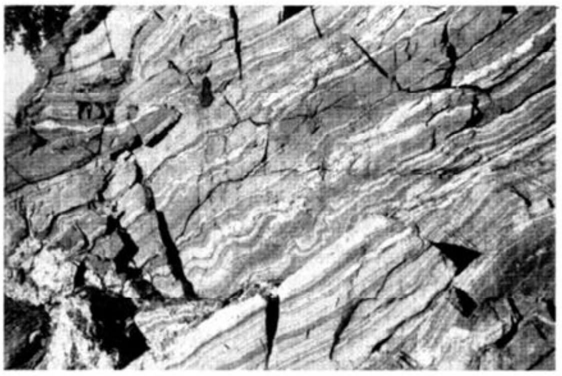
1.1.1 ธรณีวิทยาโครงสร้างและธรณีวิทยาแปรสัณฐาน

ธรณีวิทยาโครงสร้าง (Structural geology) และธรณีวิทยาแปรสัณฐานหรือการแปรสัณฐาน (Tectonic geology, geotectonic หรือ tectonics) มักมีลักษณะการศึกษาที่คล้ายคลึงกันหรือสอดคล้องกัน และหลายครั้งที่เกี่ยวพันกัน โดยที่ทั้งคู่เป็นการศึกษาวิวัฒนาการ (evolution) หรือประวัติ(history) การเปลี่ยนลักษณะ(deformation)ของหินเปลือกโลก(crustal rocks) จนถึงเนื้อโลกตอนบน (upper mantle) ซึ่งคำว่า “structure” มีรากศัพท์มาจากภาษาลาตินว่า “struere” ซึ่งหมายถึงสร้าง (build) ส่วนคำว่า “tectonics” มาจากภาษากรีกว่า “tektos” หมายถึง ผู้สร้าง (builder) โดยในการศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้างอาจเป็นการศึกษาได้ตั้งแต่ขนาดที่เล็กมาก ซึ่งมักเป็นการศึกษาถึงผลที่ได้จากการเปลี่ยนลักษณะที่ปรากฏให้เห็น ส่วนการศึกษาธรณีวิทยาแปรสัณฐานมักเน้นการศึกษาถึงกระบวนการที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนลักษณะเน้น ซึ่งอาจมีได้ตั้งแต่ขนาดเล็กจนถึงขนาดใหญ่ถึงทั่วทั้งโลก (global scale) จะเห็นได้ว่าเนื้อหาการศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้างและธรณีแปรสัณฐานมีความเกี่ยวกัน(overlap) ด้วยเหตุนี้หลายคนจึงมักกล่าวว่าการแปรสัณฐานแผ่นเปลือกโลก(plate tectonics) (ดูรูป 1.1) ย่อมมีบทบาทสำคัญต่อการเกิดโครงสร้างต่างๆ ที่ปรากฏในหินได้

ในการศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้าง เรามักเริ่มพิจารณาจากระดับหินโผล่ (outcrop scale) ที่มองเห็นได้ด้วยตาเปล่า (รูป 1.2) คือตั้งแต่ขนาดมิลลิเมตรถึงขนาดหลายๆ เมตร ที่อาจมีแนวเลื่อน (fault) แนวโค้ง (fold) แนวแยก (joint) แนวแตกเรียบ (cleavage) หรือแนวขนาน (foliation) ปรากฏให้เห็น จากนั้นเราอาจเก็บตัวอย่างหิน (rock sample) จากหินโผล่นั้นมา (1) ศึกษาในมาตราส่วนที่เล็กลงด้วยกล้องจุลทรรศน์ (microscopic scale) (ดูรูป 1.3) หรือกล้องกำลังขยายสูงมาก (submicroscopic scale) ในขนาดที่เล็กมาก $\sim 10^{-6}$ เมตร (micron) หรือ (2) เราอาจนำเอาข้อมูลจากหินโผล่นั้นมาวิเคราะห์ในมาตราส่วนที่ใหญ่ขึ้น ซึ่งอาจมีขนาดเป็นร้อยหรือเป็นพันกิโลเมตรได้ สำหรับในมาตราส่วนแบบไพศาลนั้นเรามักศึกษาจากหินโผล่หลายๆ จุดแล้วนำมาประมวลผลเพื่อหาความสัมพันธ์กันให้เป็นมาตราส่วนแบบไพศาล(รูป 1.4) โดยทั่วไปการศึกษาหินโผล่เพียงจุดเดียว แล้วสามารถให้คำตอบสภาพธรณีวิทยาภูมิภาคที่ครบถ้วนนั้นคงเป็นเรื่องที่เป็นไปได้ยากมาก หรือถ้าศึกษาจากกล้องจุลทรรศน์เพียงอย่างเดียวแล้วบ่งบอกสภาพการเปลี่ยนลักษณะตลอดทั่วทั้งพื้นที่ได้ทั้งหมดก็คงเป็นไปไม่ได้เช่นกัน ดังนั้นในการศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้างเราจึงต้องวิเคราะห์โครงสร้างในมาตราส่วนต่างๆ จากหลายๆ พื้นที่มาประกอบกัน เพื่อเชื่อมโยงหาการเปลี่ยนลักษณะของโครงสร้างหลัก (major structure) ซึ่งอาจเป็นผลให้เราเข้าใจสภาพและวิวัฒนาการการเปลี่ยนลักษณะได้มากขึ้นด้วย



รูป 1.1 แผนที่โลกแสดงการกระจายตัวของแผ่นเปลือกโลก ขอบเขต และทิศทางการเคลื่อนที่ของแผ่นต่างๆ



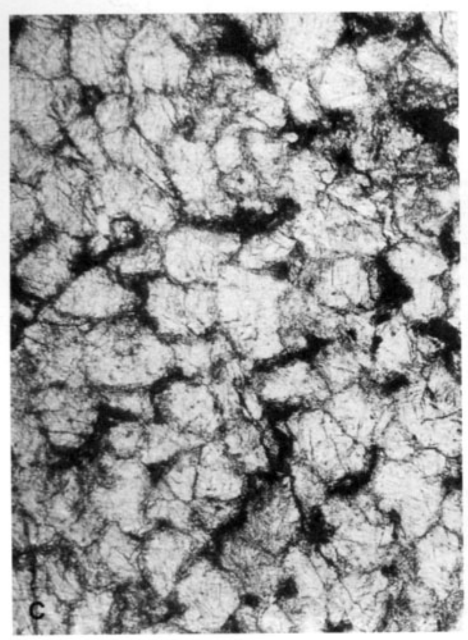
ก

ข

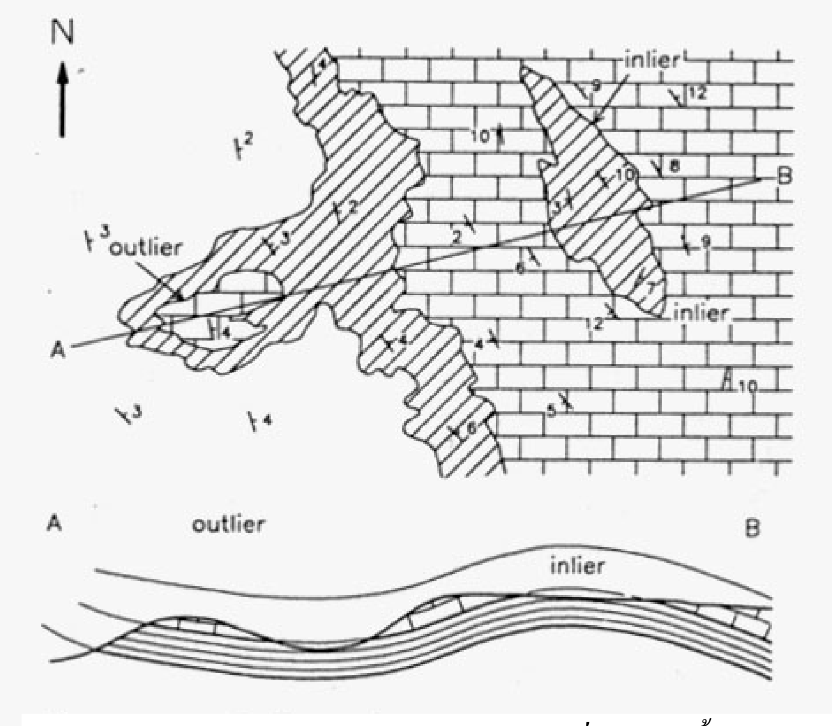
รูป 1.2 โครงสร้างแบบต่อเนื่อง(อ่อนนิ่ม) และแบบไม่ต่อเนื่อง(แตกหัก)ในหิน

(ก) รอยโค้งที่เกิดจากการไหลอ่อนนิ่มในหิน Central City มหายุคพรีแคมเบรียน ซึ่งแต่ละชั้นหนาประมาณ 5 – 10 ซม.

(ข) การเปลี่ยนลักษณะแบบแตกหัก ซึ่งพบ ณ จุดเดียวกับ (ก) แสดงรอยแตกหลายชุด มาตราส่วนใช้ต้นไม้เป็นเกณฑ์



รูป 1.3 ภาพจากแผ่นหินบางของหินที่ผ่านกระบวนการแปรสฟภาพเฉียบพลัน (shock metamorphism) ในรูป คือ แร่ควอร์ซ(ขนาดประมาณ 0.1 มม.) ส่วนที่มีสีเข้ม คือ แร่โค อิไซด์และสทัชโชไว้ จากหินทรายโคโคนิโน(Coconino Sandstone) ซึ่งมีควอร์ซ 75 %, โคอิไซด์ 20 %, และ แก้ว 5 %



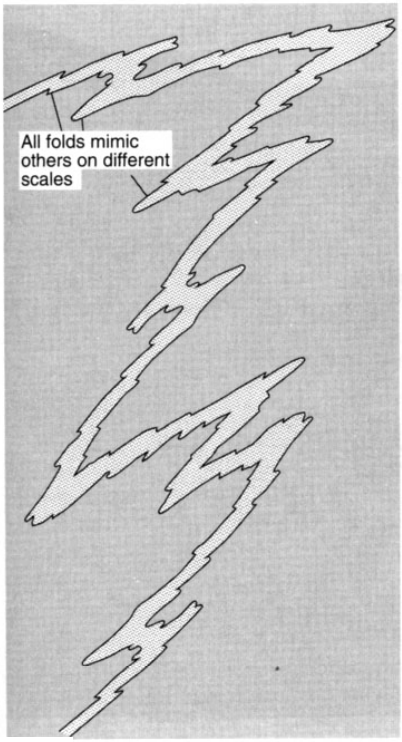
รูป 1.4 โครงสร้างแก่นอก และอ่อนใน(inter) ซึ่งเกิดจากชั้นหินโค้งน้อยๆ ถูกสภาพภูมิประเทศตัดผ่าน จนทำให้ ได้หินแก่กว่าปิดล้อมหินอ่อนกว่าที่เรียกโครงสร้างแก่นอก และปุบเขาที่มีหินแก่กว่าปิดล้อมด้วยหินอ่อนกว่า ที่เรียกโครงสร้างอ่อนวัย

1.1.2 มาตราส่วนโครงสร้างธรณีวิทยา

เราแบ่งการศึกษาโครงสร้างทางธรณีวิทยา (รูป 1.1-1.4) ออกเป็น 5 ประเภทใหญ่ๆ ตามขนาดมาตราส่วน ได้แก่ (1)โครงสร้างขนาดเล็กตั้งแต่ระดับจุลภาคหรือถึงจุลภาค (microscopic – sub microscopic structure) ซึ่งเป็นโครงสร้างที่มองไม่เห็นด้วยตาเปล่าต้องศึกษาจากกล้องจุลทรรศน์ (10^{-3} – 10^{-5} เมตร) หรือจากกล้องอิเล็กตรอน (น้อยกว่า 10^{-5} เมตร) (2) โครงสร้างขนาดกลางหรือระดับมัชฌิมภาค (mesoscopic scale) ซึ่งเป็นโครงสร้างที่ปรากฏให้เห็นภายในหินโผล่ (3)โครงสร้างขนาดใหญ่หรือมหภาค (macroscopic structures) อันเป็นส่วนของโครงสร้างที่ปรากฏให้เห็นเพียงส่วนใดส่วนหนึ่งในหินโผล่แต่ไม่ครบทั้งหมด(ขนาดตั้งแต่ 10-100 กิโลเมตร) (4)โครงสร้างขนาดไพศาล (regional structures) เป็นโครงสร้างที่พบแบบต่อเนื่องจากหินโผล่บริเวณหนึ่งไปยังหินโผล่อีกบริเวณหนึ่ง ครอบคลุมพื้นที่กว้างใหญ่ไพศาลมาก (ขนาดตั้งแต่ 10^3 – 10^4 กิโลเมตร) เช่น ทั่วทั้งภูเขาหรือทั่วทั้งที่ราบสูง และ (5) โครงสร้างขนาดระดับโลก(global scale) ซึ่งส่วนใหญ่เป็นโครงสร้างขนาดใหญ่(มหึมา)มากที่นำมาวิเคราะห์หากระบวนการแปรสัณฐานเปลือกโลก อย่างไรก็ตามมาตราส่วนโครงสร้างที่กล่าวมานี้มักไม่มีขอบเขตที่ตายตัว บางครั้งจึงพบว่ามีการศึกษาในลักษณะที่เหลื่อม (overlap) กันได้

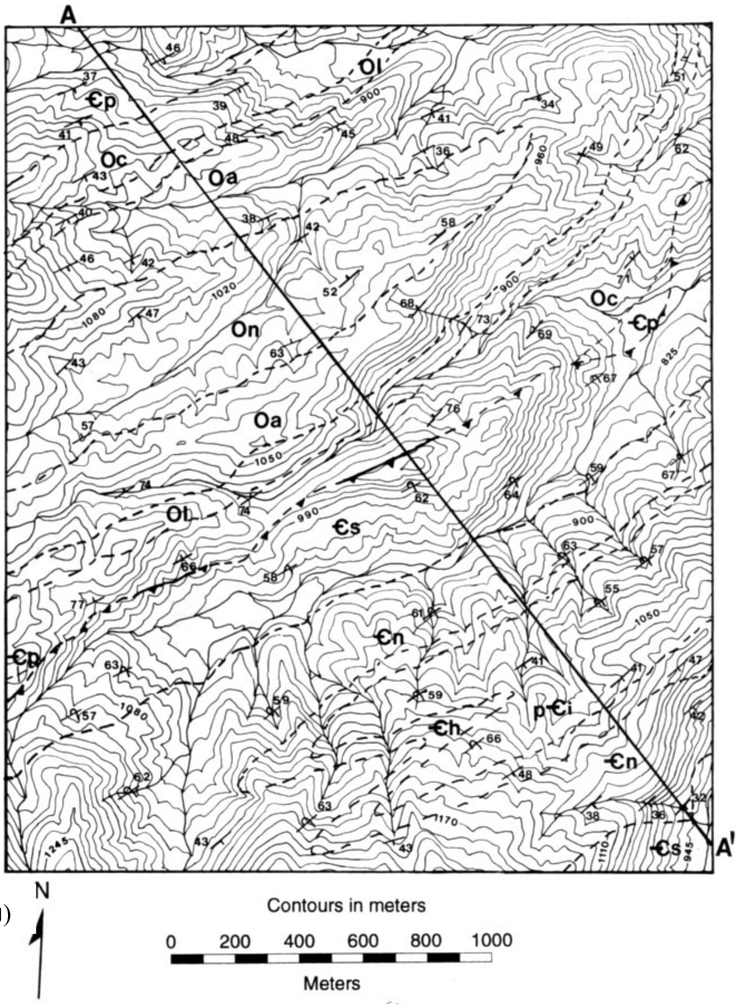
1.1.3 สถาปัตยกรรมกับโครงสร้าง (Architecture and Structures)

"การศึกษาสถาปัตยกรรมโลก" น่าจะเป็นคำกล่าวที่เหมาะสมกับการศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้าง เพราะธรณีวิทยาโครงสร้างหมายรวมถึงการศึกษารูปทรงสัณฐานทางเรขาคณิตตลอดจนความสมมาตรและความสง่างาม (elegance) ทางศิลปกรรมของโลกที่สร้างขึ้นมาในหินต่างๆ ในทุกมาตราส่วนตั้งแต่พวกที่มีขนาดเล็กจนถึงขนาดใหญ่ (ดูรูป 1.5-1.8) ดังนั้น ถ้าเราศึกษาโครงสร้างหินเพื่อเจาะจงไปที่การเคลื่อนที่ที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนลักษณะ ซึ่งมีผลต่อวิวัฒนาการโครงสร้างนั้น เรามักเรียกการศึกษาโครงสร้างลักษณะนั้นว่า "การวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์ (kinematic analysis)" แต่ถ้าเราศึกษาเน้นเฉพาะแรงที่มากระทำต่อหินจนหินเกิดการเปลี่ยนลักษณะ เรามักเรียกว่า"การวิเคราะห์เชิงพลศาสตร์ (dynamic analysis)" ทั้งนี้เพราะโลกมีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา โดยอาจเป็นไปอย่างช้าๆ จนแทบสังเกตไม่ได้ (imperceptible) เช่น การเคลื่อนตัวของเปลือกโลก หรือเป็นไปอย่างรวดเร็ว(perceptible) เช่น การระเบิดของภูเขาไฟ การตกกระแทกของอุกาบาต หรือการเกิดแผ่นดินไหว ดังนั้นชุดหินจึงมีการเปลี่ยนแปลงไปอย่างต่อเนื่องสมดังคำกล่าวที่ว่า "โลกที่ไม่เคยหยุดนิ่ง(the dynamic earth)" ซึ่งตรงกับพุทธภาษิต "อนิจจัง วาตสังขารา" (สังขารทั้งหลายเป็นของไม่เที่ยง)

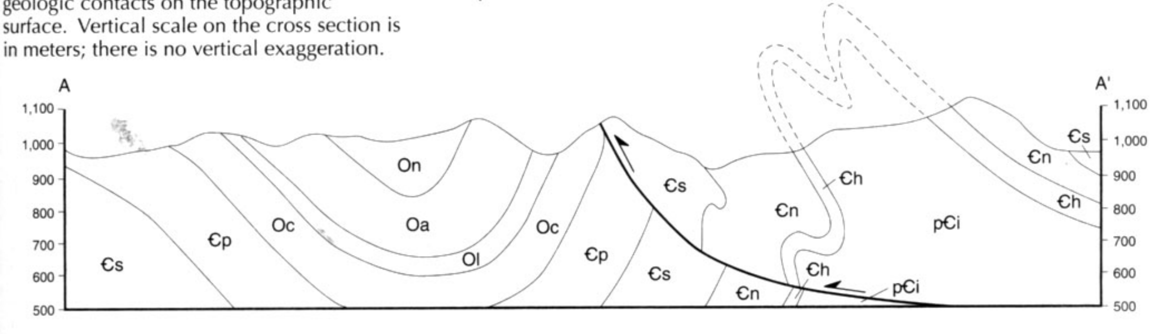


(ก)

FIGURE 1–6
(a) Relationships between small and large folds in the same structure. (b) Hypothetical geologic map (1) and cross section (2). Note that constructing an accurate cross section requires close attention to scale, strike and dip of layering (Appendix 2), and position of geologic contacts on the topographic surface. Vertical scale on the cross section is in meters; there is no vertical exaggeration.

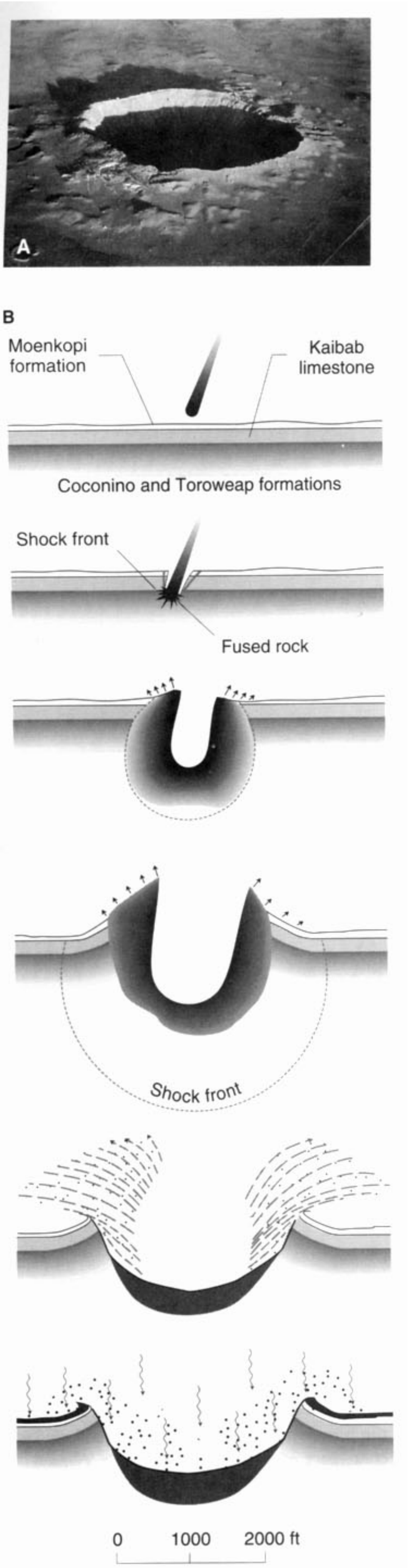


(ข)



(ค)

รูป 1.5 (ก) ความสัมพันธ์ระหว่างรอยโค้งขนาดใหญ่กับขนาดเล็ก (ข) แผนที่ธรณีวิทยา และ (ค) ภาพตัดขวางในรูปตัดขวางหน่วยความายาวในแนวดิ่งเป็นเมตร ซึ่งทำให้มาตราส่วนแนวดิ่งไม่เพี้ยน(no exaggeration)


A
B
Moenkopi formation
Kaibab limestone
Coconino and Toroweap formations
Shock front
Fused rock
Shock front
0
1000
2000 ft

รูป 1.6

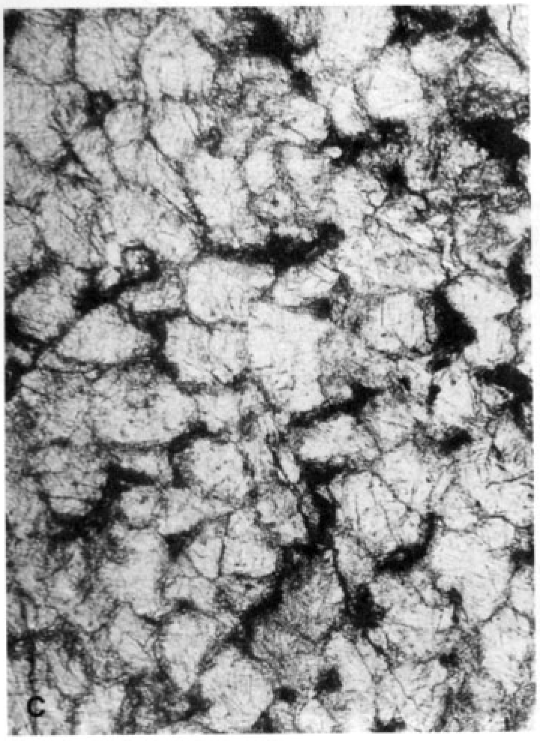


Figure 1.5 (*A*) Oblique aerial photo of Meteor Crater, Arizona. (Photograph and copyright by Peter Kresan). (*B*) Diagrammatic representation of the formation of Meteor Crater, and the accompanying upturning of formerly horizontal strata. [After Shoemaker (1979), fig. 4, p. 11.] (*C*) Shocked quartz collected from Meteor Crater. The rock, derived from the Coconino Sandstone, is 75% quartz, 20% coesite, and 5% glass. The light-colored quartz grains are deformed to fit into a mosaic. Individual quartz grains are close to 0.1 mm in diameter. The black opaque areas and the medium gray areas are the main regions of coesite and stishovite. (Photomicrograph by Susan Kieffer).

รูป 1.6 con.

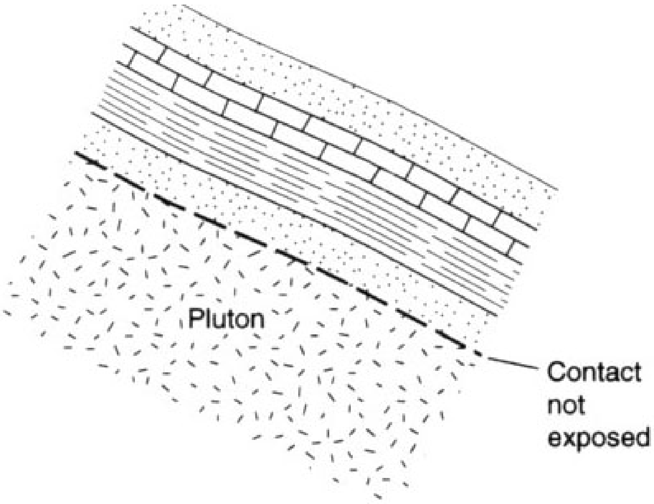


FIGURE 1–9
Use of the principle of multiple working hypotheses to interpret the contact between a pluton and an host rocks Without the critical exposure, the contact could be an intrusive contact, an unconformity, or a fault.

รูป 1.7

งานทางสถาปัตยกรรมกับงานทางธรณีวิทยาโครงสร้าง มีความสัมพันธ์ที่พอเทียบเคียงกันได้ เพราะทั้งสองเกี่ยวเนื่องกับโครงสร้าง แต่สิ่งที่สถาปนิกแตกต่างจากนักธรณีวิทยา คือ สถาปนิกเป็นผู้ออกแบบโครงสร้าง(ไม่ว่าจะเป็นบ้าน, อาคาร, ตึก, สะพาน หรืออื่นๆ) โดยให้ความสนใจถึงชนิดวัสดุ, ขนาด, รูปทรงสัณฐาน, ความแข็งแรง, ราคา ฯลฯ ที่เกี่ยวกับโครงสร้างนั้นๆ และสถาปนิกเป็นผู้ควบคุมดูแลการก่อสร้างให้เป็นไปตามที่กำหนดไว้ในแบบ ถ้ามีจุดบกพร่องก็ทำการแก้ไข เมื่อการก่อสร้างเสร็จ สถาปนิกก็ยังคงให้ความสนใจในความสัมพันธ์หรือความแตกต่างระหว่างการออกแบบโครงสร้างกับผลรับที่ได้เมื่อโครงสร้างนั้นเสร็จแล้ว ตรงกันข้ามกับนักธรณีวิทยาโครงสร้าง เนื่องจากไม่ใช่ผู้ออกแบบโครงสร้าง จึงต้องมุ่งความสนใจไปที่โครงสร้างที่ธรรมชาติได้ออกแบบไว้ให้แล้วและเป็นโครงสร้างที่เปลี่ยนลักษณะไปจากเดิมแล้วจากแรงทางธรรมชาตินั้น นักธรณีวิทยาโครงสร้างจึงศึกษาข้อมูลของผลที่เกิดขึ้นจากนั้นต้องทำการวิเคราะห์ย้อนไปหาลักษณะโครงสร้างเดิมก่อนเปลี่ยนแปลง พูดง่ายๆ สถาปนิกมองโครงสร้างแบบไปข้างหน้า ส่วนนักธรณีวิทยามองโครงสร้างแบบย้อนหลัง ดังตัวอย่างในรูป 1.5-1.8 อีกเช่นกัน เนื่องจากในระหว่างที่โครงสร้างมีการเปลี่ยนแปลงไปนั้น เราหรือนักธรณีวิทยาไม่ได้อยู่ด้วย ดังนั้นจึงต้องตั้งคำถามตามลักษณะนิสัยของนักวิทยาศาสตร์ที่ดี ตัวอย่างถึงลำดับการเกิดโครงสร้างนั้น คำถามเหล่านั้น ได้แก่

(1) มีโครงสร้างทางธรณีวิทยาอะไรบ้างที่เกิดขึ้น

(2) แรงที่มากระทำมาจากทิศใดแน่

(3) ด้วยขนาดและปริมาณเท่าใด

(4) ทำไมจึงเกิดโครงสร้างนั้นขึ้น และเกิดขึ้นเมื่อใด

(5) อะไรเป็นสาเหตุทำให้เกิดโครงสร้างนั้นได้บ้าง

(6) มีปัจจัยอะไรบ้างที่ทำให้เกิดโครงสร้างนั้น และปัจจัยใดเป็นปัจจัยหลัก

(7) ใช้เวลาในการเกิดโครงสร้างนี้ยาวนานเท่าใด

(8) ทราบไหมว่ารูปทรงสัณฐานเดิมก่อนการเปลี่ยนลักษณะเป็นอย่างไร

(9) สภาพแวดล้อมในระหว่างการเปลี่ยนลักษณะเป็นเช่นใด มีอะไรเป็นตัว บ่งชี้

(10) โครงสร้างนั้นมีลำดับการเปลี่ยนแปลงเป็นอย่างไร

(11) แร่และส่วนประกอบต่างๆ ในหินนั้นมีอะไรบ้างและเกิดได้อย่างไร

(12) โครงสร้างนั้นเกิดขึ้น โดยมีอุณหภูมิและความดันเข้ามาเกี่ยวข้องหรือไม่ มากหรือน้อยอย่างใด *และ*

(13) การได้โครงสร้างนั้นๆ มีประโยชน์อย่างไรบ้าง

ความจริงยังมีคำถามที่นักธรณีวิทยาหรือนักธรณีวิทยาโครงสร้างต้องวิเคราะห์อีกมาก ที่กล่าวมานี้เป็นเพียงจุดเริ่มต้น...หวังว่าคงไม่ยากเกินไปสำหรับพวกเรา … “ชาวธรณี”

1.1.4 ลำดับการศึกษาธรณีวิทยาและธรณีวิทยาโครงสร้าง

เนื้อหาทางธรณีวิทยาเป็นเนื้อหาที่กว้างมากครอบคลุมทุกมาตราส่วนในโลก ดังนั้นไม่ว่าจะศึกษาอะไรก็ต้องมี ส่วนเกี่ยวข้องกับธรณีวิทยาทั้งหมด หรือแม้ถ้าเราสนใจเรื่องนอกโลกก็ยังมีส่วนเกี่ยวข้องกับการศึกษาธรณีวิทยาเช่นกัน วัตถุประสงค์หนึ่งที่เราศึกษาทั้งในและนอกคือเพื่อต้องการทราบว่าโลกของเราเกิดอย่างไรเหมือนโลกอื่นที่เราศึกษาหรือไม่ และเราจะมีเพื่อนจากต่างดาวหรือมนุษย์ต่างดาว (UFO = unidentified flying object) หรือไม่ แต่คนส่วนใหญ่มักเข้าใจว่าการศึกษาธรณีวิทยาเป็นเพียงการศึกษาเกี่ยวกับ ดิน หิน และแร่ เท่านั้น ซึ่งไม่ใช่ ที่ถูกคือธรณีวิทยาเป็นการศึกษาถึงกระบวนการและสรรพสิ่งที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติทั้งที่อยู่บนโลก ภายในโลก และนอกโลก ไปตามกาลเวลา

ความอยาก (อยากรู้ อยากเห็น อยากได้ ฯลฯ) เป็นปัจจัยพื้นฐานของมนุษย์ ดังนั้นผู้เขียนเชื่อว่าเมื่อเริ่มแรกของมนุษย์ที่เกิดมาบนโลก การเริ่มศึกษาธรณีวิทยาก็น่าจะเริ่มขึ้นตรงจุดนั้น คำถามที่ว่า ทำไมตรงนี้เป็นภูเขาไฟ ทำไมตรงนี้เป็นที่ราบและน้ำท่วมบ่อย จะหาน้ำดื่มได้ที่ไหนที่ไม่เป็นพิษ กินแล้วไม่ตาย และเมื่อมีคำถามก็จะต้องมีคำตอบ แต่คำถามและคำตอบต่างๆในสมัยเริ่มแรกไม่มีการบันทึกไว้ เราจึงไม่สามารถนำมาอ้างอิงได้ว่าเมื่อใดเป็นจุดเริ่มต้นของการศึกษาธรณีวิทยากันแน่ ดังนั้นทุกอย่างเราจึงมากำหนดไว้ที่หลักฐานของการบันทึก จุดเริ่มต้นที่มีการบันทึกเกี่ยวกับการศึกษาธรณีวิทยาจึงน่าเริ่มที่สมัยอลิสโตเติ้ล (Aristotle) (384-322 ปี ก่อนคริสตกาล) แต่เมื่อเราได้อ่านบันทึกที่มีคำอธิบายและโต้แย้งของอลิสโตเติ้ลก็จะทราบว่าก่อนหน้านั้นมีความคิดต่างๆนานา ที่อธิบายเกี่ยวกับโลกมากมาย ไม่ว่าจะเป็นการเกิดน้ำทะเล ทำไมน้ำทะเลถึงเค็ม การเกิดแผ่นดินไหว เป็นต้น แม้บางส่วนอลิสโตเติ้ลได้ระบุชื่อคนที่พยายามอธิบายสิ่งต่างๆ เกี่ยวกับโลกไว้ แต่เราสืบค้นไม่ได้ เพราะบุคคลเหล่านั้นไม่ได้ทำบันทึกไว้นั่นเอง (ดังนั้นเมื่อเราค้นพบสิ่งใดใหม่ๆ เราจะต้องเขียน นำเสนอ เพื่อจะได้มีหลักฐานไว้ให้อนุชนรุ่นหลังได้ทราบว่าเราเป็นผู้ค้นพบ) บันทึกของอลิสโตเติ้ลที่เขียนเกี่ยวกับอุตุนิยมวิทยา (Meteorology) โดยเฉพาะเล่ม 2 (จาก 4 เล่ม) เป็นเรื่องที่น่าอ่านมาก แม้คำอธิบายของอลิสโตเติ้ลเราพบว่าไม่ถูกต้องในปัจจุบันก็ตาม แต่ลักษณะการโต้แย้งและแสดงความคิดเห็นของเขาเป็นสิ่งที่น่าศึกษา เช่น เขาอธิบายว่าการเกิดแผ่นดินไหวมาจากลม (winds) โดยพยายามยกตัวอย่างที่ได้จากการสังเกตต่างๆ มาสนับสนุน ซึ่งหากเราอ่านให้ดีและนึกมโนภาพไปด้วย ก็จะทราบได้ว่าอลิสโตเติ้ลเป็นนักสังเกตที่ดีมากๆ เพราะเมื่อเกิดแผ่นดินไหว เรารับรู้จากผลของคลื่น (wave) ลมและคลื่นจะมีลักษณะเหมือนกัน สิ่งที่เขาพยายามอธิบาย คือ ผล (result) แต่ไม่ใช่แหล่งกำเนิดคลื่นแผ่นดินไหว (source of earthquake) หนังสือ อุตุนิยมวิทยาของเขาสามารถสืบค้นได้ในอินเทอร์เน็ต

บางคนอาจถือว่าธีโอฟราตัส (Theophrastus) (374-287 ก่อนคริสตกาล) ผู้ที่เป็นลูกศิษย์ของอลิสโตเติ้ล ที่ได้เขียนหนังสือ เรื่อง “Concerning Stones” ในการเริ่มต้นของการศึกษาธรณีวิทยา

โดยเฉพาะเกี่ยวกับที่วิชาวิทยาแร่ (mineralogy) อย่างไรก็ตามหากได้อ่านหนังสือเล่มอื่น ผู้เขียนแต่ละคนอาจจะฟันธงไม่เหมือนกันกับที่ผู้เขียนลงความเห็นไว้ก็ได้ ทั้งนี้ขึ้นอยู่กับว่าผู้เขียนนั้นจะให้เครดิตกับผู้ใด และผู้อ่านก็ไม่จำเป็นว่าจะต้องเชื่อ หรือคล้อยตามเช่นกัน

ในการศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้าง ส่วนใหญ่เรามักให้เครดิตกับ นิโคลัส สตีโน่ (Nicolaus Steno) (ค.ศ. 1638-1686) ที่อธิบายกฎธรรมชาติ 3 กฎ ได้แก่ *(1)กฎการวางชั้นซ้อนทับ* (Law of Superposition) ที่กล่าวว่าชั้นหินที่อยู่บนจะมีอายุอ่อนกว่าชั้นหินที่อยู่ล่าง *(2)กฎการวางชั้นแนวราบ* (Law of Original Horizontality) ที่กล่าวว่าชั้นหินวางตัวในแนวราบเสมอ (หากไม่แรงถูกกระทำให้เปลี่ยนลักษณะ) และ (3) *กฎการวางชั้นซ่อนรูป* (Law of Concealed Stratification) ที่กล่าวว่า เมื่อเราพบขอบหรือจุดสิ้นสุดของหินโผล่หมายความว่าเราพบการหายไปหรือผิดปกติไปของชั้นหิน (ถ้าไม่หายก็ไม่เรียกว่าขอบ) โดยเราต้องอธิบายให้ได้ว่าเป็นเพราะอะไร ขอบหินอาจเกิดจากการผุกร่อน หรือจากการคดโค้ง จากการเลื่อนจากภูเขาไฟระเบิด หรืออื่นๆ ซึ่งทำให้เราเห็นเป็นขอบหินได้ ปัจจุบันเราใช้กฎการวางชั้นแนวราบมากในการศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้าง เช่น เมื่อเราเห็นชั้นหินโค้ง แสดงจากจะต้องถูกกระทำ เพราะในตอนเริ่มต้นชั้นหินต้องวางตัวในแนวราบ และกฎการหลบซ่อนหรือขาดหายของชั้นหิน นั่นคือ เมื่อเราสำรวจทำแผนที่ธรณีวิทยาหินโผล่ และเมื่อมีการหายไป เราจะต้องอธิบายให้ได้ว่าเป็นผลจากสาเหตุใด ความจริงสตีโน่ตั้งกฎทั้ง 3 ก่อน เจมส์ ฮัทตัน (James Hutton) ค.ศ.1726-1779 ที่เขียนอธิบายถึงหลักความเป็นเอกภาพ (Principle of Uniformitarianism) ที่กล่าวว่าปรากฏการณ์ที่เราพบในปัจจุบันสามารถอธิบายปรากฏการณ์ในอดีตได้ และกฎการตัดขวาง (Law of cross-cutting relationship) ที่กล่าวว่าหินอัคนี หรือรอยเลื่อนที่ตัดเขาไปในหินย่อมมีอายุอ่อนกว่าหินที่ถูกตัดเข้าไป

1.2 กระบวนการทางธรณีวิทยา

พื้นพิภพเราได้ผ่านกระบวนการเปลี่ยนแปลงทางธรณีวิทยามาอย่างต่อเนื่องตั้งแต่กำเนิดของโลก พื้นผิวโลกที่พบเห็นในวันนี้ย่อมไม่เหมือนกับวันวานและวันหน้า ทั้งนี้เป็นเพราะกระบวนการทางธรณีวิทยา (geological process) แต่ด้วยตาเปล่าและความรู้สึกของเราเอง เราอาจบอกไม่ได้ว่าพื้นผิวโลกมีการเปลี่ยนอยู่ตลอดเวลา ยกเว้นผู้ที่มีบ้านเรือนอยู่ริมแม่น้ำขนาดใหญ่ เช่น ริมฝั่งโขง ซึ่งจะเห็นว่าตลิ่งของสองฝั่งโขงมีการกัดเซาะ ผุพัง ทับถม กระแสน้ำของแม่น้ำโขงเมื่อไหลผ่านไปจะมีกระแสใหม่ไหลตามมาอย่างต่อเนื่อง ถือเป็นการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา หรือตัวอย่างการเปลี่ยนแปลงของเปลือกโลกที่เห็นได้ชัดอีกตัวอย่าง เช่น กรณีที่มีการเกิดแผ่นดินไหวขนาดใหญ่ที่ทำให้อาคารบ้านเรือนพังพินาศ ทั้งๆ ที่วันวาน(ยังหวานอยู่) แต่เพียงเสี้ยววินาทีสภาพบ้านเรือน-อาคารสถานที่กลับเปลี่ยนแปลงจากหน้ามือเป็นหลังมือ เมื่อมีภูเขาไฟระเบิด เกิดเป็นภูเขาลูกใหม่ขึ้นมาในช่วงเวลาอันสั้น

ผิวนอกโลกเราประกอบด้วยแผ่นเปลือกโลก (plates) หลายๆ แผ่น (ดูรูป 1.1) แต่ละแผ่นโลกมีการเคลื่อนที่ตลอดเวลาโดยเฉลี่ยประมาณ 4-8 เซนติเมตรต่อปี ที่ขอบของแผ่นโลกแต่ละแผ่นอาจจะมีการชนกัน (collision) การดึงแยกจากกัน (pull apart) หรือการมุดตัว(subduction) ด้วยเหตุนี้การเคลื่อนเข้าชนกันของแผ่นเปลือกโลก จึงทำให้พบแนวชนกันจนเป็นเทือกเขาสูงและจะยังสูงต่อไปเรื่อยๆ หากไม่มีสาเหตุอื่นส่งผลให้ทิศทางการชนกันเปลี่ยนแปลงไป เช่น ปัจจุบันพบว่าเทือกเขาหิมาลัยมีการเคลื่อนตัวสูงขึ้นปีละ 5 เซนติเมตร เพราะเป็นผลจากการเคลื่อนที่ของแผ่นอินเดีย-ออสเตรเลีย (Indo-Australia Plate)เข้าหาแผ่นยูเรเซีย (Eurasia Plate) เป็นต้น

อายุของโลกเราเทียบเคียงได้กับธาตุของอุกาบาต ซึ่งตรวจวัดและคำนวณหาได้ตัวเลขประมาณ 4,550±0.02 ล้านปี (Ricard Harter, 1998) โดยใช้เครื่องมือที่มีความละเอียดสูงสุดที่มีในปี 1998 ดังนั้น พื้นผิวของโลกผ่านการเปลี่ยนแปลงมาแล้วมากมาย มีวัฎจักรของหินเวียนว่ายอย่างต่อเนื่องไม่สิ้นสุด และส่วนใหญ่ใช้เวลาหลายๆ ล้านปี ด้วยเหตุนี้การศึกษาธรณีวิทยาในพื้นที่ต่างๆของโลกจึงมีความสำคัญ เพราะกว่าที่เปลือกโลกส่วนใหญ่จะเปลี่ยนแปลงให้เราสังเกตได้ ใช้เวลาหลายๆ ล้านชั่วอายุคน อีกทั้งยังเป็นแบบค่อยเป็นค่อยไปและแบบรุนแรง

ลักษณะภูมิประเทศที่เราเห็นอยู่ในปัจจุบัน เช่น ภูเขา หุบเขา แม่น้ำ ที่ราบ แอ่ง ทะเลทราบ ล้วนเป็นผลมาจากกระบวนการทางธรณีวิทยาแทบทั้งสิ้น กระบวนการที่สำคัญได้แก่

(1) กระบวนการเกิดภูเขาไฟ (Volcanic process) เป็นการที่หินหนืดพุ่งขึ้นมาสู่ผิวโลกโดยการระเบิด ซึ่งหินหนืดมักประกอบด้วยธาตุที่เป็นผลจากสารหลอมละลายทั้งที่เป็นของเหลวรวมทั้งของแข็งและแก๊ซรวมอยู่ด้วย ดังนั้นเมื่อมีการประทุขึ้นมาสู่ผิวดิน หินหนืดจึงเย็นตัวกลายเป็นหินแข็งอย่างรวดเร็ว

(2) กระบวนการแปรสัณฐานแผ่นเปลือกโลก (Tectonic process) เป็นกระบวนการทำให้เกิดการเคลื่อนที่ของหินโดยเกิดการโค้ง (Folding) การแตก (Fracturing) การแยก (Jointing) และการเลื่อน(Faulting) ของหิน รวมถึงกระบวนการเกิดแผ่นดินไหว และภูเขาไฟระเบิดจัดอยู่ในกระบวนการนี้ ซึ่งกรณีแผ่นดินไหวนักธรณีวิทยาส่วนใหญ่จัดเป็นการเลื่อน (faulting) ของหินเนื่องจากมีแรงมากระทำจนหินหนืดเกิดการสะสมพลังงานภายในไว้และหินไม่สามารถรับแรงที่มากระทำได้อีกจึงเกิดการเลื่อน กระบวนการนี้จัดว่าเกี่ยวข้องโดยตรงกับการเกิดโครงสร้างทางธรณีวิทยา

(3) กระบวนการปรับระดับ (Gradation process) อันได้แก่ การผุพัง(weathering) สึกกร่อน(erosion) การพัดพา(transportation) และการทับถม(deposition) ล้วนเป็นการปรับระดับของเปลือกโลกให้อยู่ในสภาวะสมดุลโดยมีตัวกลาง(medium หรือ agent)ที่สำคัญที่ทำให้เกิดการปรับระดับ ได้แก่ กระแสน้ำ(current) กระแสลม(wave) ธารน้ำแข็ง(glacier) แรงโน้มถ่วงหรือแรงดึงดูด(gravity) ของโลก และปัจจัยที่ควบคุมกระบวนการปรับเปลี่ยนสภาพคือ

อุณหภูมิ สภาพภูมิประเทศ สภาพภูมิอากาศ การปรับสภาพทำให้หินบนเขาผุพังสึกกร่อนเพื่อการลดระดับ (degradation) ส่วนเศษหินหรือตะกอน (regolith) จากการผุพังและสึกกร่อนจะถูกพัดพามาทับถมในที่ลุ่ม เพื่อการเพิ่มระดับ (aggradation) ให้ที่ลุ่มสูงขึ้น

(4) กระบวนการพุ่งชนโดยวัตถุนอกโลก (Extraterrestial process) กระบวนการนี้ทำให้เปลือกโลกมีการเปลี่ยนแปลงได้เช่นกัน และทำให้เกิดหลุมแอ่งที่ได้จากการกระแทก ปรากฏการณ์นี้จะเกิดขึ้นได้น้อยมากแต่ก็มีหลุมจากการกระแทกของวัตถุนอกโลกให้เห็นได้ในหลายๆ พื้นที่ของโลก เช่น ที่เมืองซัสเบอรีของแคนาดา ซึ่งความจริงมีอุกาบาตตกลงสู่โลกมากมายแต่อุกาบาตเหล่านั้นมักถูกเผาไหม้ในบรรยากาศจนหมดเสียก่อนมาถึงพื้นโลก เราจึงไม่เห็นหลุมอุกาบาต(meteorite crater) เหมือนกับที่เห็นจากดวงจันทร์ หรือดาวเคราะห์ดวงอื่นๆ

สำหรับกระบวนการเปลี่ยนแปลงทางธรณีวิทยาที่เกิดจากการกระทำของมนุษย์เรามักไม่นับรวมอยู่ด้วย ทั้งนี้เพราะเป็นไปในลักษณะที่ควบคุมไม่ได้ มนุษย์หากไม่ได้ศึกษาทางธรณีวิทยาแล้วส่วนใหญ่มักจะทำในสิ่งที่ฝืนธรรมชาติ เช่น การสร้างเขื่อนกักเก็บน้ำขนาดใหญ่มากเพื่อผลิตกระแสไฟฟ้า ส่งผลให้เกิดการเสียสมดุลธรรมชาติของบริเวณนั้นเกิดขึ้น หากมีการศึกษาผลกระทบของการก่อสร้างก่อนลงมือสร้าง เพื่อประเมินความเหมาะของโครงการโดยใช้ความรู้ทางธรณีวิทยามาช่วย กระบวนการเปลี่ยนแปลงเปลือกโลกจากการกระทำของมนุษย์ก็จะไม่เป็นไปในการทำลายระบบนิเวศน์และสิ่งแวดล้อมของโลก กระบวนการเปลี่ยนแปลงทางธรณีวิทยาและกระบวนการเปลี่ยนลักษณะมักมีความสัมพันธ์กัน ซึ่งทั้งกระบวนการทั้ง 4 กระบวนการข้างบนนี้จัดเป็นการเปลี่ยนลักษณะด้วย แต่ในทางธรณีวิทยาโครงสร้างดังที่กล่าวมาแล้วข้างต้นว่า เรามักพิจารณาการเปลี่ยนลักษณะจากแรงมากระทำ และมีผลปรากฏให้เห็นว่าวัตถุนั้นถูกแรงกระทำ หากวัตถุนั้นถูกแรงกระทำ แต่ไม่มีผลปรากฏหรือบันทึกไว้ในวัตถุนั้น เราจะไม่เรียกว่าเกิดการเปลี่ยนลักษณะ

1.3 มูลฐานธรณีวิทยา(Fundamentals of geology)

(1) หลักเอกภาพ (Doctrine of Uniformitarianism) ซึ่งเสนอโดยเซอร์ เจมส์ ฮัทตัน (James Hutton) นักกฎหมายชาวสก๊อตในช่วงศตวรรษที่ 18 แต่เริ่มเป็นที่รู้จักกันในศตวรรษที่ 19 โดยการกล่าวถึงใหม่ของ นาย จอนส์ เพลย์แฟร์ (John Playfair) ซึ่งหลักการนี้กล่าวว่า “กระบวนการที่เกิดขึ้นในปัจจุบันที่เกิดมาในอดีต จะยังคงเกิดดำเนินต่อไปในอนาคต” “Processes occurring today upon and within the past will continue in the future” หรือจะกล่าวง่ายๆ คือ “ปัจจุบันเป็นกุญแจสำคัญไปสู่อดีต” “The present is the key to the past” ข้อสรุปของเขาเกิดจากการที่เขาสังเกตเห็นโขดหินชายฝั่งทะเลมีการกัดกร่อนด้วยแรงกัดเซาะของคลื่นจนเป็นกรวดใหญ่ๆ จากนั้นจึงสลายเล็กลงเรื่อยๆ จนมีขนาดเท่าเม็ดทราย ฮัทตันได้เฝ้าสังเกตเนินทรายที่เกิดขึ้นและถูกทำลายไปโดยพายุที่พัดเข้ามาในแต่ละครั้ง จากนั้นก็มีเนินทรายเกิดขึ้นมาใหม่ได้

นอกจากนั้นเขายังสรุปถึงหินทรายว่าเกิดจากการตกตะกอนของเม็ดทรายโดยมีการแข็งตัวกลายเป็นหิน ต่อมาจึงถูกสลายกลายเป็นเม็ดทรายเช่นเดียวกับโขดหินที่ถูกกัดเซาะด้วยน้ำทะเล ดังนั้นการสังเกตกระบวนการต่างๆ ที่ปรากฏในปัจจุบันของโลกจึงสามารถนำไปประยุกต์อธิบายเหตุการณ์ที่ปรากฏในอดีตได้ “the present is the key to the past” เข้ามาด้วย ดร.เพียงตา สาตรักษ์ ยังบอกด้วยว่าควรเพิ่มคำพูดต่อท้ายประโยคของฮัทตันต่อด้วยว่าคือไขได้ทั้งอนาคตด้วย กฎนี้เป็นที่ยอมรับกันโดยทั่วไปว่าการเปลี่ยนแปลงทางธรณีวิทยาเป็นการเปลี่ยนแปลงที่ใช้เวลายาวนานมากเป็นส่วนใหญ่ การที่เราพบเห็นมวลหินแยกขาดออกจากกันโดยการเปลี่ยนลักษณะจากการเกิดรอยเลื่อนจนทำให้หินเคลื่อนห่างจากกันเป็นสิบสิบเมตรได้ เราอาจอธิบายว่าเกิดจากการเคลื่อนตัวอย่างค่อยเป็นค่อยไป ซึ่งอาจใช้เวลาหลายๆ ล้านปีกว่าจะเลื่อนออกจากกันได้ถึงขนาดนั้น แต่ถ้าเป็นกระบวนการที่เป็นผลมาจากการเกิดแผ่นดินไหวก็อาจเกิดขึ้นอย่างรวดเร็วในฉับพลันในทันที

เมื่อเราวิเคราะห์หลักเอกภาพจริงๆ แล้ว อาจถือว่าสามารถนำเข้ามา ใช้ได้และใช้ไม่ได้ในบางเหตุการณ์ การที่เราคิดว่าปรากฏการณ์ต่างๆ ของโลกเป็นไปในลักษณะเหมือนๆกัน (uniform) ดูมีหลักฐานที่ขัดแย้งอยู่มาก เช่น เมื่อนำมาอธิบายถึงช่วงมหายุคพรีแคมเบรียน (Precambrian) ระหว่างยุคอาร์เคียน (Archean) และยุคโปรทิโรโซอิค (Proterozoic) เพราะการพบของหินในยุคอาร์เคียน หินส่วนใหญ่ในโลกตอนนั้นเป็นพวกหินสีเขียว(greenstone) ตัดเข้ามาในพื้นหินแกรนิตขนาดใหญ่ (granitic batholith) แต่ยุคโปรทิโรโซอิค หินส่วนใหญ่ในโลกเป็นหินตะกอนและที่เราพบเห็นดังปัจจุบันไม่สามารถอธิบายธรณีวิทยาในยุคอาร์เคียนได้เลย หรือ เราอาจพบว่าบริเวณแนวโค้งแถบเลยและเพชรบูรณ์ เคยปรากฏว่ามีภูเขาไฟอยู่กระจายตามขอบ แต่ปัจจุบันกลับไม่มี จึงดูเหมือนว่าเปลือกโลกไม่มีลักษณะที่เรียกว่าเหมือนๆกัน(uniform)นัก เมื่อเทียบกับเวลาทางธรณีวิทยา อย่างไรก็ตามกฎนี้ก็ยังถือว่ามีประโยชน์อยู่มาก

(2) กฎการซ้อนทับ (Law of Superposition) กฎนี้ตั้งโดย นายนิโคลัส สตีโน่ (Nicholas Steno) เป็นกฎหนึ่งที่สำคัญทางธรณีวิทยาซึ่งกล่าวว่า “เมื่อเราพบเห็นตะกอนของหินตะกอน หินภูเขาไฟวางตัวเป็นชั้นๆ ชั้นหินที่แก่กว่าจะอยู่ล่างของชั้นหินที่อ่อนกว่าเสมอ ถ้าไม่ถูกกระบวนการแปรสัณฐานเปลี่ยนแปลงชั้นหินจนเกิดการพลิกตลบกลับ

(3) กฎการวางตัวแนวราบ (Law of original horizontality) กฎนี้ตั้งโดยนายนิโคลัส สตีโน่เหมือนกัน โดยกล่าวว่า “ระนาบชั้นหินภายในหินตะกอนในตอนแรกจะวางตัวในแนวราบเสมอ”

(4) กฎการซ่อนตัวของชั้นหิน (Law of Concealed Stratificatiion) กฎนี้ตั้งโดยนายนิโคลัส สตีโน ที่กล่าวว่า “หินโผล่ที่ขอบของชั้นหินโผล่ออกมา จำเป็นต้องการคำอธิบายว่าเป็นเพราะอะไร เช่น จากการกร่อน จากการโค้ง จากการเลื่อนหรือจากภูเขาไฟ

(5) กฎความสัมพันธ์ที่ตัดกัน (Law of cross-cutting relationship) ตั้งโดย เซอร์ เจมส์ ฮัทตัน ที่กล่าวว่า "หินอัคนี หรือโครงสร้างชั้นหินที่โค้งหรือเลื่อนตัว ที่ตัดเข้ามายังหินท้องที่ ย่อมมีอายุอ่อนกว่าหินท้องที่"

(6) กฎการสืบทอดชีวิต (Law of Faunal Succession) กล่าวว่า "ซากดึกดำบรรพ์ในชั้นหินหากแสดงวิวัฒนาการน้อยย่อมปรากฏในชั้นหินที่อยู่ล่างกว่าซากดึกดำบรรพ์ที่มีวิวัฒนาการมากกว่า และมีอายุแก่กว่าชั้นหินที่พบซากสิ่งมีชีวิตที่มีวิวัฒนาการมากกว่า

(7) กฎพัมเพลลี (Pumpelly's Rule) ตั้งขึ้นโดยนายราเฟล พัมเพลลี (Raphael Pumpelly) ซึ่งกล่าวว่า "ในพื้นที่หนึ่งๆ โครงสร้างเล็กเป็นกุญแจสำคัญที่อธิบายโครงสร้างใหญ่ที่เกิดขึ้นที่สภาวะเดียวกันได้จากแรงกระทำอันเดียวกัน หรือกล่าวอีกนัยหนึ่ง โครงสร้างเล็กหรือใหญ่อาจมีสภาพการเปลี่ยนแปลงคล้ายคลึงกันในพื้นที่เดียวกัน

(8) การตั้งข้อสมมติฐานหลายข้อ (Multiple working hypothesis) ถือว่าเป็นกรอบความคิดที่สำคัญ ซึ่งช่วยให้เรามองเห็นปัญหาและหาคำตอบได้เมื่อเราตั้งข้อสมมติฐานแห่งความน่าจะเป็นขึ้นมาหลายๆ ข้อ เช่น สมมติว่าเราพบรอยสัมผัสของหินสองหน่วย ความน่าจะเป็นของรอยสัมผัสของหินทั้งสองหรือข้อสมมติฐานของหินที่มาสัมผัสกันนั้นอาจเป็น

(1) รอยสัมผัสจากหินอัคนี (intrusive contact)

(2) รอยสัมผัสจากการเลื่อน (fault contact) และ

(3) รอยสัมผัสจากความไม่ต่อเนื่องตามกาลเวลา (unconformity contact)

จากข้อสมมติฐานทั้ง 3 ข้อ ทำให้เราสามารถหาคำตอบโดยตั้งข้อสมมติฐานของการจะเข้าไปสำรวจในสนาม เช่น ถ้าข้อสมมติฐานที่ 1 ถูก เราจะต้องเห็นรอยสัมผัสที่มีการแปรสภาพ หรือ ถ้าข้อสมมติฐานที่ 2 ถูก เราควรเห็นการบดอัดหรือครูดกันของหิน แต่ถ้าข้อสมมติฐานที่ 3 ถูก เราจะเห็นร่องรอยการผุกร่อนของบริเวณรอยสัมผัสโดยอาจพบหินกรวด-มนฐาน (Basal conglomerate) การตั้งสมมติฐานมากๆ จะช่วยเราวิเคราะห์และมีโอกาสหาคำตอบได้ถูกต้อง

(9) ทฤษฎีการแปรสัณฐานแบบแผ่น (Plate tectonics theory) ซึ่งเป็นผลมาจากการรวมเอาทฤษฎีทวีปเลื่อน (continental drift) ที่เชื่อว่าในยุคแรกๆ ของโลกเรา ทวีปอยู่ติดกันเป็นแผ่นเดียว และต่อมาเกิดการแยกออกและเคลื่อนตัวออกจากกันและทฤษฎีการแผ่ขยายพื้นทะเล (seafloor spreading) ที่ได้พบว่าพื้นมหาสมุทรแยกตัวออกจากกันในแนวก่อเกิดภูเขาไฟใต้ทะเลที่ยาวต่อเนื่องกัน

ทฤษฎีการแปรสัณฐาน (plate tectonics) มีใช้อธิบายการเปลี่ยนลักษณะของเปลือกโลกเนื่องจากแรงเค้น อันเป็นผลจากการเคลื่อนที่ของเปลือกทวีป ทำให้ได้โครงสร้างที่เรียกว่าโครงสร้างการแปรสัณฐาน (tectonic structures) ซึ่งประกอบด้วยชั้นหินโค้ง, รอยเลื่อน, หรือโครงสร้างอื่นๆ ในเทือกเขาตามขอบของแผ่นเปลือกโลกที่สัมพันธ์กับแรงเค้น ทฤษฎีนี้จึงเป็นที่ยอมรับกันจากงานตีพิมพ์ของนักธรณีที่มีชื่อเสียง 3 ท่าน ได้แก่ Bryan Isacks, Jack Oliver และ

Lynn Sykes ในปี 1968 และเป็นที่น่าสังเกตว่า ทฤษฎีนี้มีความสำคัญต่อการอธิบายของที่มาของปรากฏการณ์ของโครงสร้างต่างๆ และเป็นตัวการที่สำคัญต่อการเปลี่ยนลักษณะของแผ่นเปลือกโลก แต่เราพึ่งจะทราบถึงกลไกการเคลื่อนที่ของแผ่นโลกเมื่อไม่ถึง 40 ปี หรือเมื่อย้อนดูถึงคำอธิบายลักษณะที่ปรากฏต่างๆ ของโลก เช่น การเกิดภูเขา มีคำอธิบายว่าจากการยกตัวของเปลือกโลกให้สูงขึ้นเป็นภูเขาจากนั้น การที่เราพบชั้นหินคดโค้ง รอยเลื่อน จะเป็นผลจากการเกิดการเลื่อนไถลขนาดใหญ่ (mega-landslide) จากผลของแรงโน้มถ่วง(gravity) หินเมื่อเกิดการเลื่อนถูกดันเกิดเป็นการโค้ง (folding) หรืออธิบายว่าภูเขาเกิดจากลักษณะการยืดแบบโครงสร้างไส้กรอก (boudin structure) ขนาดใหญ่ เป็นต้น อย่างไรก็ตามคำอธิบายที่ผู้เขียนยกตัวอย่างอาจจะเกิดขึ้นจริงได้แต่ค่อนข้างน้อยมาก เทือกเขาส่วนใหญ่จะเกิดในบริเวณขอบของแผ่นโลกที่มีการชนหรือมุดตัวลง ภาพแผ่นเปลือกโลกปัจจุบันแสดงในรูปที่ 1.9 และ 1.10 ส่วนในรูป 1.10 แสดงการกระจายตัวของแผ่นเปลือกโลกในอดีตของภูมิภาคเอเซียตะวันออกเฉียงใต้ ซึ่งประเทศของเราตั้งอยู่ในแผ่นยูโรเซีย

1.4 มูลฐานธรณีวิทยาโครงสร้าง

ในที่นี้เราจัดแบ่งมูลฐานทางธรณีวิทยาโครงสร้าง (fundamentals of structural geology) ที่สำคัญออกเป็น 3 ประเภทใหญ่ๆ ด้วยกันได้แก่

(1) รอยสัมผัส (contacts)

(2) โครงสร้างปฐมภูมิ (primary structures) *และ*

(3) โครงสร้างทุติยภูมิ (secondary structures)

1.4.1 รอยสัมผัส

รอยสัมผัส (contacts) เป็นขอบรอยต่อระหว่างหินสองชนิดซึ่งประกอบด้วย

(1) รอยต่อจากการสะสมตัวตามปกติ (normal depositional contacts) เป็นรอยสัมผัสที่เกิดขึ้นระหว่างการสะสมตัวของตะกอนขนาดต่างๆ ทำให้ได้หินตะกอนที่ประกอบด้วยเม็ดตะกอนต่างกัน เช่น ตะกอนขนาดเม็ดทรายทำให้ได้หินทราย ตะกอนขนาดเม็ดทรายแป้งทำให้ได้หินทรายแป้ง หรือตะกอนขนาดเม็ดดินทำให้ได้หินดินดาน

(2) รอยสัมผัสแบบไม่ต่อเนื่องทางกาลเวลา (unconformities)

(3) รอยสัมผัสหินอัคนี(intrusive contacts)

(4) รอยสัมผัสจากรอยเลื่อน (fault contacts) และ

(5) รอยสัมผัสจากเขตรอยเฉือน (shear zone contacts)

FIGURE 1–13
Zircon sample from the High Shoals Granite, North Carolina, illustrating various morphological types—euhedral, rounded, zoned. The largest zircons are approximately 1 mm long. Despite these variations in zircon morphology, the sample yielded a concordant age of 317 Ma. (From J. W. Horton, J. F. Sutter, T. W. Stern, and D. J. Milton, 1987, *American Journal of Science*, v. 287.)

รูป 1.8

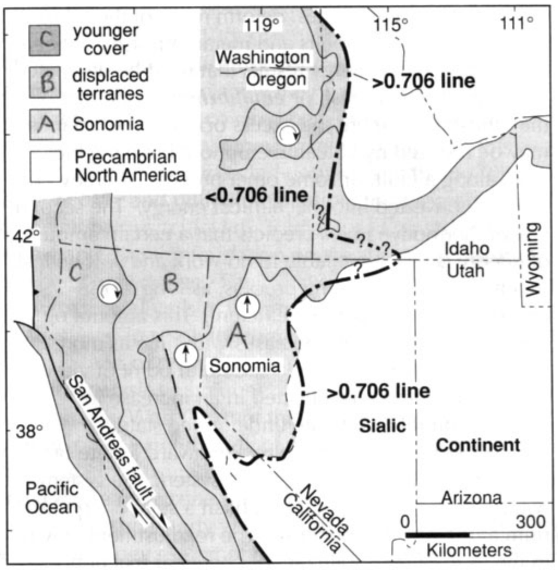


FIGURE 1–15
Map of the western United States showing the 0.706 line (heavy line). Plutons west of the line have initial ratios <0.706; those east of the line have ratios >0.706. Arrows indicate rotation sense determined using paleomagnetic data (Chapter 21) for different blocks. (Modified from R. C. Speed, AAPG *Memoir 34*, Fig. 2, © 1982. Reprinted by permission of American Association of Petroleum Geologists.)

รูป 1.9

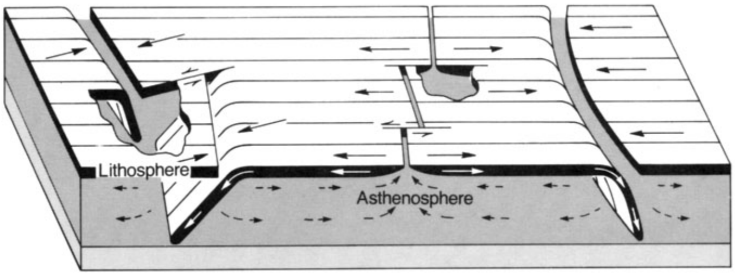


Figure 1.9 The slow, steady, continuous, inevitable movement of the plates, and the shaping of the architecture of the lithosphere. Here we see the convergence, divergence, and strike-slip of lithospheric plates. (From B. Isacks, J. Oliver, and L. R. Sykes, *Journal of Geophysical Research*, v. 73, fig. 1, p. 5857, copyright © 1968 by American Geophysical Union.)

รูป 1.10

72

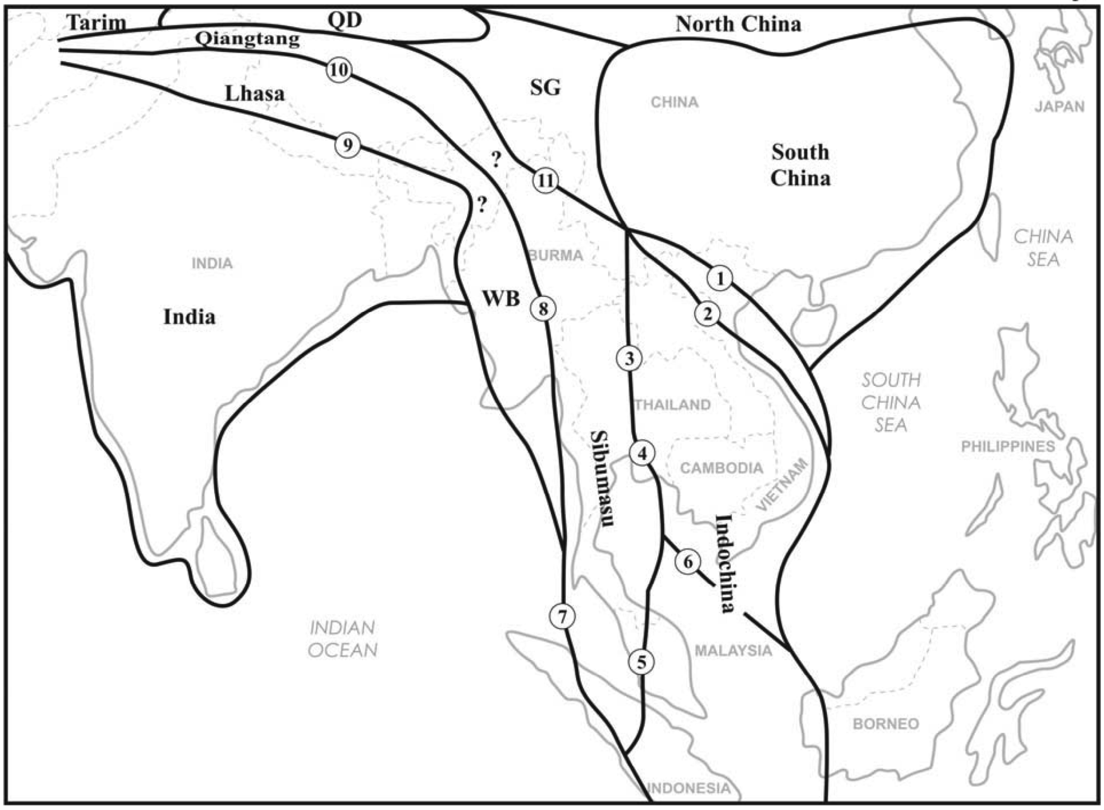


Fig.1. Main plates, terranes and of Southeast Asia. Partially from Mecalfe (1998). WB - Weast Burma, SG -

รูป 1.11

1.4.2 โครงสร้างปฐมภูมิ

โครงสร้างปฐมภูมิ (primary structure) เป็นโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่เกิดขึ้นพร้อมกับที่หินนั้นๆ เกิด เช่น ชั้นหิน (bedding), ชั้นตะกอนเฉียง (cross-bedding), ริ้วคลื่น (ripple marks), รอยระแหงโคลน (mud crack), รอยประทับฝน (rain print), รอยทางเดินสัตว์ (track and trail), รอยบุ๋ม (sole mark), รอยกัดลึก (scour mark) เป็นต้น ซึ่งโดยมากมักพบในหินตะกอน ส่วนโครงสร้างที่พบในหินภูเขาไฟ เช่น รูพรุนในหินบะซอลต์, แถบองค์ประกอบ (compositional banding) อันเนื่องจากการตกผลึกที่ระดับอุณหภูมิ ทำให้ได้ความเข้มข้นต่างกันในหินอัคนี, โครงสร้างรูปหมอน (pillow structure) ในหินอัคนีที่ปะทุสู่ผิวโลกและไหลไปในน้ำ โครงสร้างแบบปฐมภูมิจึงเป็นโครงสร้างที่เกิดระหว่างกระบวนการเกิดเป็นหิน โดยมีผลมาจากสิ่งแวดล้อมตรงที่นั้น

1.4.3 โครงสร้างทุติยภูมิ

โครงสร้างทุติยภูมิ (secondary structure) เป็นโครงสร้างที่ทางธรณีวิทยาโครงสร้างให้ความสนใจ เป็นโครงสร้างที่เกิดจากหินถูกแรงมากระทำและเกิดการเปลี่ยนลักษณะไปจากเดิม การบ่งบอกว่าเป็นโครงสร้างปฐมภูมิและทุติยภูมิบางครั้งอาจทำได้ยาก และอาจสับสนที่จะจัดเข้าเป็นโครงสร้างประเภทใด โครงสร้างทุติยภูมิที่สำคัญ ได้แก่ รอยแตก (joint), รอยแตกเฉือน (shear fracture), รอยเลื่อน (fault), รอยโค้ง (fold), รอยแตกเรียบ (cleavage), รอยริ้วขนาน (foliation), รอยเส้น (lineation) และเขตรอยเฉือน (shear zone) ในบทนี้จะกล่าวเพียงคร่าวๆ รายละเอียดได้แยกกล่าวเป็นบทๆ ในส่วนของโครงสร้างทางธรณีวิทยา

(1) รอยแตก (Joint) เป็นระนาบที่เกิดจากแรงกระทำจนทำให้เนื้อหินแตกออกจากกัน โดยปราศจากการเคลื่อนที่ ถ้าปรากฏการเคลื่อนที่ เรียกว่า รอยเลื่อน รอยแตกส่วนใหญ่มักพบเป็นชุด และในบริเวณหนึ่งบริเวณใดอาจพบรอยแตกได้หลายทิศทาง รอยแตกจึงอาจเป็นผลการเกิดจากแรงดึงที่เกิดจากกระบวนการแปรสัณฐาน การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิ หรือแรงตึงผิว ดังรูป 1.10 โดยทั่วไปเรามักพบรอยแตกที่มีระยะทางสม่ำเสมอ ในบางพื้นที่เราอาจพบรอยแตกที่ยาวตั้งแต่เซนติเมตรจนถึงหลายสิบเมตร ตัวอย่างการเกิดรอยแตก เช่น รอยแยก ที่เรียกว่า โครงสร้างขนนก (plumose structure) ที่เกิดจากแรงดึงซึ่งมีความเร็วประมาณครึ่งหนึ่งของความเร็วเสียงในขณะเกิดการแยกออกจากกันของเนื้อหิน

(2) รอยแตกเฉือน (shear fracture) เป็นรอยแตกซึ่งเกิดจากแรงเฉือน โดยมีการครูดกันในระหว่างระนาบที่แตก รอยแตกเฉือนจึงพบมากในหินที่เกิดการโค้งหรือเกิดรอยเลื่อนอันเป็นผลมาจากแรงกระทำทางกระบวนการแปรสัณฐาน (สำหรับรอยแตก ไม่จำเป็นว่าแรงที่มากระทำจะต้องเป็นแรงจากการแปรสัณฐาน) เราอาจพบรอยไถล (slickenside) (รูป 1.11) ปรากฏบนผิวระนาบระหว่างรอยแตกเฉือน ซึ่งเราใช้เป็นตัวบ่งชี้ว่าเป็นรอยแตกเฉือน นอกจากนี้ยังพบ

รอยประสานกันระหว่างการดึง (transitional tensile fractures) คือส่วนหนึ่งเกิดเป็นรอยแยกแต่อีกส่วนหนึ่งเกิดเป็นรอยแตกเฉือนได้ เพราะเกิดในสภาวะร่วมระหว่างแรงดึงและแรงเฉือนนั่นเอง ความดันของเหลว (fluid pressure) ที่เพิ่มมากขึ้นก็อาจช่วยทำให้เกิดรอยแตกได้ โดยสามารถสังเกตเห็นความดันของเหลว (fluid pressure) ได้จากการพบสายแร่ (vein) เช่น สายแร่ควอตซ์ (quartz vein) หรือสายแร่แคลไซต์ (calcite vein) เป็นต้น

(3) รอยเลื่อน(fault) บางทีก็เรียกว่า "รอยเหลื่อม" เป็นแนวรอยแตกของเนื้อหินที่มีการเคลื่อนที่ขาดออกจากกันอย่างชัดเจน การเลื่อนตัวอาจเป็นระยะทางสั้นๆตั้งแต่เซนติเมตรหรืออาจยาวถึงกว่าร้อยกิโลเมตรก็ได้ ตรงผิวระนาบรอยเลื่อน (Fault plane) (รูป 1.12) เราอาจพบผงรอยเลื่อน(gouge) กรวดเม็ดเหลี่ยม (breccia) รอยครูด (slickenlines) หรือการขัดสี (polished) ของผิวระนาบที่เกิดระหว่างการเลื่อนของตัวซึ่งแสดงถึงสภาวะของหินที่เรียกว่าการเปลี่ยนลักษณะแบบเปราะ (brittle deformation) การเกิดรอยเลื่อนจึงเป็นผลมาจากแรงจากกระบวนการแปรสัณฐาน ซึ่งทำให้หินถูกบีบอัดให้ไปอยู่ในที่ที่ทำให้เกิดสภาวะเหมาะสมที่สุด การเลื่อนตัวของหินจึงเป็นการที่หินแสวงหาความเสถียรภาพของตัวมันเพื่อให้พ้นจากแรงที่มากระทำนั่นเอง

รอยเลื่อนบางชนิดสามารถทำให้เปลือกโลกบางหรือหนาขึ้นได้ เปลือกโลกอาจหดสั้นหรือยาวออกไปตัวอย่างเช่น การเกิดรอยเลื่อนย้อนมุมต่ำ (Thrust fault) เป็นผลให้เปลือกโลกสั้นลงแต่หนาขึ้น การเกิดรอยเลื่อนปกติ (normal fault) เป็นผลให้เปลือกโลกจะถูกทำให้บางลงแต่ยาวออก หรือการเกิดรอยเลื่อนเหลื่อมด้านข้าง (strike slip fault) มักไม่ทำให้ความหนาเปลือกโลกเปลี่ยนแปลง แต่จะมีผลเฉพาะการเลื่อนไปตามแนวระดับเท่านั้น การเกิดแผ่นดินไหวในประเทศไทยส่วนใหญ่มีสาเหตุมาจากรอยเลื่อน และเราเรียกการศึกษารอยเลื่อนที่มีการเคลื่อนตัวอยู่ในปัจจุบันว่า "รอยเลื่อนมีพลัง (active fault)" ซึ่งจัดเป็นวิทยาการที่เกี่ยวกับการไหวสะเทือน (seismology)

(4) รอยโค้ง (Fold) เป็นโครงสร้างที่เกิดจากชั้นหินในสภาพอ่อนนิ่มถูกทำให้เปลี่ยนลักษณะเป็นรูปคดโค้งโก่งงอหรือบิดกลับ หรือหักพับดัง (รูป 1.13) การโค้งมีทั้งที่เป็นขนาดเล็กและขนาดใหญ่ ซึ่งแสดงถึงการเปลี่ยนลักษณะเมื่อได้รับแรงมากระทำ ส่วนใหญ่การโค้งทำให้เปลือกโลกมีการหดสั้นลงและหนาขึ้น ในบางครั้งเราพบว่าการโค้งอาจเกิดร่วมกับรอยเลื่อนหรือรอยแตกเฉือน หรือเกิดในสภาวะที่มีอุณหภูมิและความดันสูงกว่าปกติ ทำให้หินอยู่ในสภาพที่เปลี่ยนลักษณะแบบพลาสติก จนทำให้หินมีการบิดคดโค้ง พับงอ หรือวกกลับ นอกจากนี้การโค้งยังพบในสภาพที่ตะกอนไม่แข็งตัว (unconsolidated sediments) โดยอาจมีการเลื่อนไหลลงมา (slump) หรือไหลยืดเช่นเดียวกับธารหินละลายที่เกิดการไหลไปตามแรงดึงดูดของโลก การศึกษาการโค้งของหินจึงต้องมองภาพให้เป็นสามมิติให้ได้ และเราต้องวิเคราะห์พิจารณาความแข็งแกร่งต่อการเปลี่ยนลักษณะของหินในแต่ละขั้นในระหว่างที่เกิดการโค้งด้วย

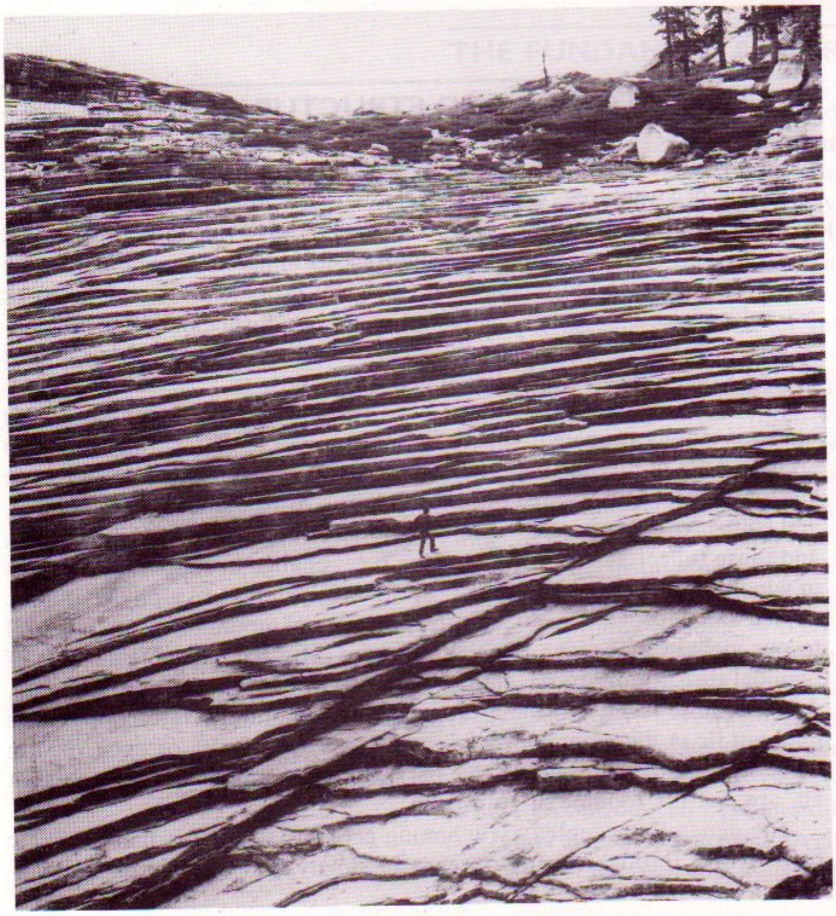
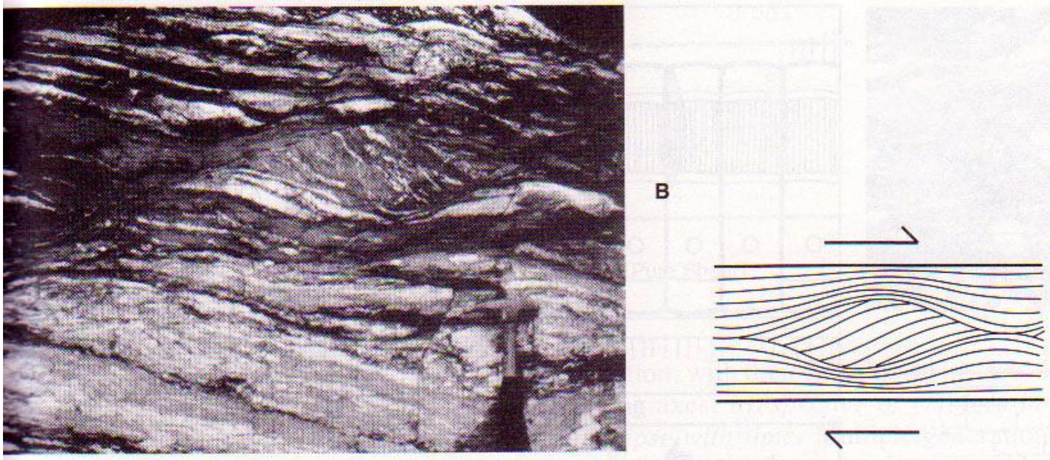


Figure 1.7 Geologist confronting the structure of nature, in this case an exfoliation jointing in granite near Shuteye Peak in the Sierra Nevada. (Photograph by N. K. Huber. Courtesy of United States Geological Survey.)

7

รูป 1.12



ure 9.61 Foliation fish: (*A*) With back-rotated foliation, within mylonitic gneiss, emihuevi Mountains, southeastern California. Sinistral shear. (Photograph by S. J. ynolds.) (*B*) Back-rotated foliation within fish. (Reprinted with permission from *rnal of Structural Geology*, v. 14, Stock, P., A strain model for antithetic fabric ation in shear band structure, 1992, Elsevier Science Ltd., Pergamon Imprint, ford, England.)

รูป 1.13

(5) ซึ่งการศึกษาการโค้งอาจมีความยุ่งยากมากกว่าการศึกษารอยเลื่อน, รอยแตก และรอยแตกเฉือนเสียอีก อีกทั้งรอยเลื่อน, รอยแตก และรอยแตกเฉือนอาจเกิดร่วมกับรอยโค้งได้

(6) รอยแตกเรียบ (Cleavage) เราพบรอยแตกเรียบ (cleavage) รอยริ้วขนาด (foliation) และรอยเส้น (lineation) ซึ่งทั้งหมดนี้จัดเป็นโครงสร้างที่เกิดจากการเปลี่ยนลักษณะของหินเมื่ออยู่ในสภาพที่มีอุณหภูมิและ/หรือความดันสูง ทำให้เม็ดแร่มีการเปลี่ยนขนาด คืบไหลเพื่อเรียงตัวใหม่ มีแร่บางตัวถูกทำให้ละลายไป หรือแทรกกระจายตัวออกไป หรือเกิดการตกผลึกใหม่ (recrystallization) ซึ่งโครงสร้างแบบนี้จัดเป็นโครงสร้างแบบทะลุทะลวง(penetration) เข้าไปในเนื้อหิน จนเกิดการเปลี่ยนลักษณะของรูปผลึก ซึ่งจำเป็นต้องศึกษาด้วยกล้องจุลทรรศน์จึงจะสามารถมองเห็นได้

(6) *รอยริ้วขนาน (Foliation)* พบเป็นแนวระนาบเปิด (closed space) ที่ไม่มีช่องว่าง (opened space) เหมือนรอยแยกหรือรอยแตก จึงมักพบเป็นริ้วในเนื้อหิน เช่น ริ้วขนานของแร่ไมกา แร่ควอตซ์ แร่เฟลด์สปาร์ หรือริ้วขนานจากการยืดตัวของเม็ดกรวด รอยแตกเรียบจัดเป็นกลุ่มที่อยู่ในรอยริ้วขนานประเภทหนึ่ง ซึ่งมักมีผิวแตกแบบเรียบและวางตัวขนานกันอยู่ในเนื้อหิน รอยแตกเรียบจึงมักพบร่วมกับรอยโค้งและบางทีก็พบร่วมกับรอยเลื่อน แต่แนวแตกเรียบมักบ่งบอกถึงความไม่ต่อเนื่องที่เกิดในเนื้อหิน เมื่อหินนั้นถูกแรงกระทำและต่อมาแรงกระทำนั้นหมดไป

(7) รอยเส้น (Lineation) เป็นแนวทางของการเรียงตัวของแร่หรือกลุ่มแร่บางชนิดในเนื้อหิน หรือกลุ่มของรอยโค้งของชั้นหินขนาดเล็ก รอยริ้วขนาน (striation) หรือรอยครูดแบบร่อง (groove) ที่เกิดแทรกเข้าไปในเนื้อหิน ไม่ว่าจะเกิดในสภาพที่หินนั้นมีความแข็งแกร่งต่อการเปลี่ยนลักษณะในระดับอ่อนนิ่มหรือเปราะ รอยเส้นมักปรากฏลักษณะเฉพาะตัว ที่บ่งบอกถึงทิศทางการเฉือนหรือการไหลเลื่อนของหินได้ (รูป 1.14 และ 1.15) รอยเส้นจึงเป็นโครงสร้างขนาดใหญ่ที่ไม่ใช่การทะลุทะลวงเข้าไปในเนื้อหิน แต่ส่วนใหญ่พบเป็นรอยครูดขนาดใหญ่ หรือการโก่งตัวของชั้นหิน

การปรากฏของรอยแตกเรียบ, รอยริ้วขนาน และรอยเส้น จึงบ่งบอกถึงการเปลี่ยนลักษณะทางรูปร่างและขนาดของหิน และมีการเคลื่อนที่เกิดขึ้นทั่วทั้งมวลของเนื้อหิน การหาการเปลี่ยนลักษณะจึงทำได้หากเราทราบลักษณะเดิมก่อนการเปลี่ยนลักษณะของหิน

(8) เขตรอยเฉือน (Shear zone) คล้ายกับรอยเลื่อนโดยพบระยะเคลื่อน (offset) ในเขตรอยเฉือน ซึ่งอาจพบเป็นพื้นที่ที่มีความยาวตั้งแต่ระดับเซนติเมตรจนถึงพันกิโลเมตรได้โดยแตกต่างจากรอยเลื่อนตรงที่หินที่อยู่ต่อระหว่างเขตรอยเฉือนจะไม่แตกต่างกันอย่างชัดเจนหมือนรอยเลื่อนทั่วๆ ไป ลักษณะปรากฏในเขตรอยเฉือนจึงได้แก่ รอยเส้น รอยริ้วขนาน และแนวแตกเรียบ (รูป 1.16 และ 1.17) เขตรอยเฉือนส่วนใหญ่จึงเป็นตัวบ่งบอกถึงจุดปลายหรือจุดจบสิ้นของ

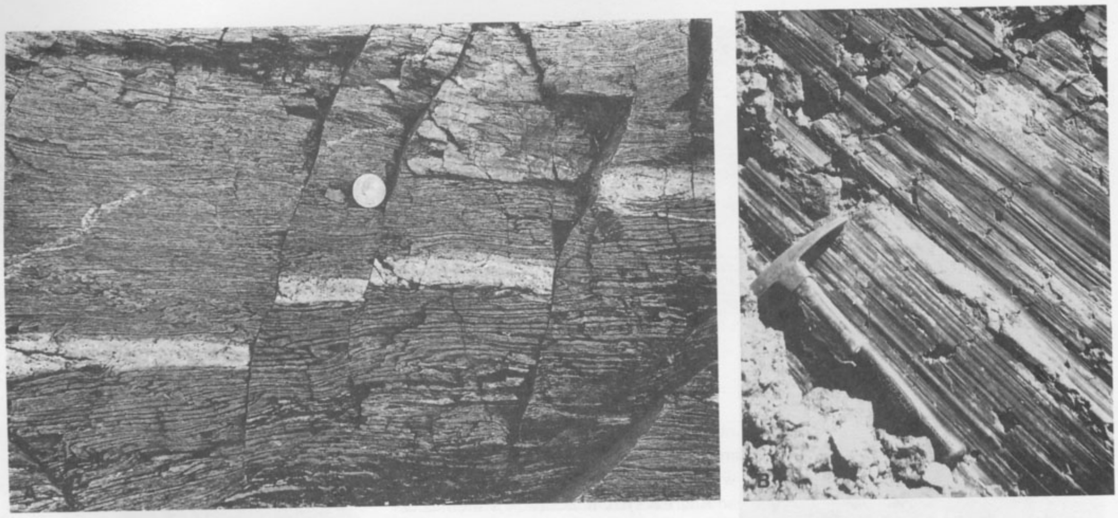


Figure 1.14 (*A*) Repeated truncation and offset of a white quartz layer by faulting, Tortolita Mountains, Arizona. Note coin (a quarter) used for scale. (Photograph by G. H. Davis.) (*B*) Slickensided, slickenlined fault surface cutting Tertiary volcanic rocks in the
(Photograph by S. J. Reynolds.)

รูป 1.14

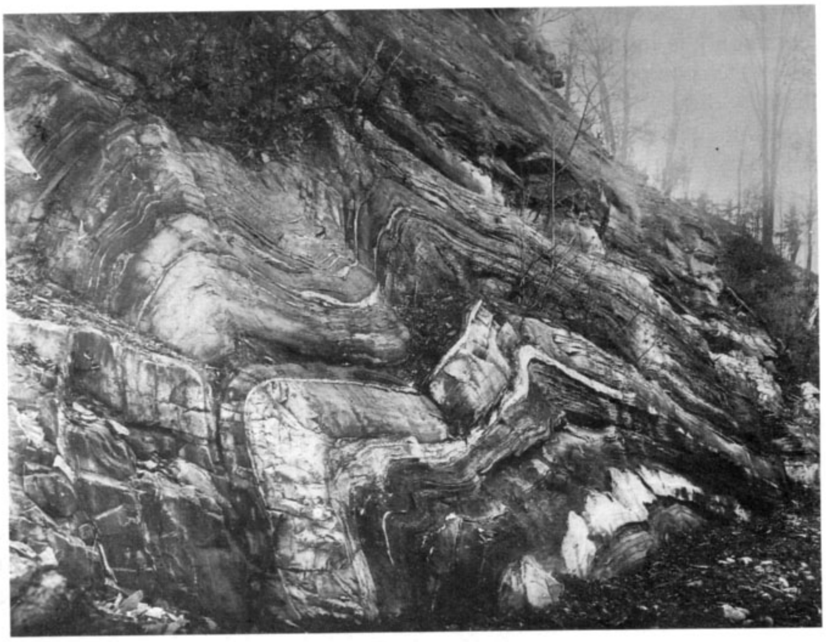


Figure 1.17 Folded dolomite and limestone near Danby, Vermont. (Photograph by A. Keith. Courtesy of United States Geological Survey.)

รูป 1.15

แนวรอยเลื่อนที่ระดับลึก เมื่อมีอุณหภูมิและความดันเพิ่มขึ้น จึงทำให้หินอยู่ในสภาวะแบบอ่อนนิ่ม จนหินไม่สามารถแยกขาดออกจากกันอย่างเด่นชัดเช่นรอยเลื่อนได้

1.5 การจำแนกประเภทโครงสร้าง(Classification of geological structures)

โครงสร้างทางธรณีวิทยา (Geological structure) หมายถึง "ลักษณะทางธรณีวิทยารูปทรงเรขาคณิต (geometric feature) ที่เด่นชัด โดยมีรูปร่าง (shape) รูปทรงสัณฐาน (form) และการจัดวางตัว (distribution) ที่สามารถบรรยายลักษณะเหล่านั้นได้" โครงสร้างทางธรณีวิทยาที่สำคัญดังได้กล่าวมาแล้ว 8 ชนิด ได้แก่ รอยเลื่อน, รอยแตก, รอยแตกเฉือน, รอยแตกเรียบ, รอยโค้ง, รอยขนาน, รอยเส้น และเขตรอยเฉือน ดังนั้นจากนิยามของโครงสร้างทางธรณีวิทยา เราสามารถจัดแบ่งประเภทของโครงสร้างได้หลายประเภทได้แก่

(1) การยึดเกาะเมื่อมีการเปลี่ยนลักษณะ (cohesion during deformation) โดยพิจารณามาตราส่วนแบบขนาดกลาง (mesoscopic) ซึ่งแบ่งได้เป็น 3 ประเภทใหญ่ๆ ได้แก่

(1) โครงสร้างการเปลี่ยนลักษณะแบบเปราะ (brittle deformation structures) เป็นโครงสร้างที่สูญเสียการยึดเกาะระหว่างผิว

(2) โครงสร้างการเปลี่ยนลักษณะแบบอ่อนนิ่ม หรือพลาสติก (ductile or plastic deformation structures) เป็นโครงสร้างที่สูญเสียการยึดเกาะระหว่างผิว

(3) โครงสร้างการเปลี่ยนลักษณะแบบกึ่งเปราะหรือกึ่งอ่อนนิ่ม (semi-brittle or semi-ductile deformation structures) พบทั้งสองลักษณะคือทั้งเปราะและอ่อนนิ่มในโครงสร้างเดียวกัน

(2) รูปทรงทางเรขาคณิตที่ปรากฏของโครงสร้าง (geometry)

โครงสร้างรูปทรงทางเรขาคณิตแบ่งได้เป็นสองชนิดใหญ่ๆ คือ

(1) โครงสร้างแบบระนาบตรงและระนาบโค้ง (planar and curiviplanar structures) ได้แก่ รอยเลื่อน รอยแยก รอยแตกเรียบ รอยริ้วขนาน เป็นต้น

(2) โครงสร้างรอยเส้น (lineation structures) ได้แก่ แนวการเรียงตัวของเม็ดแร่ รอยครูด แนวตัดกันของระนาบสองระนาบ เป็นต้น

(3) ปัจจัยที่ทำให้เกิดโครงสร้าง (geologic significance) แบ่งได้เป็นสองชนิดใหญ่ คือ

(1) โครงสร้างปฐมภูมิและโครงสร้างที่ไม่ได้เกิดจากผลของกระบวนการแปรสัณฐาน (primary and non-tectonic structures) ได้แก่ โครงสร้างที่เกิดพร้อมกับหิน (primary structures) โครงสร้างที่เกิดจากเลื่อนไถลไปตามแรงโน้มถ่วงของโลก (local gravity-driven structures) โครงสร้างที่เกิดจากการปูดของโดมเกลือหรือโคลน (local density-inversion driven structures) เนื่องจากมีน้ำหนักกดทับที่มีความแน่นสูงกว่า ทำให้เกลือหรือโคลนที่มีความหนาแน่นน้อยกว่าที่อยู่

FIGURE 17–23
Large pencils in siltstone in the Upper Proterozoic(?) Sandsuck Formation near Reliance, Tennessee. (Locality courtesy of J. O. Costello, Georgia Marble Company. RDH photo.)

รูป 1.16

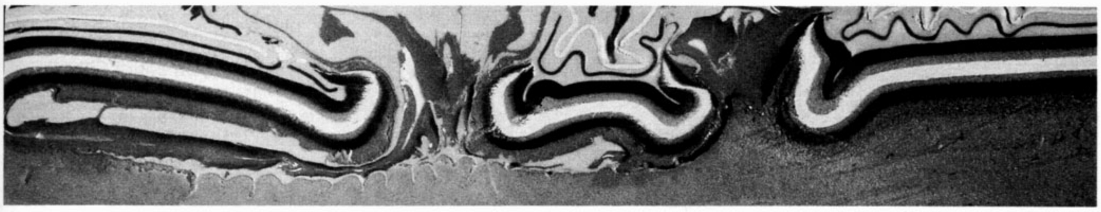


FIGURE 1–4
Experimental structures made in a centrifuge from viscous materials of different densities and fluid properties. Compare the shapes of these structures at this scale with those in Figures 14–19, 14–31, 14–32, 15–2, 15–11, 15–24, 15E–1, and 16–11(a). (From *Tectonophysics*, v. 19, H. Ramberg and H. Sjöström, p. 105–132, Fig. 15, © 1973, with kind permission from Elsevier Science, Ltd., Kidlington, United Kingdom.)

รูป 1.17

ข้างล่างปะทุหรือปูดขึ้นเป็นรูปโดมหรือรูปทรงต่างๆ รวมทั้งโครงสร้างที่เกิดจากผลของการปลดปล่อยความดัน (pressure release structures)

(2) โครงสร้างที่เกิดจากกระบวนการแปรสัณฐาน (tectonic structures) หรือโครงสร้างทุติยภูมิ (secondary structures) เป็นโครงสร้างที่เกิดจากแรงที่เป็นผลจากการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลก (plate tectonics)

*(4) การกระจายตัวจากการเปลี่ยนลักษณะเนื้อ*หิน (Distribution of deformation in a volume of rock) การพิจารณาประเภทนี้ขึ้นอยู่กับมาตราส่วนที่ใช้ เช่น หากพิจารณาหินจากหินตัวอย่างเราจัดให้เป็นแบบทะลุทะลวง แต่เมื่อพิจารณาภายใต้กล้องจุลทรรศน์เราอาจจัดให้เป็นแบบไม่ต่อเนื่องได้ เป็นต้น โดยทั่วไปมี 3 ประเภทใหญ่ๆ ได้แก่

(1) โครงสร้างที่แสดงการเปลี่ยนลักษณะแบบต่อเนื่องทะลุทะลวงทั่วทั้งก้อน (penetrative) เช่น รอยแตกเรียบแบบหินชนวน รอยริ้วขนานในหินชีสท์ หรือริ้วขนานในหินไนส์

(2) โครงสร้างแบบไม่ต่อเนื่อง ซึ่งเกิดเฉพาะเป็นส่วนๆ (discrete)

(3) โครงสร้างแบบเฉพาะที่ (localized) ซึ่งเป็นโครงสร้างแบบต่อเนื่องหรือแบบทะลุทะลวง ที่พบในบริเวณที่แคบๆ มีขอบเขต เช่น รอยแตกเรียบตามแนวรอยเฉือน

(5) ผลความเครียด (strain significance) โครงสร้างที่เป็นผลจากความเครียดจัดแบ่งเป็น 3 ประเภทใหญ่ๆ ได้แก่

(1) โครงสร้างที่เป็นผลจากการหดสั้น (contraction structures) เช่น โครงสร้างการโค้ง โครงสร้างจากการเลื่อนแบบรอยเลื่อนย้อน

(2) โครงสร้างที่เป็นผลจากการยืด (extensional structures) เช่น โครงสร้างจากการเลื่อนแบบรอยเลื่อนปกติ

(3) โครงสร้างที่เป็นผลจากการเคลื่อนที่ไม่เกิดการยืดหด (strike-slip structures) เช่น โครงสร้างจากการเลื่อนแบบรอยเลื่อนด้านข้าง (strike-slip faults)

โดยทั่วไปสำหรับธรณีวิทยาโครงสร้าง เราจัดแบ่งประเภทของการเปลี่ยนลักษณะตามสภาพการยึดเกาะระหว่างเปลี่ยนสภาพ (cohesion during deformation) เช่น การเปลี่ยนลักษณะแบบอ่อนนิ่ม (ductile deformation) จะได้โครงสร้างแบบ รอยโค้ง, รอยริ้วขนาน, เขตรอยเฉือน, และรอยแตกเรียบ ส่วนการเปลี่ยนลักษณะแบบเปราะ (brittle deformation) จะได้โครงสร้างแบบรอยเลื่อน, รอยแตก และรอยแตกเฉือน เป็นต้น อย่างไรก็ตามการจัดแบ่งมักขึ้นอยู่กับวัตถุประสงค์ของการศึกษา ถ้าหากเราต้องการศึกษาแรงเป็นหลัก การจัดประเภทโครงสร้างอาจแบ่งตามผลของความเครียดได้ จุดประสงค์ของการจัดแบ่งหมวดหมู่เพื่อให้เข้าใจและจดจำได้ง่าย

เมื่อเข้าใจและจดจำได้การนำไปใช้ประโยชน์ก็จะมีผลตามมาแต่ถ้าไม่เข้าใจการนำไปใช้ประโยชน์ย่อมไม่เกิดขึ้น

1.6 แนวคิดการวิเคราะห์โครงสร้างโดยละเอียด

ในการวิเคราะห์โครงสร้างทางธรณีวิทยา ถ้างานของเราคือการศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้างในพื้นที่ใหม่เพื่อศึกษาให้เข้าใจถึงโครงสร้างทางธรณีวิทยา เราสามารถวิเคราะห์แบบการคิดจำลองอย่างง่ายๆ (simplify) (ดูรูป 1.18 และ 1.19) หรือคิดแบบรวบรัดโดยตัดส่วนที่ยุ่งยากออก (generalization) แล้วบูรณการเข้าด้วยกัน (lump) หรือทำแบบขาดกรอบความคิด การศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้างจึงต้องการจินตนาการเพื่อคิดวิเคราะห์หาเหตุผล นำมาวิเคราะห์สู่สภาพก่อนเกิดการเปลี่ยนลักษณะ (หรือสภาพดังเดิมของหินนั่นเอง) จะเห็นได้ว่าความยุ่งยากซับซ้อนของธรณีวิทยาโครงสร้างจึงมีมากดังที่ได้กล่าวเปรียบเทียบกับการทำงานของสถาปนิกมาแล้วในตอนต้น

การศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้างขั้นรายละเอียด (Detailed structural analysis) ประกอบด้วย 3 กลุ่มใหญ่ๆ ซึ่งทั้ง 3 กลุ่มมีกรอบของการวิเคราะห์แตกต่างกัน ได้แก่

(1) การวิเคราะห์ศึกษาเชิงพรรณนา (descriptive analysis)

(2) การวิเคราะห์ศึกษาเชิงกลศาสตร์ (kinematical analysis) และ

(3) การวิเคราะห์ศึกษาเชิงพลศาสตร์ (dynamic analysis)

การวิเคราะห์เชิงพรรณนามักเกี่ยวกับบรรยายลักษณะโครงสร้าง การวัดขนาดทิศทางการวางตัว รูปทรงสัณฐานของชุดหินที่พบ ส่วนการวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์ เป็นการแปลความจากการเปลี่ยนลักษณะที่มุ่งความสนใจอยู่ที่การเคลื่อนที่ของหินเป็นหลัก เมื่อหินมีแรงมากระทำทำให้เกิดการเปลี่ยนลักษณะซึ่งการเคลื่อนที่ 4 ประเภท ได้แก่ (1) เลื่อนที่(Translation) (2) หมุน (Rotation) (3) เปลี่ยนรูปร่าง (Distortion) และ (4) เปลี่ยนขนาด (Dilation)

การวิเคราะห์เชิงพลศาสตร์ เป็นการแปลความของผลการเคลื่อนที่ในรูปของแรงที่มากระทำและผลการเปลี่ยนลักษณะ ทั้งขนาดและรูปร่างของหิน ดังนั้นการวิเคราะห์จึงเป็นการวิเคราะห์ถึงความแข็งแกร่งหรือกำลังรับแรงของหินขณะที่หินเปลี่ยนลักษณะ การวิเคราะห์เชิงพลศาสตร์จึงต้องอาศัยการทดสอบและหลักทฤษฎีเชิงกลศาสตร์ (mechanics) เข้ามาเกี่ยวข้องด้วย

การวิเคราะห์เชิงพรรณนาซึ่งถือเป็นการบรรยายถึงลักษณะของหินจากการเปลี่ยนแปลงรูปร่าง ลักษณะ ขนาด การวางตัว จึงเป็นพื้นฐานในการวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์และพลศาสตร์นั่นเอง

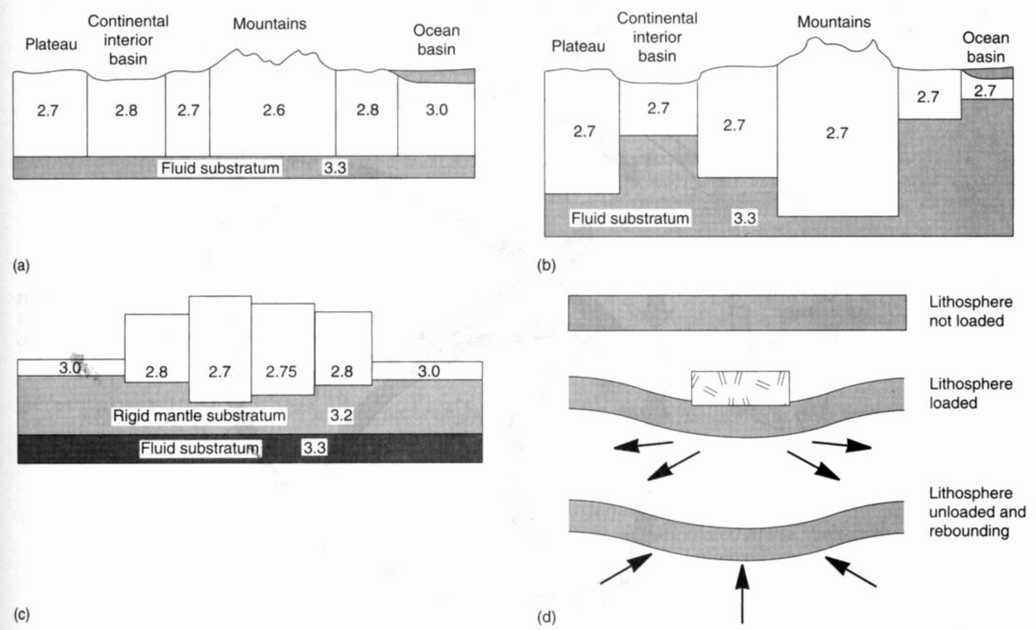


FIGURE 1–17
Isostatic equilibrium between crustal blocks of different densities and thicknesses, as well as between the continents and oceans; (a) and (b) are the early models of Pratt and Airy based separately on different density (in units of g cm^{-3}) and different size of blocks. We realize today that both density and size affect the isostatic equilibrium of the blocks (c), and are involved in isostatic compensation; (d) shows the effect of loading and unloading of a mass on the lithosphere. Arrows indicate directions of compensating flow in the asthenosphere during and after loading.

รูป 1.18

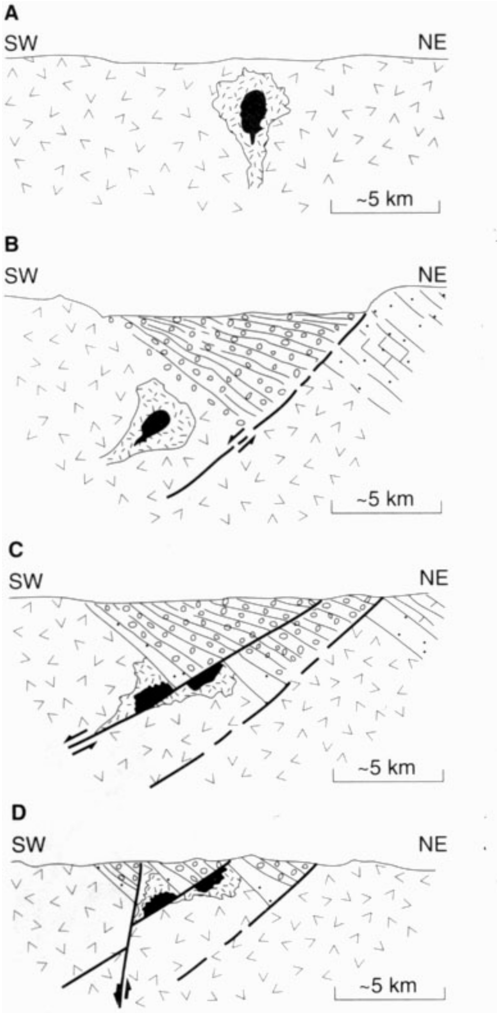


Figure 1.43 Dave Lowell's kinematic reconstruction of the beheading of the San Manuel ore body. (*A*) The quartz monzonite, and the ore body associated with it (black), was emplaced into Precambrian basement rocks approximately 65 Ma ago. Alteration zones (not shown) occur within the igneous body. (*B*) Extensional faulting (approximately 20 Ma ago) made room for deposition of basin fill. The extensional faulting was accompanied by rotation. (*C*) The San Manuel fault formed about 18 Ma ago, and it beheaded the top of the ore body and moved it 2.5 km to the southwest. (*D*) Approximately 10 Ma ago Basin and Range faulting offset the San Manuel fault. (Reproduced from Economic Geology, 1968, Vol. 63, p. 647.)

รูป 1.19

1.6.1 การวิเคราะห์เชิงพรรณนา

ในการวิเคราะห์เชิงพรรณนา (Descriptive analysis) เราต้องศึกษาถึงลักษณะปรากฏของโครงสร้างโดยอาศัยการเปรียบเทียบลักษณะโครงสร้าง เช่น รอยเลื่อน (fault) รอยโค้ง (fold), รอยแตก (joint) หรืออื่นๆ ต่อจากนั้นจึงวัดทิศทางการวางตัว ขนาดรูปทรงที่พบในพื้นที่ที่ศึกษา การพรรณนาจึงบ่งถึงลักษณะทางกายภาพที่พบในโครงสร้างที่ได้จากการสังเกตและตรวจพบในสนาม จากหลุมเจาะ (drill hole) หรือจากการทำการสำรวจด้วยวิธีอื่น เช่น วิธีทางธรณีฟิสิกส์ (geophysical method) การลำดับชั้นหิน หรือทางศิลาวิทยาร่วมกับการเปลี่ยนลักษณะของโครงสร้างนั้นๆ

การทำแผนที่ธรณีวิทยานับว่าเป็นหัวใจของการศึกษาวิเคราะห์เชิงพรรณนา แผนที่ธรณีวิทยาจึงแสดงถึงรอยสัมผัสของกลุ่มหิน และบ่งบอกถึงความเป็นมา ประวัติการเกิด หรือลำดับเหตุการณ์ทางธรณีวิทยา นอกจากนี้แผนที่ธรณีวิทยามักบอกเราถึงสภาพของพื้นที่ที่เป็นสามมิติ ซึ่งสื่อถึงความลึกใต้ผิวดินด้วย แผนที่ธรณีวิทยาทำให้เราสามารถแปลย้อนกลับถึงลักษณะทางกระบวนการแปรสัณฐานในพื้นที่ได้ระหว่างที่ทำแผนที่การลงรอยสัมผัสหน่วยหิน โครงสร้างปฐมภูมิ หรือโครงสร้างทุติยภูมิต้องทำด้วยความถูกต้องแม่นยำ การวัดการวางตัวของหินต้องอาศัยการสร้างภาพสามมิติ หรือต้องหาแนวแสดงให้ปรากฏชัดเจน เพื่อให้ได้ทราบถึงระนาบเอียงเทที่ถูกต้อง มุมเทที่วัดได้ต้องปรับเปลี่ยนเป็นมุมเทจริงที่ไม่ใช่มุมปรากฏ (apparent dip) เพราะทำให้เกิดความเข้าใจและแปลความหมายผิดได้

นอกจากแผนที่ทางธรณีวิทยาแล้วการสร้างภาพตัดขวางก็มีความสำคัญด้วยเช่นกัน เพราะภาพตัดขวางบ่งบอกถึงการแปลความหมายอย่างง่ายที่เป็นตัวแทนของแผนที่ธรณีวิทยา เพราะต้องมีการถ่ายทอดภาพ (projection) จากบนผิวดินไปสู่ใต้ผิวดิน ถ้าหากพบว่าพื้นที่ใดมีความสำคัญทางเศรษฐกิจ เราก็ทำการเจาะสำรวจเพื่อรายละเอียดได้ ดังนั้นภาพตัดขวางจึงช่วยเรากำหนดบริเวณที่ต้องการขุดหลุมเจาะ (drill hole) แต่ต้องมั่นใจว่าข้อมูลจากผิวดินที่จะถ่ายทอดลงสู่ใต้ดินมีความถูกต้องแม่นยำจริงๆ

บางพื้นที่มีการเจาะสำรวจมากมายและมีข้อมูลทางธรณีวิทยาที่สามารถทำแผนที่ธรณีวิทยาใต้ผิวดินของหน่วยหินที่สนใจได้ หรือทำแผนที่แสดงเฉพาะความหนาของหน่วยหินที่สนใจหรือเฉพาะความลึกของหน่วยหินที่สนใจ ปัจจุบันแผนที่แสดงความลึกและความหนา นิยมทำมาจากการใช้ข้อมูลการสำรวจด้วยวิธีคลื่นสั่นสะเทือนแบบสะท้อนสามมิติเพราะได้ข้อมูลที่ต่อเนื่องมากกว่าการเจาะหลุมสำรวจ อีกทั้งถ้าเป็นข้อมูลระดับลึกจะเสียค่าใช้จ่ายน้อยกว่าการเจาะหลุมสำรวจ

ในสภาพความเป็นจริงเรามักพบว่าโครงสร้างที่พบมักไม่ปรากฏให้เห็นอย่างเด่นชัด การพบหินโผล่ มักพบโครงสร้างที่ไม่สมบูรณ์หรือมีการขาดหายไปหรือถูกปิดทับ การที่หินโผล่

เป็นหย่อมๆ ทำให้การศึกษาธรณีวิทยาโครงสร้างยุ่งยากซับซ้อนและต้องอาศัยจินตนาการหรือการตีความ (Interpretation) เพิ่มมากขึ้น

(1) การกำหนดพื้นที่และมาตราส่วนในการศึกษา การกำหนดพื้นที่และมาตราส่วนที่จะศึกษานับว่ามีความสำคัญมาก มาตราส่วนที่ศึกษาทำให้เราทราบความละเอียดของพื้นที่ที่ศึกษา การพรรณทำได้ละเอียดมากน้อยขึ้นอยู่กับขนาดมาตราส่วนในแผนที่ และช่วยนำมากำหนดขอบเขตหินโผล่ที่จะศึกษาในสนาม ถ้าลักษณะโครงสร้างของหินโผล่มีขนาดเล็กเกินกว่าที่จะลงในแผนที่ตามมาตราส่วนที่กำหนดได้เราก็มักไม่นำมาแสดงในแผนที่แต่จะใช้วิธีบรรยายในเนื้อเรื่องแทน

แผนที่ธรณีวิทยาและภาพตัดขวางเป็นการบรรยายลักษณะธรณีวิทยาในพื้นที่ที่ศึกษาได้เป็นอย่างดี และเป็นการบรรยายที่สมบูรณ์ในตัวด้วยเพราะมีข้อมูลต่างๆ ทางธรณีวิทยาที่เราสามารถอ่านได้ง่ายพร้อมกับการแปลความรวมอยู่ในแผนที่และภาพตัดขวาง จนเป็นที่พูดติดปากกันในหมู่นักธรณีวิทยาว่า “ปล่อยให้แผนที่พูดหรืออธิบายแทนเราหรือ let map talk for us” แผนที่ธรณีวิทยาที่สมบูรณ์นั้นต้องมีความชัดเจนเหนือคำบรรยายด้วยตัวอักษร อีกทั้งยังสามารถตอบข้อสงสัยหลากหลายจากผู้ที่สนใจได้ภายในแผนที่เอง แผนที่สามารถตอบได้แม้กระทั่งจินตนาการของผู้ที่ทำแผนที่เพราะภาพจินตนาการจะปรากฏในแผนที่สมดังคำกล่าว “map talks”

นักธรณีวิทยาต้องคิดวิเคราะห์ไตร่ตรองอย่างละเอียดถี่ถ้วน และต้องมองภาพสามมิติให้ออกและสร้างภาพตัดขวางในแผนที่ที่แสดงได้ทุกแนวโดยไม่ขัดแย้งต่อความเป็นจริง พร้อมทั้งพยายามสร้างโครงสร้างที่ขาดหายไปขึ้นสู่อากาศและลงสู่ใต้ผิวดินให้ได้ และอธิบายลำดับการเกิดทางธรณีวิทยาของพื้นที่ให้ได้ เมื่อสามารถตอบได้ดังที่กล่าวมาแผนที่ทำจึงจะมีความสมบูรณ์

(2) ลักษณะหรือองค์ประกอบโครงสร้าง การศึกษาจดจำและบรรยายลักษณะชนิดของโครงสร้างเพียงอย่างเดียวนั้นไม่เพียงพอเพราะมีโครงสร้างมากมายที่เราพบเห็นในธรรมชาติ โดยที่ในแต่ละโครงสร้างประกอบด้วยลักษณะที่สำคัญ 2 อย่างคือ (1) ลักษณะทางกายภาพ (physical elements) และ (2) ลักษณะทางรูปทรงเรขาคณิต (geometric elements)

ลักษณะทางกายภาพเป็นสิ่งที่เราพบเห็นได้ชัดเจนโดยไม่ต้องจินตนาการ ตัวอย่างเช่น ระนาบรอยเลื่อน แต่องค์ประกอบทางรูปทรงเรขาคณิตเป็นส่วนที่ต้องอาศัยจินตนาการเข้าช่วย ตัวอย่างเช่น ชั้นหินรอยโค้ง (folding strata) ซึ่งเราต้องอาศัยจินตนาการเข้าช่วยหาแนวระนาบแกนโค้ง (axial plane)ให้ได้ และจินตนาการเหล่านี้จึงมักสร้างจากสิ่งที่เราพบเห็น ซึ่งถ้าเราไม่พบจุดพับหินโค้ง (hinge) และจุดยอดรอยโค้ง (hinge) เราก็คงไม่สามารถจินตนาการระนาบแกนโค้ง (axial plane) ได้อย่างถูกต้อง

1.6.2 *การวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์* (Kinematic Analysis)

หลังจากที่เราวิเคราะห์เชิงพรรณนาเสร็จแล้วเราจึงวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์ (kinematics analysis) ซึ่งเกี่ยวกับการเคลื่อนที่เป็นหลัก ดังนั้นจึงเป็นการวิเคราะห์การเปลี่ยนลักษณะขณะที่หินถูกทำให้เคลื่อนที่ทั้งมวลรวม หรืออาจเป็นการเคลื่อนที่ภายในเนื้อหินเอง หรือการเคลื่อนที่ภายในเนื้อหินบางส่วน โดยปกติเมื่อมวลหินเกิดมีการเคลื่อนที่มักมีอยู่ 4 ลักษณะ คือ (1) การเลื่อนที่ (translation) (2) การหมุน (rotation) (3) การเปลี่ยนรูป (distortion) และ (4) การเปลี่ยนขนาด (dilation)

จุดประสงค์ของการวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์ก็เพื่อแปลความหมายการเคลื่อนที่ทั้ง 4 แบบในมวลหินว่าเป็นอย่างไร มีอะไรเกิดขึ้นและเกิดขึ้นได้อย่างไรบ้าง ดังนั้นการวิเคราะห์จึงต้องทำทั้งขนาดเล็กและใหญ่ และไม่มีมาตรฐานการวิเคราะห์ตายตัว เราอาจเริ่มจากวิเคราะห์ขนาดผลึกที่ต้องศึกษาภายใต้กล้องจุลทรรศน์ หรือขนาดไพศาลหรือกินบริเวณกว้าง (regional) โดยไม่ได้คิดถึงแรงที่มากระทำให้หินเปลี่ยนลักษณะ ดังนั้นจึงกล่าวได้ว่าการวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์ถือเป็นการวิเคราะห์ผลที่เกิดขึ้นเท่านั้น แต่การวิเคราะห์นี้มักนำไปสู่การวิเคราะห์เชิงพลศาสตร์ (dynamic analysis) ที่คำนึงถึงแรงที่มากระทำ

โดยความเป็นจริงในทางธรณีวิทยาโครงสร้างเรากำหนดให้การวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์แยกออกจากพลศาสตร์ โดยให้ความสำคัญเท่ากัน แต่ในทางวิศวกรรมจะถือการศึกษาทางกลศาสตร์อยู่ในสาขาย่อยของการศึกษาทางพลศาสตร์ ทางวิศวกรรมวิเคราะห์พลศาสตร์ได้แยกย่อยเป็นสองสาขา คือ ไคนิมาติกส์ (kinematics) และไคนิติกส์ (kinetics) วิเคราะห์เชิงไคนิติกส์เทียบได้กับพลศาสตร์ (dynamics) ทางธรณีวิทยาโครงสร้าง

อนึ่งสำหรับการวิเคราะห์การเปลี่ยนขนาดหรือรูปร่าง เรามักเรียกว่าการวิเคราะห์ความเครียด (strain analysis) ซึ่งเป็นพื้นฐานการศึกษาโครงสร้างทางธรณีวิทยาแนวใหม่ โดยพิจารณาว่าขนาดและรูปร่างของลักษณะโครงสร้างธรณีวิทยาที่สนใจนั้นว่าเปลี่ยนแปลงไปมากน้อยเพียงใด ซากบรรพชีวินจำพวกไคนอยที่มีลำตัวตัดขวางเป็นวงกลมเมื่อได้รับแรงเค้นอาจเปลี่ยนเป็นวงรีได้ ซึ่งเราสามารถหาปริมาณการเปลี่ยนแปลงที่เกิดจากวงกลมไปเป็นวงรีได้

ยังมีการวิเคราะห์การเปลี่ยนลักษณะอีกแบบหนึ่ง ที่เรียกว่าแบบทะลุทะลวง (penetrative deformation) เรามักเน้นการวิเคราะห์การเปลี่ยนลักษณะที่เกิดจากการทะลุทะลวงเข้าไปในมวลหินที่เราสนใจ ซึ่งมักพบว่าการเปลี่ยนลักษณะมีระยะห่างน้อยมากในเนื้อหิน แต่จะพบกระจายตัวไปทั่วพื้นที่ ตัวอย่างการเปลี่ยนลักษณะแบบทะลุทะลวงดังกล่าวได้แก่ การเกิดรอยแตกเรียบ (cleavage) หรือรอยริ้วขนานแบบหินชีทส์ เป็นต้น

การวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์มักศึกษาลักษณะธรณีวิทยาระดับไพศาลประกอบเพื่อช่วยให้ได้ภาพของการเปลี่ยนลักษณะที่ชัดเจน ทั้งนี้เพราะกระบวนการการเกิดโครงสร้างทางธรณีวิทยามีได้หลายครั้งตั้งแต่ขนาดเล็กไปจนถึงขนาดใหญ่ แต่ไม่ว่าจะขนาดเล็กหรือขนาดใหญ่มักต้อง

สอดคล้องกัน การวิเคราะห์ธรณีวิทยาขนาดใหญ่ระดับไพศาลจึงช่วยลดความคลุมเครือของโครงสร้างขนาดเล็กในระดับท้องถิ่น (local geology) ที่มีความผิดปกติเพียงบางส่วนออกไปจากลุ่มใหญ่ได้

การวิเคราะห์เชิงกลศาสตร์มักบรรยายถึงการเลื่อนไถล (slip) การไหล (flow) และการบิดเบี้ยว (distortion) ด้วย ส่วนการแยกแยะระหว่างการเลื่อนไถลและการไหลขึ้นอยู่กับมาตราส่วนที่ใช้ ในการเกิดการโค้งของชั้นหินผู้สังเกตอาจพิจารณาว่าเกิดการไหลเมื่อดูด้วยตาเปล่า แต่อาจเกิดการเลื่อนไถลระหว่างรอยสัมผัสชั้นหินได้เมื่อดูจากกล้องจุลทรรศน์ ดังนั้นการวิเคราะห์จึงขึ้นอยู่กับมาตราส่วนที่ใช้พิจารณา ส่วนการบิดเบี้ยวอาจสังเกตเห็นได้โดยการเลื่อนไถลหรือการไหล

1.6.3 *การวิเคราะห์เชิงพลศาสตร์ (Dynamic Analysis)*

การวิเคราะห์เชิงพลศาสตร์เป็นการวิเคราะห์ที่เกี่ยวข้องกับการหาแรงเค้นที่มากระทำและอธิบายกระบวนการทางกลศาสตร์ที่ทำให้เกิดโครงสร้างทางธรณีวิทยานั้นขึ้น สิ่งที่จำเป็นสำหรับการวิเคราะห์เชิงพลศาสตร์จึงได้แก่ การบรรยายถึงลักษณะกายภาพและรูปร่างลักษณะของโครงสร้างที่พบเห็น ตลอดจนความสัมพันธ์เชิงพลศาสตร์และกลศาสตร์ หรือกล่าวอีกนัยหนึ่งคือความสัมพันธ์ระหว่างแรงเค้นและความเครียด (stress-strain relationship) ดังนั้นจุดประสงค์หลักของการวิเคราะห์คือการบ่งบอกทิศทางและขนาดของแรงเค้นหรือแรงที่ทำให้หินเกิดการเปลี่ยนลักษณะและผลตอบสนองของหินต่อแรงนั่นเอง

ดังนั้นการวิเคราะห์ดังกล่าวจึงต้องเข้าใจถึงธรรมชาติของมวลหินที่เกิดการเปลี่ยนลักษณะด้วย เช่น อุณหภูมิ ความดัน ความแข็งแกร่งของหินต่อการรับแรง แรงเค้นของหินขณะเปลี่ยนลักษณะ และปริมาณของแรงเค้นที่เกิดขึ้นต่อช่วงเวลาที่ทำให้หินเปลี่ยนลักษณะ เช่น การเกิดแบบค่อยเป็นค่อยไปหรือเกิดขึ้นแบบทันทีทันใด

1.6.4 *แบบจำลองทางกายภาพ (Physical Model)*

ในการแปลความหมายทางการวิเคราะห์เชิงพลศาสตร์ที่ดี มีสิ่งสำคัญในการพิจารณา 3 อย่างคือ (1) ลักษณะที่พบอย่างละเอียด (2) การทำการทดลอง (experiment) และ (3) การสร้างแบบจำลอง (model) ซึ่งแบบจำลองทั้งทางธรณีวิทยาและทางวิศวกรรมมากมายที่สร้างขึ้นก็เพื่อช่วยอธิบายโครงสร้างต่างๆที่พบในธรรมชาติ แบบจำลองต่างๆ เหล่านั้นจึงจำลองลักษณะเงื่อนไข ตลอดจนสภาวะต่างๆ ของโครงสร้างธรณีวิทยา เพื่อวิเคราะห์หาการเปลี่ยนแปลงการศึกษาเช่นนี้นับว่าเป็นการศึกษาที่ใช้การทดลองบนพื้นฐานของทฤษฎีเป็นหลัก

ข้อเสียของการสร้างแบบจำลองทางธรรมชาติ คือสามารถสร้างแบบจำลองได้หลายๆแบบ อธิบายถึงปรากฏการณ์ที่พบเห็นได้แต่พึงระลึกเสมอว่าเราไม่สามารถใช้แบบจำลองเพียง

แบบเดียวที่อธิบายโครงสร้างทางธรณีวิทยาได้อย่างตายตัว อย่างไรก็ตามการบูรณการแบบจำลองเข้าด้วยกันกับข้อมูลด้านอื่นๆ ทำให้เราเลือกแบบจำลองที่เหมาะสมและเป็นตัวแทนที่ใช้อธิบายโครงสร้างที่พบได้

อนึ่งเราอาจเปรียบเทียบเทคนิควิเคราะห์เชิงพลศาสตร์ได้กับเทคนิคการประกอบอาหารหรือปรุงอาหาร หากเตรียมเครื่องปรุงต่างๆ มากมายและพร้อมสรรพ และให้คนสิบคนมาปรุงจะพบว่าอาหารที่ได้อาจมีรสชาติไม่เหมือนกัน แม้จะกำหนดให้มีปริมาณและสัดส่วนเครื่องปรุงที่เท่ากันก็ตาม ทำนองเดียวกันกับการวิเคราะห์ธรณีวิทยาโครงสร้าง เราอาจใช้ข้อมูลต่างๆ ที่รวบรวมมาทำการวิเคราะห์หรือทดสอบตามสภาวะที่กำหนดในแบบเดียวกัน แต่ถ้ากำหนดเงื่อนไขก่อนหรือหลังแตกต่างกันก็มักให้ผลแตกต่างกันไป เช่นการนำความดันของเหลว (Fluid pressure)มาใช้ในการทดลองมักให้ผลที่แตกต่างจากเมื่อไม่นำเอาความดันของเหลวมาคิด ดังนั้นลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาใหญ่ๆ เช่น รอยเลื่อนที่สำคัญๆ บางครั้งจึงอาจใช้เวลายาวนานกว่าจะวิเคราะห์ได้สำเร็จ เนื่องจากมีตัวแปรมากมายนั่นเอง

ส่วนใหญ่ในการสร้างแบบจำลองโครงสร้างของเปลือกโลก เรามักใช้ดินเหนียวอ่อน (Clay cake) หรือขี้ผึ้ง (wax) มาทำการศึกษาโดยอาศัยการประมวลผลและวิเคราะห์ด้วยคอมพิวเตอร์ โดยเฉพาะในการวิเคราะห์แบบองค์รวม (finite elements) มาประยุกต์ในการศึกษาโครงสร้างๆ เช่น การเกิดรอยเลื่อนของเปลือกโลกในยุคต่างๆ หรือการเกิดการโค้งของชั้นหินเป็นต้น

ตัวอย่างของการวิเคราะห์โครงสร้างทางธรณีวิทยามีมากมาย ในที่นี้ขอยกมาเพียงสองตัวอย่าง ตัวอย่างที่หนึ่ง (รูป 1.18) เป็นตัวอย่างที่ได้แสดงการวิเคราะห์โครงสร้างทางธรณีวิทยาของการเกิดแร่ทองแดงในเมืองทูซอน รัฐอริโซนาของเดวิด โลเวลล์ (David Lowell) การสเกตภาพของเขา แสดงถึงความเข้าใจทางธรณีวิทยาของเขา และแสดงถึงความละเอียดถี่ถ้วนของการศึกษาธรณีวิทยาของพื้นที่ สภาพปรากฏของแร่ที่พบดังภาพที่แสดงในรูป 1.18 เดวิดแสดงถึงจิตนาการของตนเองเกี่ยวกับแร่ทองแดงจากเริ่มต้นจนกระทั่งปัจจุบัน โดยภาพที่แสดงมีความเหมาะสมกับเงื่อนไขเชิงพลศาสตร์และกลศาสตร์ที่สอดคล้องทั้งธรณีวิทยาในพื้นที่ที่ศึกษาและนอกพื้นที่ไกลออกไป

ภาพตัดขวางของรูปสเกตจากการเจาะหลุมสำรวจหลายๆ หลุม ซึ่งก็ยังต้องอาศัยจินตนาการในการหาความสัมพันธ์ของชั้นหิน (Correlation) ที่ไม่มีข้อมูลจากหลุมเจาะสำรวจ ซึ่งนักธรณีวิทยาต้องทำอันดับแรกก่อนทำการศึกษาวิเคราะห์ขั้นต่อไป เพื่อให้เข้าใจและสามารถนำมาใช้ประโยชน์ได้ต่อไป เช่น ในกรณีนี้เราเปิดทำเหมืองและช่วยให้หาแร่ทองแดงในพื้นที่ที่ข้างเคียงได้

1.7 กาลเวลาทางธรณีวิทยา (Geologic time)

ในทางธรณีวิทยา อายุของหินหรือแร่มีความสำคัญ เพราะช่วยเราลำดับเหตุการณ์ทางธรณีวิทยาได้ ดังนั้นการศึกษาเวลาทางธรณีวิทยาจึงทำให้เราเข้าใจถึงการเปลี่ยนแปลงและวิวัฒนาการของโลก รูป 1.20 แสดงลำดับอายุทางธรณีวิทยาในรูปตารางที่มักเรียกว่าตารางเวลาทางธรณีวิทยา (geologic time-scale) ซึ่งอาศัยความสัมพันธ์ และหลักความคิดพื้นฐานเชิงอายุ เช่น หลักของความเป็นเอกภาพ หลักการซ้อนทับ หรือหลักวิวัฒนาการของซากบรรพชีวิน นักธรณีวิทยาได้ร่วมกันพัฒนาตารางเวลาทางธรณีวิทยานี้มามากกว่า 200 ปี เพื่อให้ได้ลำดับอายุออกมาอย่างถูกต้อง โดยอาศัยหลักฐานต่างๆ ที่ค้นพบ แล้วจึงนำมาประมวลและจัดลำดับดังแสดงในรูป 1.20 หน่วยเวลาที่ใหญ่สุดคือ บรมยุค (eon) ย่อยลงมาคือมหายุค (era) จากนั้นจึงแบ่งย่อยเป็น ยุค (periods) จากยุคแตกย่อยเป็น สมัย (epochs) เส้นแบ่งบรมยุค มหายุค ยุค และสมัย อาศัยการเปลี่ยนแปลงเหตุการณ์ต่างๆ ที่เกิดขึ้นในอดีต เช่นการสูญพันธ์ของไดโนเสาร์ใช้แยกมหายุคมีโซโซอิค (Mesozoic era) ออกจากมหายุคซีโนโซอิค (Cenozoic era) หรือสมัยไพลีสโตซีนแยกจากสมัยโฮโลซีนเมื่อหมดยุคน้ำแข็ง เป็นต้น นักธรณีวิทยาหลายท่านเมื่อเรียนจบปริญญาตรีแล้วยังจำชื่อยุคได้ไม่หมด ซึ่งผู้เขียนคิดว่าไม่บังควร ดังนั้นการเป็นนักธรณีวิทยาที่ดีจึงควรจดจำในสิ่งพื้นฐานและตารางเวลาทางธรณีวิทยาจัดเป็นสิ่งพื้นฐานมากที่สุด ดังนั้นจึงเหมาะที่จะจำ

1.7.1 *วิธีการหาอายุทางธรณีวิทยา*

การศึกษาและวิเคราะห์อายุทางธรณีวิทยามี 2 วิธี ได้แก่ การหาอายุจากซากบรรพชีวิน (paleontological dating) โดยใช้การบอกโดยซากดึกดำบรรพ์ (Fossil identification) และการหาอายุจากสารกัมมันตรังสี (radioactive dating) ซึ่งในที่นี้ผู้เขียนจะกล่าวเฉพาะการหาอายุจากสารกัมมันตรังสี อนึ่งสำหรับการศึกษาโดยอาศัยซากดึกดำบรรพ์ โดยเฉพาะในประเทศไทยอาจหาดูได้จากหนังสือ “ธรณีวิทยาประเทศไทย” โดยกรมทรัพยากรธรณี (2542)

สมบัติของธาตุกัมมันตรังสีมีส่วนสำคัญในการหาอายุโดยวิธีนี้ โดยคิดจากภาวะที่อะตอมของธาตุกัมมันตรังสีไม่เสถียร ซึ่งทำให้เกิดการสลายตัวเปลี่ยนไปเป็นอะตอมของธาตุอื่นที่มีความเสถียรพร้อมๆ กับการสลายตัว และมีการสลายตัวด้วยอัตราคงที่ (constant rate of decay) ไม่ขึ้นกับสิ่งแวดล้อมที่ทำให้มันเปลี่ยนไป เราเรียกสารกัมมันตรังสีเริ่มต้นว่า ไอโซโทปแม่ (parent isotope) และสารที่เกิดจากการสลายและได้สารใหม่ว่า ไอโซโทปลูก (daughter isotope) การสลายตัวของธาตุแม่จะสลายลงทีละครึ่งภายในเวลากำจัด ซึ่งเวลาที่ธาตุแม่ใช้จนลดลงไปครึ่งหนึ่งเรียกว่า ครึ่งชีวิต (half life) ตัวอย่างเช่น มีสารธาตุแม่ 1 กิโลกรัม มีครึ่งชีวิต 5 ล้านปี เมื่อครบ 10 ล้านปี จะเหลือธาตุแม่ ½ กิโลกรัม ดังนั้นในทางธรณีวิทยาเราใช้ประโยชน์ของธาตุกัมมันตรังสีโดยใช้หาอายุของหินที่มีธาตุกัมมันตรังสีเป็นองค์ประกอบนั่นเอง

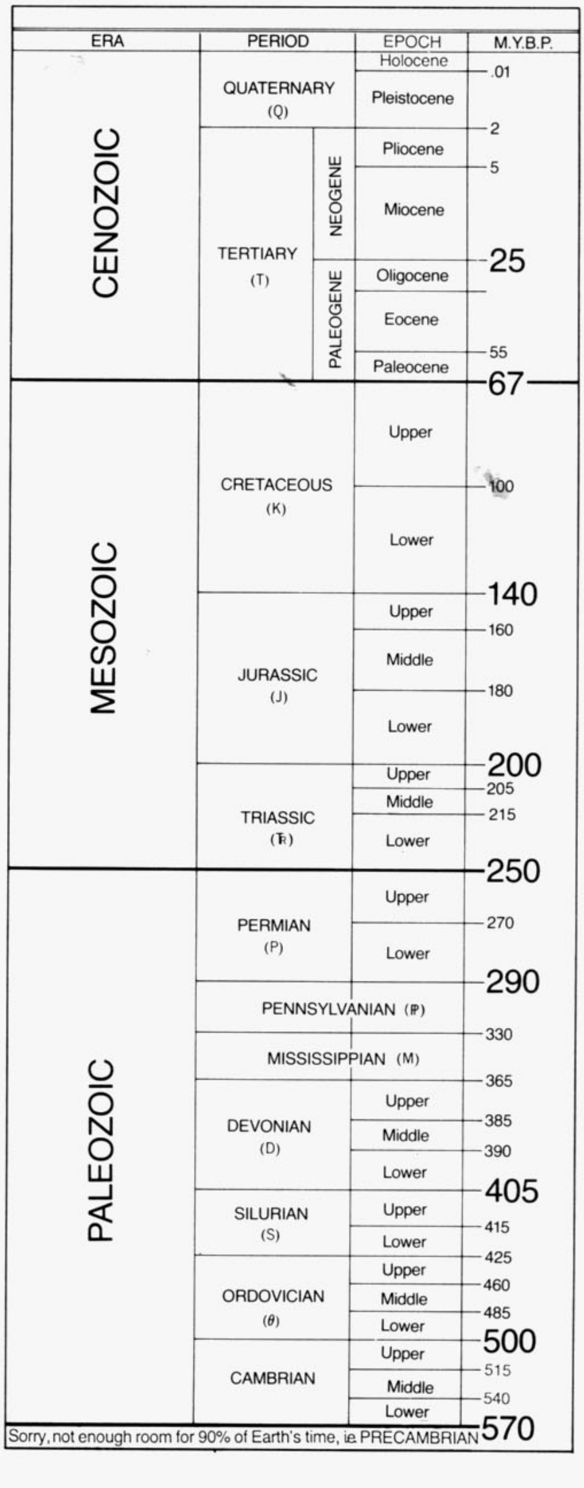


Figure 1.44 Geologic time scale. Although not digital, it keeps great time.

รูป 1.20 ตารางเวลาทางธรณีวิทยาหรือธรณีกาล (Geologic time scale) ที่ส่วนใหญ่เรามีความรู้เพียงแค่ 10% ของช่วงเวลาธรณีกาล อีก 80% ที่เรียกมหายุคพรีแคมเบรียนเรามีความรู้น้อยมาก มหายุคพรีแคมเบรียนมีอายุเริ่มตั้งแต่ 570 ล้านปีเป็นต้นไป

พลังงานที่ปล่อยออกมาจากการสลายตัวของกัมมันตรังสีซึ่งเรียกว่า การแผ่รังสี เช่น K-40 หรือ ^{40}K ที่เกิดในธรรมชาติสามารถเปลี่ยนไปเป็นธาตุอาร์กอน Ar-40 หรือ ^{40}Ar เมื่ออะตอมแผ่รังสีภายในนิวเคลียสของอะตอมจะเปลี่ยนไป ปรากฏการณ์เช่นนี้กล่าวได้ว่า ไอโซโทปเกิดการสลายตัวและแผ่รังสี ดังนั้นครึ่งชีวิตของไอโซโทปแต่ละธาตุแตกต่างกันตามสมบัติเฉพาะตัว

ในการสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีไม่ขึ้นกับสิ่งแวดล้อมต่างๆ ที่เปลี่ยนไปไม่ว่าจะเป็นฝนตก ฟ้าร้อง อากาศจะหนาวหรือร้อน อุณหภูมิ ความดัน ตลอดจนปริมาณของเหลวที่มาปะปน หรือปฏิกิริยาทางเคมีรอบข้างที่เปลี่ยนแปลงไปธาตุกัมมันตรังสีจะสลายตัวตามปกติ ดังนั้นการหาอายุของหินจึงหาได้จากการที่หินนั้นมีแร่ที่มีธาตุกัมมันตรังสี ดังแสดงในตาราง ตัวอย่างแร่กัมมันตรังสี โดยใช้อายุหลังจากที่แร่เหล่านั้นมีการจับตัวเป็นผลึกจนธาตุลูกที่เกิดจากการสลายตัวไม่สามารถเคลื่อนย้ายออกจากผลึกในแร่นั้นๆได้ ธาตุลูกจึงฝังตัวอยู่ที่โครงสร้างผลึกร่างตาข่าย (lattice) อุณหภูมิที่ทำให้ธาตุลูกไม่สามารถเคลื่อนย้ายออกไปจากแร่ เรียกว่า อุณหภูมิกัน (blocking temperature หรือ closing temperature) ซึ่งค่าของอุณหภูมิกันจะต่างกันในแต่ละแร่ดังตาราง

1.7.2 *การคำนวณอายุ (Age calculation)*

สมการที่แสดงการคำนวณอายุจากธาตุกัมมันตรังสี เราคงคุ้นเคยกันแล้วในชั้นมัธยม เมื่อการสลายตัวของธาตุกัมมันตรังสีได้ธาตุที่เสถียรดังสมการ 1.1

$$dN/dt = \lambda t \qquad (1.1)$$

โดยที่ N = ปริมาณของธาตุกัมมันตรังสี

t = เวลาที่สลายของ daughter

λ = อัตราสลายทีคงที่หรือค่าครึ่งชีวิต

N_0 = ปริมาณของธาตุกัมมันตรังสีเริ่มต้น และ

T_0 = เวลาเริ่มต้น

สมการเป็นลบเพราะธาตุแม่ (Parent isotope) ลดลง เมื่อเรารวมค่าของ N ตั้งแต่ เวลาเริ่มต้นถึงสุดท้ายเราจะได้

$$dN/N= -\lambda\ dt \text{ และ } \ln (N/N_0) = \lambda t \text{ และ } N= N_0 e^{-\lambda t}$$

ในกรณีที่หินไม่มีซากบรรพชีวิน เช่น หินภูเขาไฟ หินอัคนีแทรกซอนและหินแปร เราจึงสามารถหาอายุได้จากการตรวจสอบทางอายุด้วยธาตุกัมมันตรังสี การหาอายุได้โดยอาศัยธาตุ

กัมมันตรังสีนิยมเรียกกันสั้นๆ ว่า การหาอายุ (Dating) ปัจจุบันมีเทคนิคที่พัฒนาขึ้นมากและสามารถลดความผิดพลาด ตลอดจนความไม่น่าเชื่อถือลงได้อย่างมากทำให้อายุที่หาได้ถูกต้องแม่นยำยิ่งขึ้น

การหาอายุด้วยวิธี Uranium-Lead (U-Pb) การหาอายุด้วยวิธียูเรเนียม-ตะกั่ว (Uranium-Lead) เป็นวิธีที่ยอมรับว่าน่าเชื่อถือมากที่สุด สำหรับหินที่มีอายุเกินกว่า 10 ล้านปี โดยการวิเคราะห์จากแร่เซอร์คอน (zircon) (รูป 1.21), โมนาไซด์ (monazite), และสฟีน (sphene) ที่พบในหิน โดยแยกเอาแร่เหล่านี้ออกมา โดยแร่พวกนี้มักมีอุณหภูมิกันที่สูง (~650-800 °ซ) โดยเฉพาะ zircon (>800 °ซ) และมีการสลายตัวดังนี้

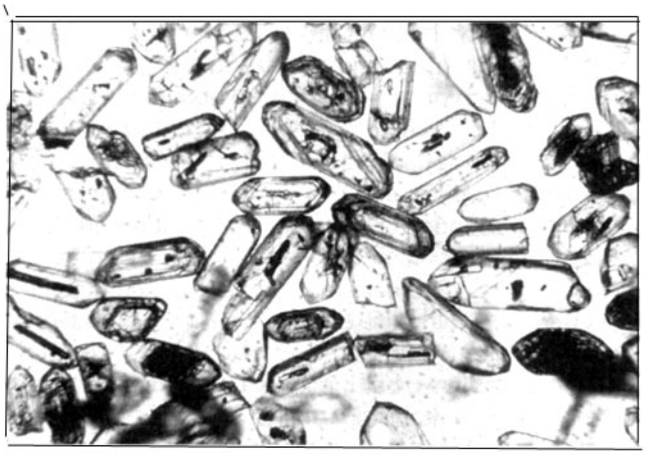
^{238}U สลายให้ ^{206}Pb (ด้วยครึ่งชีวิต 4.5×10^9 ปี)

^{235}U สลายให้ ^{207}Pb (ด้วยครึ่งชีวิต 0.7×10^9 ปี) และ

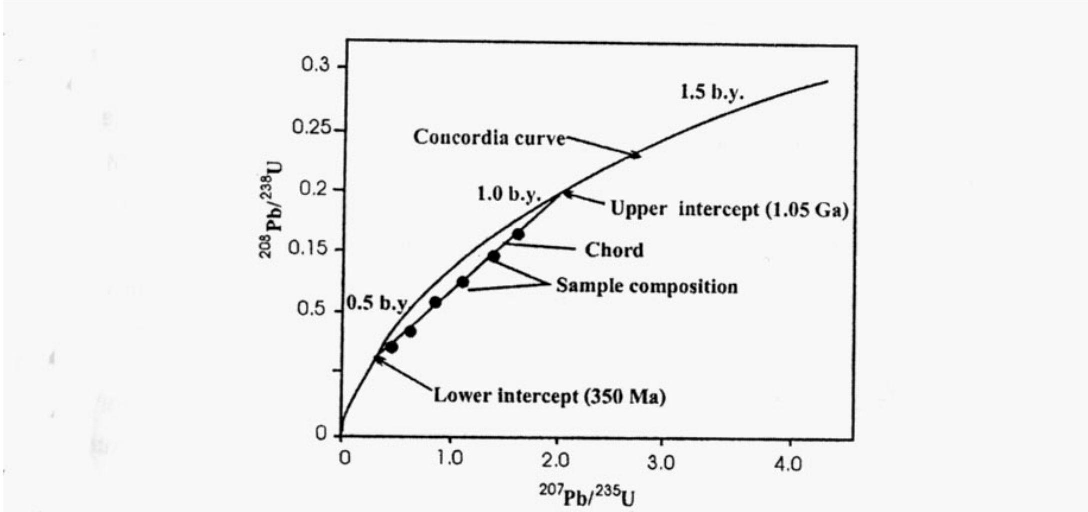
^{232}U สลายให้ ^{208}Pb (ด้วยครึ่งชีวิต 1.4×10^9 ปี)

อัตราส่วนของ $^{206}Pb/^{238}U$ หรือ $^{207}Pb/^{235}U$ หรือ $^{208}Pb/^{232}Th$ ใช้สำหรับอายุของแร่เซอร์คอน (zircon) โดยการนำมากำหนดจุดลงในกราฟรูป 1.22 และ 1.23 ในรูปกราฟแสดงการสลายตัวตามกาลเวลา ถ้าหาอัตราส่วนและกำหนดจุดทับลงไปในเส้นโค้งพอดี เรียกว่า ความสอดคล้อง (concordant) แต่ถ้าไปตกออกไปจากเส้นโค้ง เรียกว่า ความไม่สอดคล้อง (discordant) การเกิดความไม่สอดคล้องแสดงว่ามีการสูญเสียปริมาณธาตุลูกไป อาจจะเนื่องจากการตกผลึกแร่ต่ำกว่าอุณหภูมิกัน หรือแร่เซอร์คอนอาจถูกดูดกลืนไปเป็นหินหนืดอีกครั้งบางส่วน จากกราฟเราจะใช้บริเวณจุดตัดที่ต่ำสุด (lower intercept) ถือเป็นอายุของหิน ส่วนจุดตัดบนสุด(upper intercept) ถือเป็นอายุของการตกผลึกของแร่เซอร์คอน ซึ่ง U-Pb ใน แร่เซอร์คอนใช้ได้ดีในหินภูเขาไฟและอัคนีบาดาล ส่วนอายุหินแปรหาในแร่สฟีน หรือแร่โมนาไซด์ซึ่งจะมี U-Pb เช่นเดียวกัน

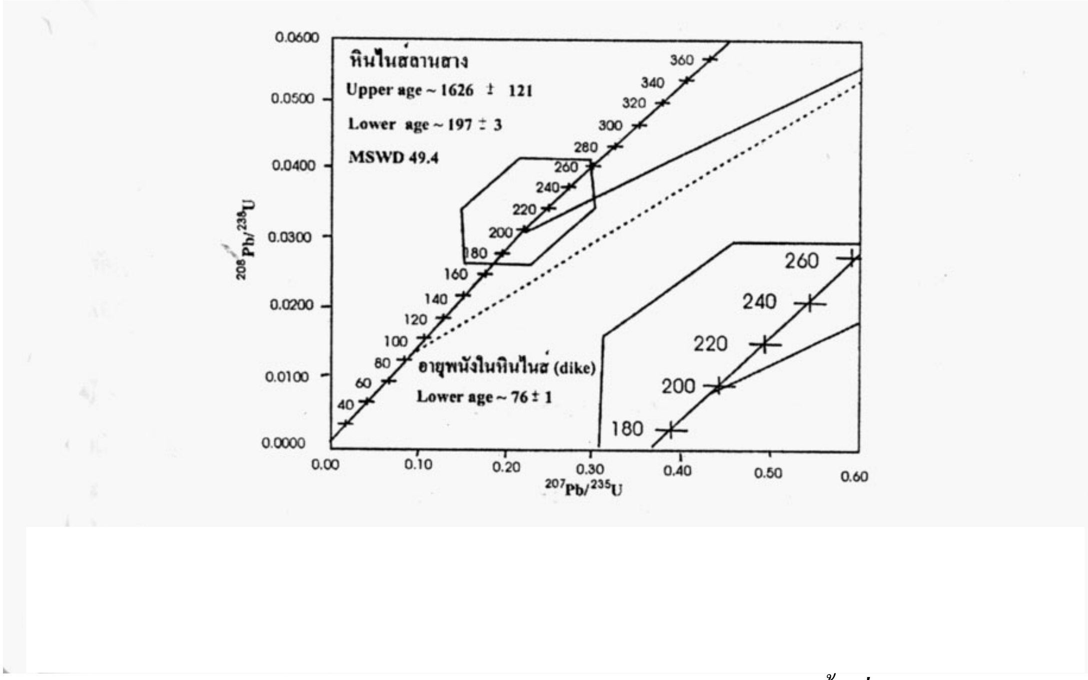
การหาอายุด้วยวิธี Rubidium-Strontium วิธีนี้ใช้เหมาะกับหินอายุมากกว่า 100 ล้านปี โดยการวิเคราะห์หา ^{87}Rb, ^{87}Sr, และ ^{86}Sr นอกจากนี้อายุของโพแทสเซียมที่มีอยู่ในแร่ไมกาและเฟลด์สปาร์ อาจตรวจสอบได้พร้อมกับ Rb แต่อายุของ Rb-Sr จะไม่ค่อยน่าเชื่อถือเท่ากับ U-Pb โดยที่ ^{87}Rb สลายตัวให้ ^{87}Sr โดยมีครึ่งชีวิต 48.8×10^9 ปี จากครึ่งชีวิตที่ยาวจึงเหมาะที่จะหาอายุหินที่แก่มากๆ อายุของหินหาได้จากการกำหนดจุดระหว่าง $^{87}Rb/^{86}Sr$ และ $^{87}Rb/^{86}Sr$ ดังรูป 1.24 และ 1.25 ความลาดชันของเส้นตรงคือ อายุของหิน ถ้าจุดที่หาได้ตกอยู่ในแนวของความลาดชันที่สมบูรณ์เรียกว่าเส้นเวลาเท่า (isochron) ถ้ากระจัดกระจายเรียกว่าเส้นผสม(mixing line หรือ scatter chron) อายุที่ได้จึงอาจเป็นอายุของหินเริ่มต้น หรืออายุของหินที่ถูกทำให้มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นจนเกิดจากเคลื่อนหายไปของธาตุลูกขึ้นอีกภายหลังเส้นเวลาเท่าอาจจะลากต่อไปตัดแกนของ $^{87}Sr/^{86}Sr$ (ดังรูป 1.25) ทำให้เราได้ค่าเริ่มต้นของ $^{87}Sr/^{86}Sr$ ซึ่งอาจบ่งบอกถึงแหล่งกำเนิดของหินหนืดได้



รูป 1.21 ตัวอย่างแร่เซอร์คอน (zircon) จากหินแกรนิตที่เรียก High Shoals ทางตอนเหนือของรัฐ North Carolina แสดงลักษณะรูปทรงต่างๆ บ้างก็ผลึกสมบูรณ์ (euhedval) บ้างก็กลม หรือแสดงวงแหวน (zoned) เม็ดที่ใหญ่ที่สุดในรูปยาวประมาณ 1 มม. จากการหาอายุด้วยวิธี U-Pb พบว่าพวกแร่เซอร์คอนเหล่านี้ (ไม่ว่าจะมีรูปทรงแบบใด) ให้อายุใกล้เคียงกันทั้งหมด คือประมาณ 317 ล้านปี (Horton และคณะ, 1987)



รูป 1.22 เส้นโค้งอายุสอดคล้อง(Concordia curve) แสดงการเกิดของแร่เซอร์คอนที่ไม่สอดคล้องกัน (disconcordant) โดยมีจุดตัดอายุบน(upper intercept) 1,500 ล้านปี และจุดตัดอายุล่าง(lower intercept) 350 ล้านปี จุดวงกลมยิ่งใหญ่แสดงถึงค่าความผิดพลาดที่มากขึ้นในการหาอายุ (แหล่งที่มา Hatcher, 1995)



รูป 1.23 เส้นโค้งอายุสอดคล้อง (Concordia curve) ของหินไนส์บริเวณพื้นที่วนอุทยานลานสาง จังหวัดตาก ที่แสดงอายุที่ไม่สอดคล้อง(discordant) โดยมีจุดตัดบน(upper intercept) อายุประมาณ 1,626 ล้านปี และจุดตัดล่าง(lower intercept) อายุประมาณ 197 ล้านปี (Mickein, 1997)

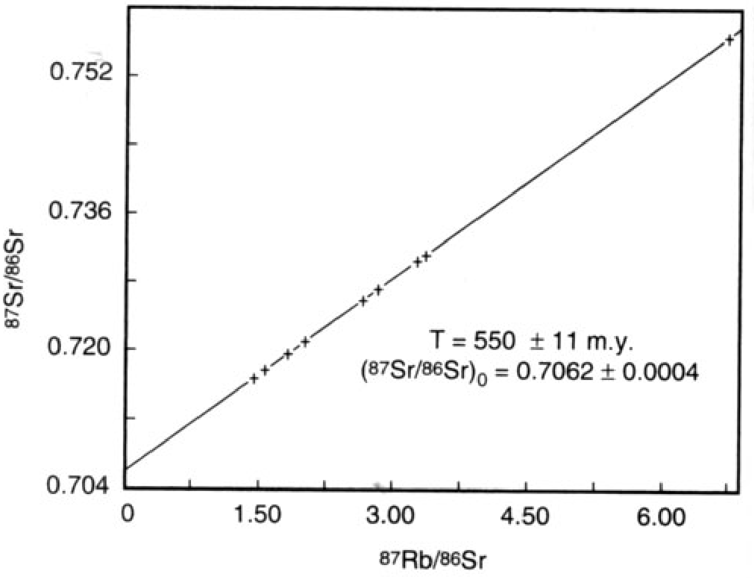


FIGURE 1–14

Rubidium-strontium isochron plot of a series of whole-rock analyses from a granitic batholith in south-central Libya yielding an age of 550 ± 11 Ma. The age of the rock is calculated from the slope of the isochron. (Isochron provided by P. D. Fullagar from *Earth and Planetary Science Letters,* v. 30, W. J. Pegram and others, p. 123–127, Fig. 3, © 1976, with kind permission from Elsevier Science, Ltd., Kidlington, United Kingdom.)

รูป 1.24

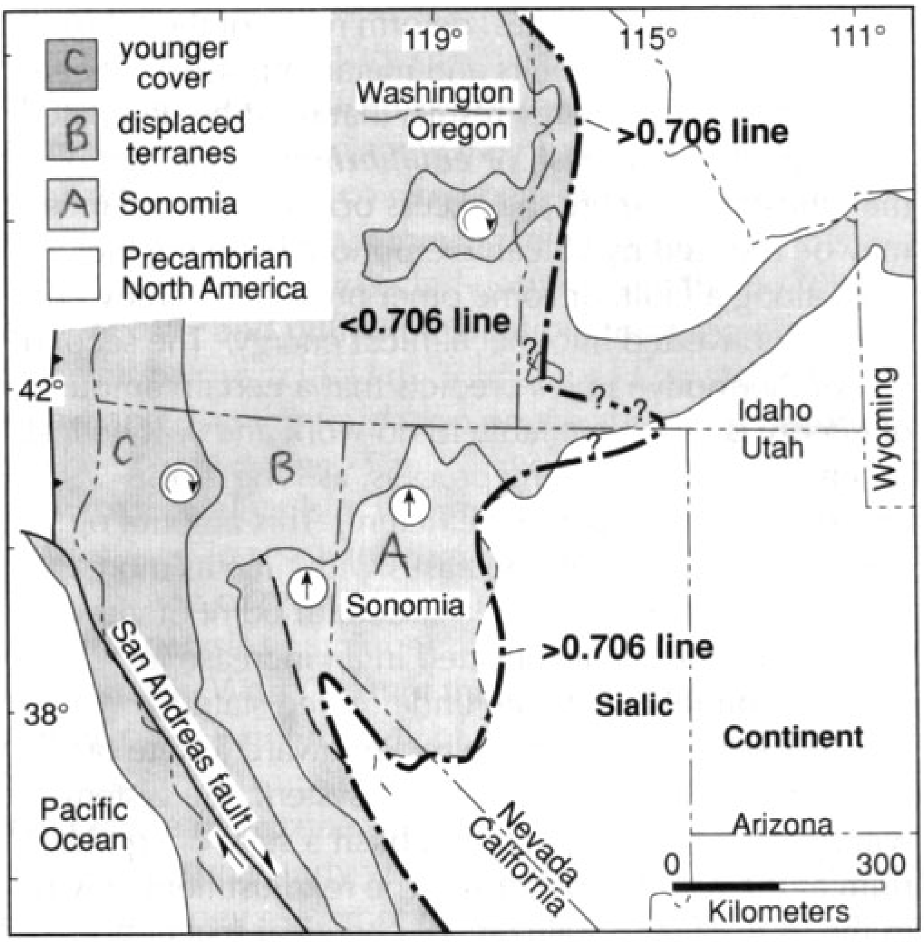


FIGURE 1–15
Map of the western United States showing the 0.706 line (heavy line). Plutons west of the line have initial ratios <0.706; those east of the line have ratios >0.706. Arrows indicate rotation sense determined using paleomagnetic data (Chapter 21) for different blocks. (Modified from R. C. Speed, AAPG *Memoir 34*, Fig. 2, © 1982. Reprinted by permission of American Association of Petroleum Geologists.)

รูป 1.25

การศึกษาค่าเริ่มต้นของ $^{87}Sr/^{86}Sr$ พบว่าเปลือกโลกส่วนบนและส่วนกลาง(upper crust and middle crust) มักมีค่า >0.706 แต่เปลือกมหาสมุทรมักมีค่า <0.706 ซึ่งทำให้เราสามารถตรวจสอบที่มาของแหล่งกำเนิดหินหนืดได้ ว่ามาจากเปลือกโลกส่วนที่เป็นทวีป(continental crust) หรือเปลือกมหาสมุทร (oceanic crust) นอกจากนี้ยังใช้แสดงภาพย้อนกลับ (reconstruct) เปลือกโลกโบราณโดยการหาค่าอัตราส่วนของ $^{87}Sr/^{86}Sr$ ดังตัวอย่างในรูป 1-24 Hatcher ปัจจัยที่ทำให้เกิดความผิดพลาดในการหา Rb-Sr คือการเกิดการแปรสภาพช่วงหลัง (late metamorphism) และ การเปลี่ยนสภาพโดยน้ำร้อน (hydrothermal alteration) ถ้าหินมีอายุมากกวา 1,500 ล้านปี จะมีความผิดพลาดทางอายุได้มากกว่า $\pm$200 ล้านปี ซึ่งผิดกับเซอร์คอน (zircon) ที่จะมีความผิดพลาดเพียง $\pm$2 ล้านปี

การหาอายุด้วยวิธี Potassium-Argon วิธีนี้ขึ้นอยู่กับการสลายตัวของ ^{40}K ไปเป็น ^{40}Ca โดยปล่อยอนุภาคเบต้า (β) และ ^{40}Ar ที่มีครึ่งชีวิต $1.2x10^{9}$ ปี ^{40}Ar ที่สลายตัวมาจาก K มีปริมาณเล็กน้อย แต่เนื่องจากหินมีแร่ที่มี K มาก ทำให้เราพบ ^{40}Ar มากจึงใช้หาอายุหินที่มากกว่าล้านปี โดยที่ K-Ar มี ธาตุลูกในรูปของก๊าซ วิธีนี้จึงอยู่ภายใต้สมมติฐานที่ว่าก๊าซต้องไม่เคลื่อนหายไปจากผลึก แร่ที่นิยมใช้หาอายุคือไบโอไทต์ (biotite), มัสโคไวท์ (muscovite) และ ฮอนเบรนด์ (hornblende) อายุจาก K-Ar จึงใช้แสดงถึงอายุของการยกตัวของเปลือกโลก เนื่องจากแร่ดังกล่าวมีอุณหภูมิกันที่ต่ำ คือ 300°ซ, 350° ซ, และ450° ซ ตามลำดับ การแตกต่างของอุณหภูมิเพียงเท่านี้เหมาะสมกับการวิเคราะห์ในหินที่มีเม็ดละเอียด เช่น หินชนวนหรือหินฟิลไลต์ โดยที่สามารถแยกแร่เหล่านั้นออกมาได้ง่าย หรือพวกหินภูเขาไฟก็สามารถหาอายุด้วยวิธีนี้ได้เช่นกัน

การหาอายุด้วยวิธี $^{39}Ar/^{40}Ar$ การหาอายุโดยวิธีนี้ทำให้ ^{39}K เปลี่ยนเป็น ^{39}Ar จากนั้นหาอัตราส่วนระหว่าง $^{40}Ar/^{39}Ar$ โดยที่ $^{40}Ar/^{40}K$ เป็นส่วนต่อกัน วิธีการคือ นำเอาแร่ที่มี K อยู่ด้วย เช่น ไมกามาเผาด้วยอุณหภูมิสูง (1,000°ซ) ^{39}Ar จะปลดปล่อยออกมาและกำหนดปริมาณของ ^{39}Ar กับอายุที่คำนวณได้ (รูป 1.26) อายุที่ได้จะเป็นอายุของแร่ขณะเย็นตัว ถ้าอายุที่คำนวณได้ในหลายตัวอย่างมีค่าไม่สม่ำเสมอแสดงถึง การสูญเสีย Ar ออกไปจากระบบ อายุที่ได้จึงแสดงถึงอายุการยกตัว อายุการแปรสภาพหิน หรือการเคลื่อนที่ของรอยเลื่อนได้

การหาอายุด้วยวิธี Samarium-Neodymium การหาอายุด้วยวิธี ^{147}Sm และ ^{143}Nd มักทำในหินที่มีอายุหลายร้อยล้านปี เนื่องจากมีครึ่งชีวิตของ ^{147}Sm เท่ากับ $106x10^{9}$ ปี การหาอายุจึงได้ผลเหมือนกับ Rb-Sr โดยกำหนดจุดเพื่อให้ได้เส้นอายุเท่า (isochron) และหาอายุจากค่าความลาดชัน วิธีวิเคราะห์ Sm-Nd ต้องการความแม่นยำในการวิเคราะห์มากกว่าวิธี U, Th, และ Pb อีกทั้งทำได้ยุ่งยากกว่า วิธีนี้เหมาะสำหรับหาอายุหินบะซอลต์ที่เกิดในทะเล เพราะน้ำทะเลไม่มี Nd จึงทำให้ทราบปริมาณ Nd ได้โดยไม่มีปัญหาของปริมาณที่วัดได้มาจากที่อื่นๆ รอบข้าง ตรงกันข้ามกับ Sr ที่พบมากในทะเล และการแปลงเปลี่ยนโดยน้ำยาร้อน(hydrothermal alteration) ทำให้ต้องหาค่าเริ่มต้นของ $^{87}Sr/^{86}Sr$ ก่อนอายุที่ได้จากวิธี Sm/Nd จึงเป็นอายุขณะที่หินหนืดแยกออกจาก

แหล่งกำเนิด (source) และหาอายุร่วมกับของ Rb-Sr เพื่อแยกอายุการเข้ามาปะปนของน้ำทะเล และ/หรือการแปลงเปลี่ยนโดยน้ำยาร้อนในหิน

การหาอายุโดยใช้วิธี Fission track วิธีนี้อาศัยหลักการที่ว่าธาตุกัมมันตรังสียูเรเนียม เมื่อสลายตัวจะมีผลทำให้ผลึกของแร่ยูเรเนียมถูกกระแทกเป็นแนวเส้น การถูกกระแทกในแต่ละครั้งทำให้พบเป็นแนวของการกระแทก (track) ซึ่งแนวการกระแทกสามารถดูได้จากการใช้กรดกัดแก้ว (hydrofluoric acid) กัดผลึกแร่ เช่น แร่อะพาไทต์ หรือสฟีน แล้วดูจากกล้องจุลทรรศน์ เราหาอายุได้โดยการนับจำนวนที่เกิดการกระแทกเทียบกับปริมาณของแร่ที่ปรากฏ ถ้าหินมีอายุมากจะปรากฏแนวการกระแทกมาก การหาอายุด้วยวิธีนี้เป็นที่สนใจและทำกันมากเช่นกัน และใช้ได้ผลดีในหินที่มีช่วงอายุระหว่าง 40,000 และ 1.5 ล้านปี ซึ่งวิธีอื่นๆ ที่กล่าวมามีขีดจำกัดเกี่ยวกับระยะเวลาที่จำกัด อย่างไรก็ตามเมื่อผลึกยูเรเนียมของหินนั้นถูกตกผลึกใหม่ เช่น ได้รับความร้อน ผลึกของแร่นั้นถูกทำให้โครงสร้างของผลึกเดิมเปลี่ยนไป แนวกระแทกที่มีอยู่จะหายไป หากใช้หาอายุด้วยนี้แล้ว อายุที่หาได้จะไม่ถูกต้อง

เมื่ออ่านมาถึงจุดนี้ อาจสงสัยว่าก่อนที่จะใช้การหาอายุด้วยกัมมันตรังสี เราใช้อะไรในการหาอายุมาแล้วบ้าง ก่อนหน้านั้นนักธรณีวิทยาใช้หลักของความเป็นเอกภาพ เช่นสังเกตจากความหนาของชั้นหินตะกอน ว่าหากหนาหนึ่งเมตรใช้เวลาในการทับถมกี่ร้อยปี แล้วนำมาคำนวณหาอายุของโลก ซึ่งคำนวณได้อายุของโลก 100-400 ล้านปี นอกจากนี้ยังมีการคำนวณโดยใช้สมมติฐานว่าเมื่อก่อนน้ำทะเลไม่เค็ม เกลือที่อยู่ในน้ำทะเลเกิดจากละลายของแผ่นดิน จนทำให้น้ำทะเลเกิดการเค็มเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ ผลจากการคำนวณปริมาณของเกลือได้อายุของโลก 80 ล้านปี จนกระทั่งมีการค้นพบแร่กัมมันตรังสีจาก Henri Becquerel ชาวฝรั่งเศสเมื่อปี 2439 นักธรณีวิทยาจึงสามารถนำมาประยุกต์เพื่อหาอายุของหินในโลก ปัจจุบันเราทราบว่าอายุของโลกประมาณ 4,550+0.02 ล้านปี (Richard Harter, 1998) โดยหาอายุจากหินอุกาบาตร แต่หินที่พบในโลกมีอายุมากที่สุดเพียง 3,900 ล้านปี หากจะมีคำถามว่าทำไม ผู้เขียนขอสงวนคำอธิบายเพราะได้นำไปถามไว้ในคำถามชวนคิดท้ายบท

1.8 วัฏจักรทางธรณีวิทยา (Geologic cycle)

ในทางธรณีวิทยามีวัฏจักรที่สำคัญอยู่ 2 วัฏจักรคือ วัฏจักรหิน (rock cycle) ดังแสดงในรูป 1.27 และวัฏจักรการแปรสัณฐาน(tectonic cycle) หรือ วัฏจักรวิลสัน (Wilson cycle) ดังแสดงในรูป 1.28 และ 1.29 มาถึงตรงจุดนี้เราคงทราบดีแล้วว่าหินแบ่งได้เป็น 3 ประเภทใหญ่ ตามลักษณะการเกิด ได้แก่ (1) หินอัคนี (2) หินตะกอน และ (3) หินแปร หินอัคนีเกิดจากการเย็นตัวของหินที่หลอมละลายที่เรียกว่า “หินหนืด (magma)” หินหนืดเมื่อพ่นออกมาเรียกว่า “หินละลาย (lava)” หินตะกอนเกิดจากการทับถมหรือสะสมตัวของเศษหินที่ผุพัง ไม่ว่าจะเป็นหินอัคนี หินแปรตะกอน หรือหินตะกอนเอง ลงไปในบริเวณที่ต่ำซึ่งต่อมาเกิดการแข็งตัวเนื่องจากมีการเชื่อมประสาน

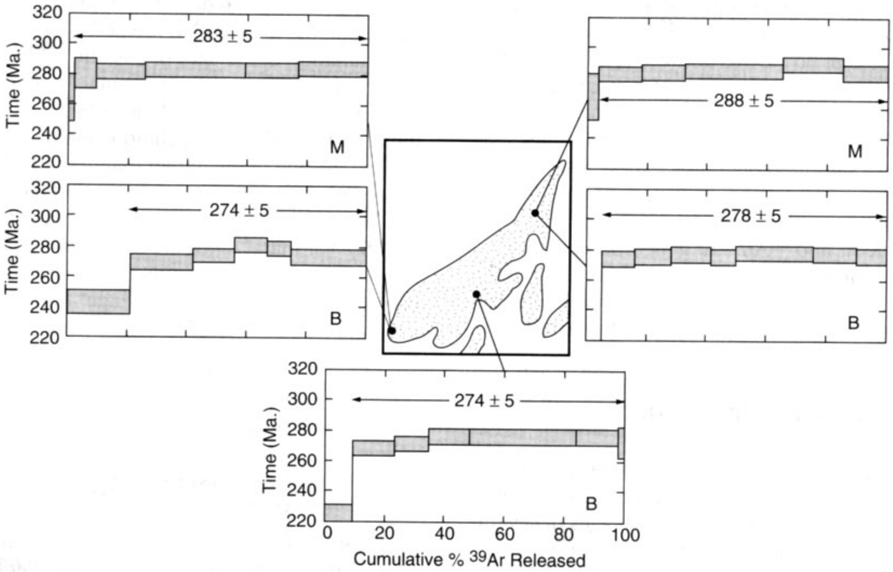
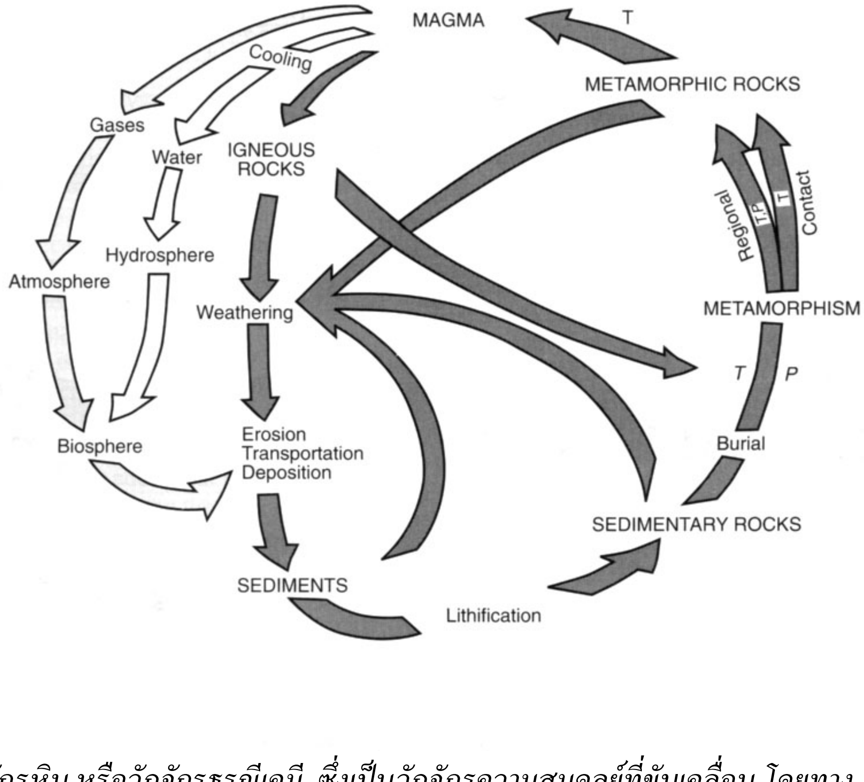
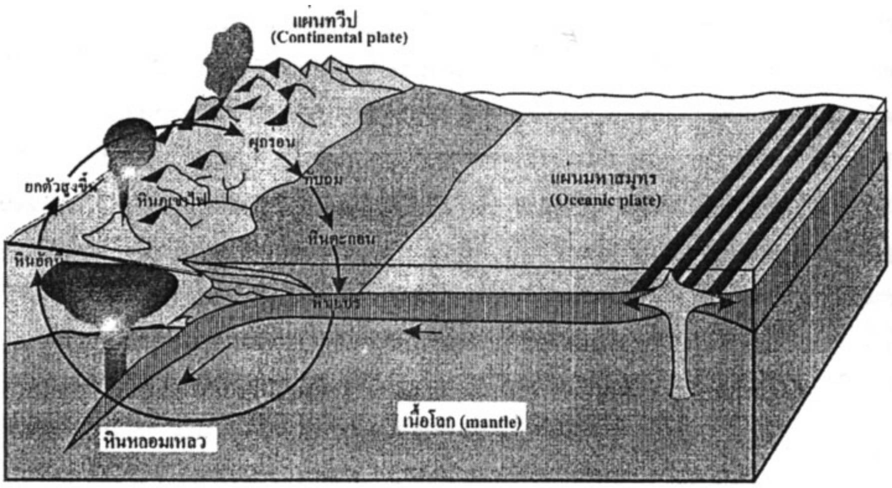


FIGURE 1–16
Incremental argon-release spectra from a New England pluton. B—biotite sample. M—muscovite sample. Arrows on both sides of the age in each diagram indicate the interval used for determination of the age. (From R. D. Dallmeyer and Otto Van Breeman, *Contributions to Mineralogy and Petrology,* v. 78, Fig. 7, © 1981, Springer-Verlag, Heidelberg.)

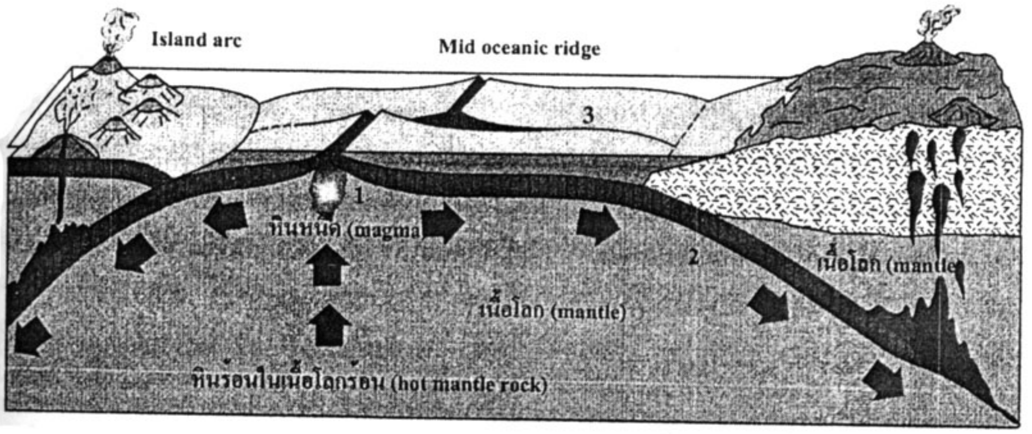
รูป 1.26



รูป 1.27 วัฏจักรหิน หรือวัฏจักรธรณีเคมี ซึ่งเป็นวัฏจักรความสมดุลย์ที่ขับเคลื่อน โดยทาง กายภาพและความร้อนที่เกี่ยวข้องกับขั้นตอนคั่นกลางมากมาย



รูป 1.28 ***(ข)*** *วัฏจักรของหินที่มีการเกิดใหม่ของหินหมุนเวียนตลอดเวลา มองในสเกลของแผ่นโลก (ภาพปรับปรุงต่อจาก Wicander and Monroe, 2000)*



รูป 1.29 วัฏจักรการเคลื่อนตัวของเปลือกโลก จะมีการมุดตัวลง (subduction) ของแผ่นโลกซึ่งจะถูกทำลายโดยการหลอมเหลว และการทำให้เกิดแผ่นโลกมีขนาดยาวขึ้นจากการแทรกดันของหินหนืดมาโผล่ในบริเวณที่มีการแยก (spreading center) (ภาพปรับปรุงต่อจาก Plummer and McGeary, 1991)

กลายเป็นหินแข็ง ส่วนหินแปรเป็นหินที่เกิดจากความร้อนและความดันที่สูงขึ้น โดยมีการแปรสภาพไปจากหินดังเดิมและไม่มีการหลอมเหลว

จากรูปที่ 1.29 เราจะเห็นว่าหินทั้งสามชนิดสามารถเกิดหมุนเวียนไปมาระหว่างกันได้ โดยเราจะเริ่มอธิบายที่ส่วนใดของรูปก่อนก็ได้ สมมติเริ่มจากล่างสุด ซึ่งเราทราบแล้วว่ายิ่งลึกลงไปโลกยิ่งร้อนมากขึ้น คำนวณง่ายๆ สำหรับพื้นที่ของโลกในบริเวณที่ไม่ใช่แนวภูเขาไฟที่ครุกรุ่นอยู่หรือภูเขาไฟมีพลัง (active volcano) จะมีค่าความร้อนเพิ่มขึ้นทุกๆ 25-30 องศาเซลเซียส ต่อความลึกหนึ่งกิโลเมตร เมื่อหินมีการถูกทำให้จมหรือมุดลงไปที่ระดับลึกมากๆ (เช่น ประมาณ 60-100 กิโลเมตร) หินก็จะเกิดการหลอมละลายกลายเป็น “หินหนืด (magma)” เมื่อมีการหลอมละลายมากขึ้น จะเกิดการสะสมตัวของหินหนืดบริเวณนั้นมาก ซึ่งในที่สุดหินหนืดจะแทรกดันตัวขึ้นมาสู่ผิวโลกเพราะหินหนืดมีทั้งแก๊สและของเหลวที่มีความหนาแน่นน้อยกว่าหินบริเวณรอบข้างที่อยู่ลึกลงไปแต่ยังไม่หลอมเหลว หากหินหนืดแทรกตัวช้าและเย็นตัวก่อนที่จะถึงผิวโลกก็จะได้เป็นหินอัคนีประเภทที่มีผลึกที่เรียกหินอัคนีบาดาล (plutonic rocks) แต่ถ้าหากพ่นออกมาก็จะปรากฏเป็นภูเขาไฟ และได้หินที่เย็นตัวอย่างรวดเร็วและไม่มีผลึกที่เรียกหินภูเขาไป (volcanic rocks) เมื่อหินอัคนีเกิดการผุกร่อนจากการกระทำของน้ำ ของลม ของธารน้ำแข็ง หรือจากกระทำของมนุษย์หรือสัตว์ก็จะผุสลายและเคลื่อนไปตกตะกอนสะสมตัวในที่ต่ำกว่า ซึ่งต่อมากลายเป็นหินตะกอน เมื่อหินตะกอนจมตัวลงเนื่องจากมีตะกอนอื่นมาทับถมเพิ่มมากขึ้น หินตะกอนจะแปรสภาพ เนื่องจากได้รับความร้อนและความกดดันที่เพิ่มมากขึ้นจนกลายเป็นหินแปร

รูป 1.30 และ 1.31 แสดงวัฏจักรของการเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลก วัฏจักรนี้เป็นการที่แผ่นเปลือกโลกถูกทำลายและสร้างขึ้นมาใหม่ซึ่งแผ่นเปลือกโลกมีทั้งแผ่นมหาสมุทร (oceanic plate) และแผ่นทวีป (continental plate) โดยเริ่มจากแผ่นเปลือกโลกมีการเคลื่อนที่แยกออกจากกันขณะที่อีกด้านของแผ่นจะมุดลงไปใต้อีกแผ่น การมุดตัวของเปลือกโลกทำให้หินบนหรือบริเวณแผ่นเปลือกโลกเกิดความร้อนและความดันสูงจนเกิดการหลอมละลายบางส่วนจนกลายสภาพเป็นหินหนืด และต่อมาจึงแทรกดันหรือพ่นออกมาสู่ผิวโลก ส่วนบริเวณที่มีการแยกของแผ่นเปลือกโลก เช่น ที่มหาสมุทรก็จะมีหินหนืดเคลื่อนขึ้นมาเย็นตัว ทำให้ได้แผ่นมหาสมุทรแพร่กว้าง-ยาวออกไป ขณะที่ส่วนที่มุดก็จะมุดลงไปเรื่อยๆ แผ่นมหาสมุทรก็จะแพร่กว้างมากขึ้นเรื่อยๆเช่นกันเมื่อมีการมุดจะมีการหลอมเหลวและแทรกดันขึ้นมาเป็นวัฏจักรวนเวียนกันไป

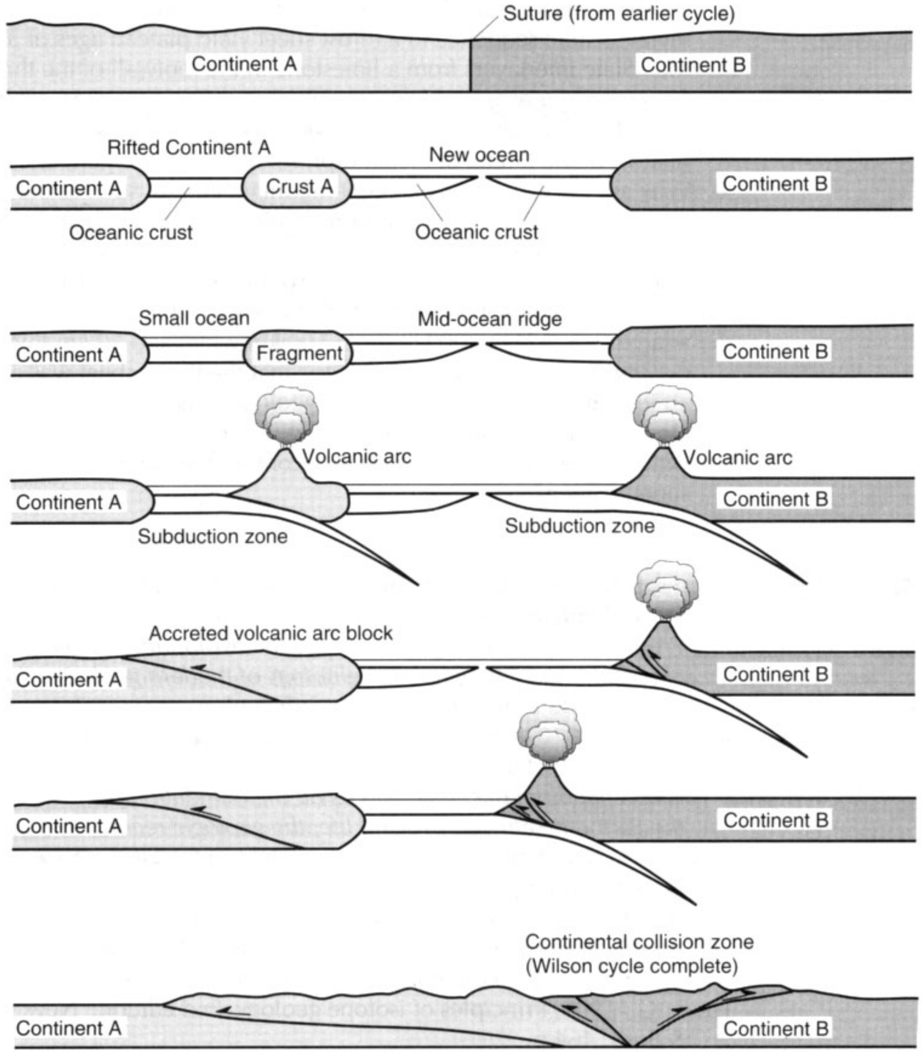


FIGURE 1–19
The Wilson cycle of the opening and closing of an ocean basin. The cycle may be complicated by the formation and movement of suspect terranes, partial closing of small oceans, and the lack of continent-continent collision to terminate the cycle.

รูป 1.30