

บทที่ 15

ธรณีวิทยาโครงสร้าง (STRUCTURAL GEOLOGY)

ธรณีวิทยาโครงสร้างเป็นการศึกษาเกี่ยวกับโครงสร้างของเปลือกโลก เนื่องจากการเปลี่ยนแปลงลักษณะ (deformation) ไปของเปลือกโลกเมื่อมีการเคลื่อนไหวจากแรงกระทำภายใต้เปลือกโลก หินเปลือกโลกจะเปลี่ยนแปลงรูปร่าง ปริมาตร หรือโครงสร้างไปจากธรรมชาติเดิม เช่น เกิดการเอียง การคดโค้ง การแตก การเลื่อน หรือการเปลี่ยนแปลงอื่น ๆ อาจเกิดขึ้นอย่างทันทีทันใดหรือเปลี่ยนแปลงอย่างช้า ๆ

การศึกษาลักษณะ โครงสร้างของเปลือกโลกที่มีการเปลี่ยนแปลง โครงสร้างและรูปร่างเป็นบริเวณกว้างใหญ่ เช่น เทือกเขา ทวีป มหาสมุทร เรียกธรณีวิทยาแปรสัณฐาน (Geotectonic) เป็นแขนงของธรณีวิทยาโครงสร้าง

ความสำคัญของธรณีวิทยาโครงสร้างนั้น นอกจากจะทำให้รู้ถึงลักษณะรูปร่างของเปลือกโลกในที่ต่าง ๆ ว่าเป็นอย่างไรแล้ว ยังทำให้ทราบถึงประวัติของหินและการลำดับชั้นหินสามารถกำหนดและหาแหล่งแร่ แหล่งปิโตรเลียมได้

15.1 แรงเค้นและความเครียด

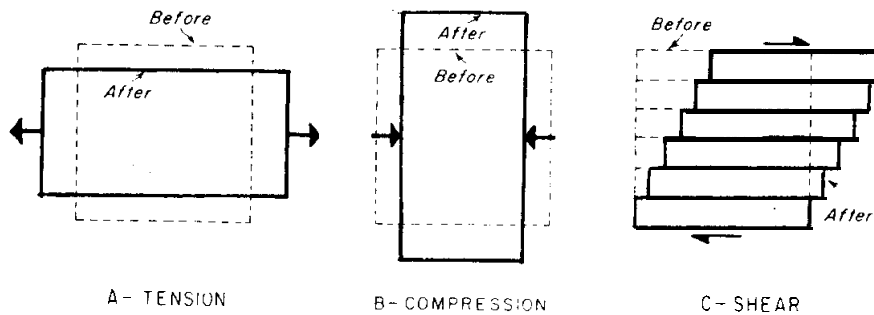
การเปลี่ยนแปลงลักษณะของชั้นเปลือกโลกเกิดขึ้นได้จากแรงที่มากกระทำต่อหินในรูปของแรงเค้นและความเครียด

แรงเค้น (stress) คือแรงที่กระทำต่อวัตถุต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ มีหลายชนิดด้วยกันขึ้นอยู่กับทิศทางของแรงที่มากกระทำ(ดูรูปที่ 15.1)

1. Tensile stress (tension) แรงดึงออกต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ มีทิศทางตั้งฉากกับพื้นที่

2. Compressive stress (compression) แรงอัดเข้าหากันต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ มีทิศทางตั้งฉากกับพื้นที่

3. Shearing stress (sheer) แรงเฉือนที่มากกระทำในแนวขนานกับพื้นที่ และมีทิศทางตรงกันข้ามกัน



รูปที่ 15.1 การเปลี่ยนรูปของวัตถุเนื่องจากแรงเค้นมาในทิศทางต่างกัน

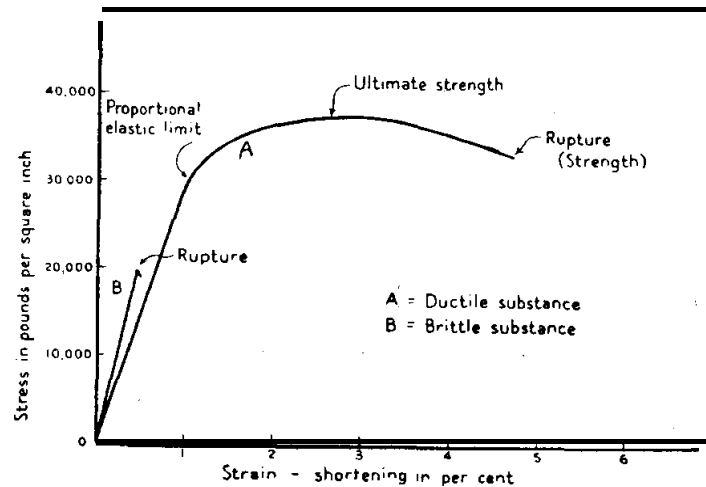
(ที่มา : Allen, 1975 หน้า 114)

ความเครียด (strain) คือการเสียรูปอันเนื่องจากแรงเค้นที่ให้เข้าไป การเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นอาจเป็นการเปลี่ยนรูปร่างหรือความยาวที่เปลี่ยน (distortion) ในขณะเดียวกันก็เกิดการเปลี่ยนปริมาตรหรือเปลี่ยนขนาด (dilation) เมื่อเทียบกับรูปเดิม ส่วนความมุมของวัตถุเปลี่ยนเนื่องจากวัตถุเปลี่ยนรูปไปเกิดจาก shearing strain

การเปลี่ยนแปลงลักษณะของหินหรือวัตถุที่มีสภาพเป็นของแข็งใด ๆ จะเกิดขึ้นได้ 3 รูปแบบ คือ (ดูรูปที่ 15.2)

1. ภัยหยุ่นหรืออีลาสติก (elastic) คือวัตถุที่แปรรูปไปแล้วจะกลับรูปเดิมเมื่อแรงเค้นหมด การเปลี่ยนแปลงเช่นนี้จะเกิดขึ้นในหินทั่วไปในระยะแรกที่มีแรงมากกระทำ ปกติแรงเค้นที่ให้มักจะมี limit ของสารแต่ละชนิดเรียก elastic limit ถ้าแรงเค้นเกิน elastic limit วัตถุจะไม่กลับรูปเดิม ถ้าต่ำกว่าการเปลี่ยนแปลงจะตามกฎของฮุก (Hook's law) ที่ว่าความเครียดจะเป็นสัดส่วนโดยตรงกับแรงเค้นกราฟเป็นเส้นตรง
2. ไหลเลื่อนหรือพลาสติก (plastic) วัตถุที่มีแรงเค้นมากกระทำจนเกิน elastic limit จะมีการเปลี่ยนแปลงต่อไปได้อีก เมื่อแรงที่มากกระทำหมดวัตถุจะไม่กลับสู่สภาพเดิมอีก และไม่มีการแตก กรณีนี้อาจทำให้หินเกิดการคดโค้งได้ (fold)

3. แดกออกหรือร้าวเซอร์ (rupture) เมื่อแรงเค้นยังให้เพิ่มต่อไปเรื่อย ๆ วัตถุ จะเกิดการแตกและขาดออก ทำให้เกิดรอยแยก (joint) และรอยเลื่อน (fault) ขึ้นในหิน การแตกออกขึ้นอยู่กับชนิดของสารว่าเปราะ (brittle) หรือเหนียวยืดได้ (ductile) ถ้า เป็นพวกเปราะจะแตกออกก่อนที่จะถึงระยะพลาสติก ส่วนพวกเหนียวยืดได้จะเปลี่ยนเป็นแบบ พลาสติกแล้วถึงแตกออก



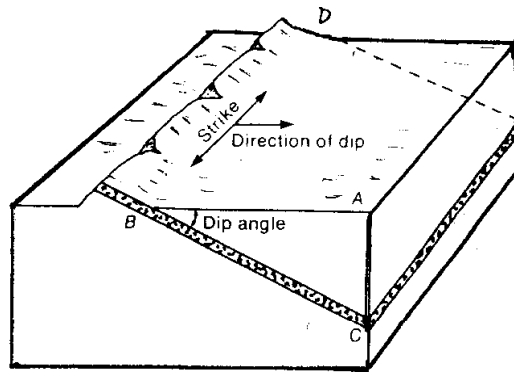
รูปที่ 15.2 ความสัมพันธ์ของการเปลี่ยนลักษณะของหินทั้ง 3 แบบ

โดยอาศัยแรงเค้น-ความเครียด

(ที่มา : Billings, 1968 หน้า 16)

15.2 ลักษณะโครงสร้าง

ลักษณะโครงสร้าง (structural feature) ส่วนใหญ่จะเกี่ยวข้องกับหินตะกอน เพราะโดยธรรมชาติหินตะกอนเกิดบนพื้นผิวโลกหรือใกล้ผิวโลก ลักษณะเด่นของหินตะกอนเกิดจากการจัดเรียงตัวเป็นชั้น ๆ ของตะกอนต่าง ๆ ซึ่งจะอยู่ในแนวราบ ถ้าเกิดการเอียงตัวหรือเปลี่ยนแปลงไปจากเดิม เนื่องจากแรงภายใต้เปลือกโลก การหาสภาพการวางตัวของชั้นหิน (attitude of bed) ก็เป็นสิ่งจำเป็น โดยการวัดค่าแนวระดับหรือแนวสัณหีน (strike) และมุมเท (dip) ของหินที่เกิดเป็นชั้น ทำให้ทราบถึงทิศทางและการเอียงตัวของชั้นหินนั้น ๆ ว่าเปลี่ยนแปลงไปจากตำแหน่งเดิมของมันในทิศทางใดมากน้อยเท่าไร (ดูรูปที่ 15.3)



รูปที่ 15.3 แสดงแนวระดับและมุมเทของชั้นหินที่เอียง A B C ค่ามุมเท, BD แนวระดับ
(ที่มา : Allison & others, 1974 หน้า 222)

แนวระดับหรือแนวสันหิน คือทิศทางการวางตัวของชั้นหิน วัดตามแนวของเส้นตรงที่เกิดจากชั้นหินนั้นตัดกับแนวระนาบ

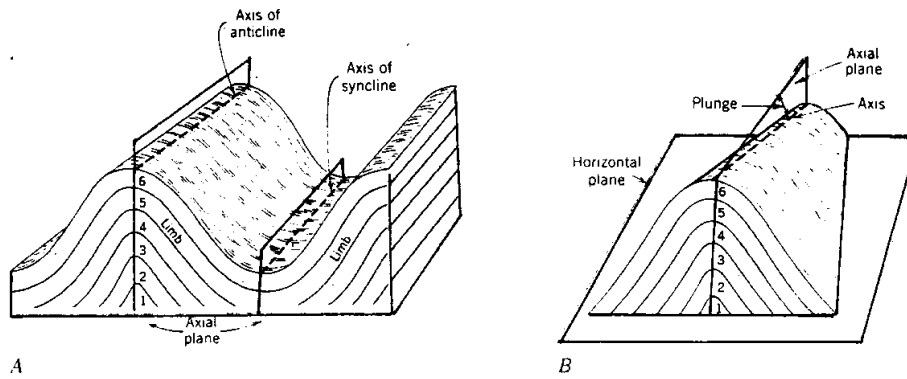
มุมเท คือค่าของมุมที่ชั้นหินนั้นเอียงลาดไปจากแนวระนาบ โดยวัดในทิศทางที่ตั้งฉากกับทิศทางของแนวสันหินว่าเอียงไปเป็นมุมเท่าไรจากแนวระนาบและเอียงไปในทิศทางใด

ดังนั้น ถ้าชั้นหินมีมุมเททางทิศตะวันออกหรือตะวันตกก็จะมีแนวสันหินในแนวเหนือใต้ ถ้าชั้นหินมีมุมเทจากทิศเหนือหรือใต้ก็จะมีแนวสันหินในแนวตะวันออก ตะวันตก

ลักษณะโครงสร้างต่าง ๆ ของหินที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงลักษณะแบ่งเป็น 4 ประเภทใหญ่ คือ ชั้นหินคดโค้ง รอยเลื่อน รอยแยก และรอยชั้นไม่ต่อเนื่อง

15.2.1 ชั้นหินคดโค้ง (fold) ชั้นหินคดโค้งส่วนมากเกิดขึ้นกับหินตะกอน ที่พบมากเกิดจากการที่ชั้นหินถูกแรงอัดทำให้ชั้นหินหดสั้นเข้าเกิดคดโค้งขึ้น ถ้าชั้นหินอยู่ลึกภายใต้อุณหภูมิและความดันที่สูง ชั้นหินจะอยู่ในสภาพพลาสติก หินจะเกิดการไหล (flow) ในทิศทางใดก็ได้ การคดโค้งจะรุนแรง ชั้นหินคดโค้งมีทั้งแบบโค้งขึ้นและโค้งลง มักเกิดเป็นกลุ่ม ขนาดของการคดโค้งอาจเล็กมากจนกว้างยาวหลายร้อยกิโลเมตรขึ้นอยู่กับขนาดของแรงที่มากกระทำและชนิดของหิน

รูปแบบทางเรขาคณิตของชั้นหินคดโค้ง (geometry of fold) มีดังนี้
(ดูรูปที่ 15.4)



รูปที่ 15.4 แสดงลักษณะของชั้นหินคดโค้ง (A) แกนชั้นหินคดโค้งอยู่ในแนวราบ
 (B) แกนชั้นหินคดโค้งทำมุมพลั่งจิง
 (ที่มา : Flint & Skinner, 1977 หน้า 350)

1. สันรอยโค้งหรือจุดพับรอยโค้ง (hinge) คือจุดที่มีความโค้งมากที่สุดบนชั้นหินคดโค้ง เส้นที่ลากต่อจุดเหล่านี้เรียกว่า แนวสันรอยโค้งหรือแนวพับรอยโค้ง (hinge line)
 2. แกนชั้นหินคดโค้ง (fold axis) คือทิศทางหรือแนวของเส้นที่ขนานกับแนวสันรอยโค้ง
 3. ระนาบแกน (axial plane or axial surface) คือระนาบที่ประกอบด้วยแนวสันรอยโค้งของหินชั้นต่าง ๆ ในชั้นหินคดโค้ง จะแบ่งชั้นหินคดโค้งออกเป็นสองส่วน เส้นระนาบที่สมมุติขึ้นใช้ตัวย่อ A.P.
 4. ส่วนข้างชั้นหินคดโค้ง (limb) คือส่วนของชั้นหินที่อยู่ข้างใดข้างหนึ่งของระนาบแกน
 5. ยอดชั้นหินคดโค้ง (crest) คือจุดสูงสุดของชั้นหินคดโค้ง เส้นที่ลากต่อจุดเหล่านี้เรียกเส้นยอด (crest line) ถ้าระนาบแกนของชั้นหินคดโค้งเอียงมาก ๆ ยอดอาจจะย้ายตำแหน่งมาอยู่ข้างหนึ่งข้างใดของส่วนข้างชั้นหินคดโค้งได้
 6. ร่องชั้นหินคดโค้ง (trough) คือร่องหรือแนวที่เป็นจุดต่ำสุดของชั้นหินคดโค้ง ตรงข้ามกับยอด
- ถ้าชั้นหินคดโค้งวางตัวโดยที่แกนชั้นหินคดโค้งเอียงเทไปจากแนวราบ มุมที่เอียง

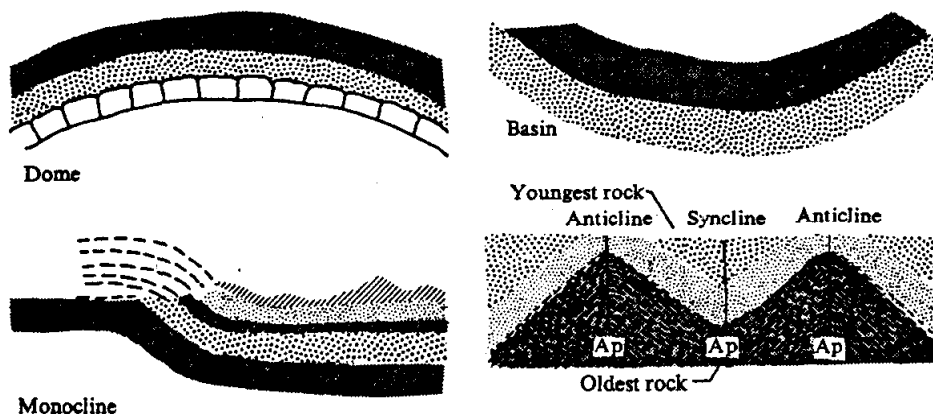
ไปเรียกมุมพลั่ง (angle of plunge) และเรียกชั้นหินคดโค้งพลังจิ่ง (plunging fold) (ดูรูปที่ 15.4 B)

ชนิดของชั้นหินคดโค้ง ชั้นหินคดโค้งมีลักษณะโครงสร้างหลายแบบด้วยกัน โดยศึกษาจากภาพหน้าตัดประกอบกับการวางตัวของชั้นหินต่าง ๆ (ดูรูปที่ 15.5)

1. ชั้นหินคดโค้งแบบเทลงเดี่ยวหรือโมโนไคลน์ (Monocline) ชั้นหินจะคดโค้งเพียงด้านเดียว พบมากบริเวณที่ราบสูงที่มีชั้นหินวางตัวอยู่ในแนวราบหรือเอียงเล็กน้อย บางบริเวณของชั้นหินนั้นอาจมีมุมเทชันลงไปทางด้านเดียว คามุมเทแตกต่างกันไปตั้งแต่ไม่กี่องศาจนถึง 90 องศา และความสูงของชั้นหินทั้งสองด้านของลักษณะเทลงแนวเดี่ยวอาจจะแตกต่างกันหลายร้อยเมตร

2. ชั้นหินคดโค้งแบบประทุนคว่ำหรือแอนติไคลน์ (Anticline) ชั้นหินจะโค้งขึ้นเมื่อเทียบกับแนวราบ ถ้าถือความเอียงเทของชั้นหินเป็นหลักพิจารณาชั้นหินจะเอียงออกจากกัน หรือชั้นหินโค้งเข้าหาชั้นหินที่มีอายุแก่กว่า ชั้นหินที่มีอายุน้อยที่สุดจะวางตัวอยู่ด้านบน ชั้นหินคดโค้งแบบประทุนคว่ำที่ชั้นหินเอียงเทออกจากจุดกลางเรียกโดม (dome)

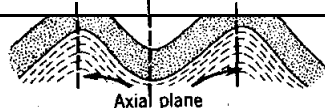
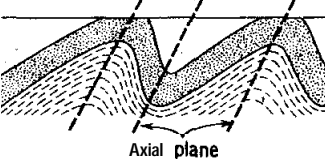
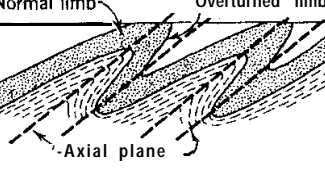
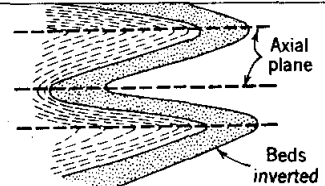
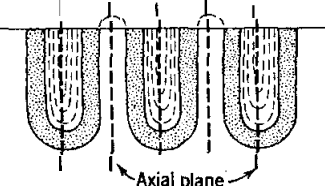
3. ชั้นหินคดโค้งแบบประทุนหงายหรือซินไคลน์ (Syncline) ชั้นหินจะโค้งลงเมื่อเทียบกับแนวราบ ความเอียงเทของชั้นหินจะเอียงเข้าหากันหรือชั้นหินโค้งเข้าหาชั้นหินที่มีอายุน้อยกว่า และชั้นหินที่มีอายุมากกว่าจะอยู่ทางด้านล่าง ชั้นหินคดโค้งแบบประทุนหงายที่ชั้นหินเอียงเทเข้าสู่จุดกลางเรียกแอ่ง (basin)



รูปที่ 15.5 ชนิดของชั้นหินคดโค้ง

(ที่มา : Leet & Judson, 1971 หน้า 440)

การแบ่งชนิดของชั้นหินคดโค้งอาจใช้ระนาบแกนเป็นหลัก โดยดูการวางตัวว่า
เป็นแบบใด (ดูรูปที่ 15.6)

Name	
Symmetrical	
Asymmetrical	
Overturned	
Recumbent	
Isoclinal	

รูปที่ 15.6 ชนิดของชั้นหินคดโค้งที่ใช้ระนาบแกนเป็นหลักในการแบ่ง

(ที่มา : Flint & Skinner, 1977 หน้า 351)

1. ชั้นหินคดโค้งสมมาตร (Symmetrical fold) เป็นชั้นหินคดโค้งที่มีระนาบแกนตั้งฉากกับแนวราบแบ่งชั้นหินคดโค้งออกเป็นสองข้างเท่า ๆ กัน ส่วนข้างชั้นหินคดโค้งทั้งสองข้างเผลงเป็นมุมเท่ากัน แต่ทิศทางของมุมเอียงต่างกัน

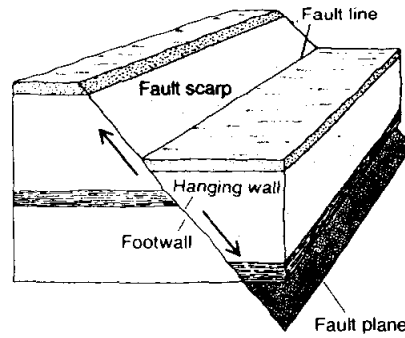
2. ชั้นหินคดโค้งไม่สมมาตร (Asymmetrical fold) เป็นชั้นหินคดโค้งที่มีระนาบแกนเอียงเทไปทางหนึ่งทางใด แบ่งชั้นหินคดโค้งออกเป็นสองข้างไม่เท่ากัน ส่วนข้างชั้นหินคดโค้งทั้งสองเทลงเป็นมุมเทไม่เท่ากัน ข้างหนึ่งจะชันกว่าอีกข้าง และทิศทางของมุมเอียงต่างกัน
3. ชั้นหินคดโค้งดลบทับหรือโอเวอร์เทอร์น (Overtured fold) เป็นชั้นหินคดโค้งที่มีระนาบแกนทำมุมเอียงเทมากขึ้น ส่วนข้างชั้นหินคดโค้งทั้งสองข้างมีมุมเอียงไปในทิศทางเดียวกัน
4. ชั้นหินคดโค้งนอนทับหรือรีคัมเบนต์ (Recumbent fold) เป็นชั้นหินคดโค้งที่มีระนาบแกนอยู่ในแนวราบหรือเกือบจะอยู่ในแนวราบ
5. ชั้นหินคดโค้งพับผ้าหรือไอโซไคลน์ (Isoclinal fold) เป็นชั้นหินคดโค้งที่มีส่วนข้างชั้นหินคดโค้งทั้งสองข้างขนานกับระนาบแกน ระนาบแกนจะอยู่ในแนวใดก็ได้ เกิดเนื่องจากการถูกบีบอัดอย่างรุนแรง

15.2.2 รอยเลื่อน (fault) รอยเลื่อนเป็นรอยแตกที่เกิดขึ้นในหินซึ่งแสดงการเคลื่อนที่ตามแนวที่ขนานกับผิวหน้าของรอยแตกนั้น เกิดขึ้นได้กับหินทุกชนิด แต่จะเห็นได้ชัดเจนในหินตะกอน รอยเลื่อนเกิดจากการที่หินได้รับแรงเค้นมากกระทำจนกระทั่งถึงจุดที่หินมีความเครียดเกินขีดพลาสติก หินจะแตกหักและเคลื่อนที่จากกัน ระยะทางที่เคลื่อนที่อาจไม่ถึงเซนติเมตรจนถึงหลายกิโลเมตร และขนาดของรอยเลื่อนมีตั้งแต่ 3-4 เซนติเมตรจนถึงขนาดใหญ่ที่มีความยาวหลายกิโลเมตร

การเคลื่อนของรอยเลื่อนอาจเกิดการเสียดสีของหินทำให้เกิดรอยครูดบาง ๆ บนระนาบพื้นผิวของรอยเลื่อนเรียกสลิกเคนไซด์ หรือรอยไถล (slickenside) รอยครูดนี้จะเป็นแนวเส้นตรงขนานกับทิศทางการเคลื่อนที่ของหิน ในกรณีที่ไม่เกิดรอยไถลหินบริเวณรอยเลื่อนอาจถูกบดแตกเป็นชิ้นหยาบละเอียดขนาดกรวดเรียกหินกรวดเหลี่ยมรอยเลื่อน (fault breccia) ที่ถูกบดเป็นผงแป้งเรียกผงรอยเลื่อน (fault gouge) การสังเกตรอยเลื่อนถ้ายังมีการเคลื่อนอยู่ในปัจจุบัน สามารถสังเกตจากการวัดระยะที่เคลื่อนไปจากตำแหน่งเดิมในช่วงเวลาต่าง ๆ กัน

รูปแบบทางเรขาคณิตของรอยเลื่อน (geometry of fault) มีดังนี้

(ดูรูปที่ 15.7)



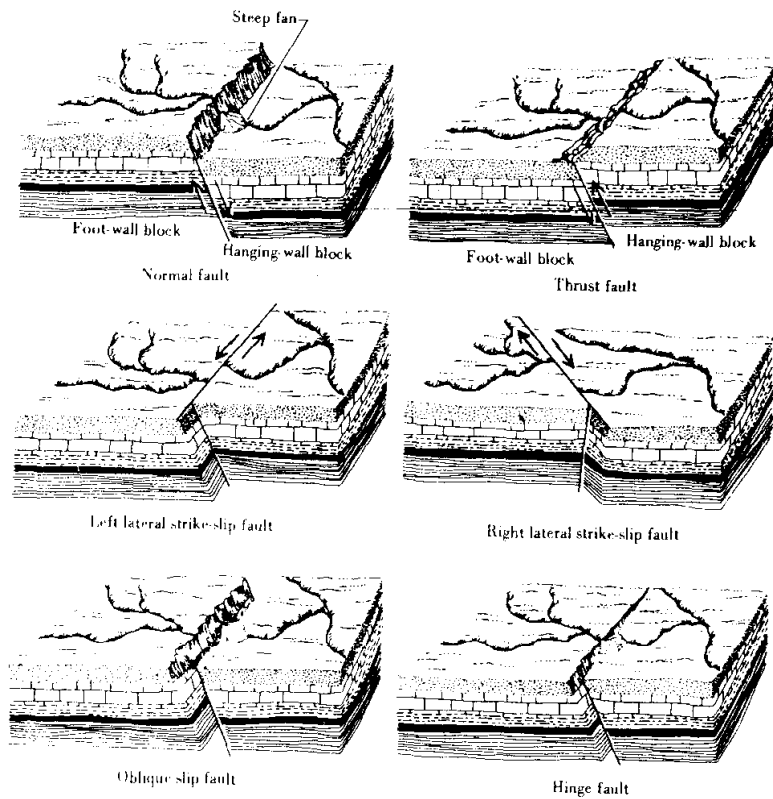
รูปที่ 15.7 รูปแบบทางเรขาคณิตของรอยเลื่อน

(ที่มา : Marsh & Dozier, 1981 หน้า 388)

1. ระนาบรอยเลื่อน (fault plane) เป็นระนาบพื้นผิวของรอยเลื่อนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของหินทั้งสองข้าง ระนาบอาจอยู่ในแนวตั้ง แนวนอนหรือทำมุมก็ได้
2. ผารอยเลื่อน (fault scarp) เป็นแนวเอียงลาดชันหรือผาที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของหินทั้งสองข้าง
3. แนวรอยเลื่อน (fault line) เป็นแนวรอยเลื่อนบนพื้นดิน มักเป็นแนวเกือบตรง
4. แนวระดับและมุมเทของรอยเลื่อน (strike and dip of fault) เช่นเดียวกันกับการวางตัวของชั้นหิน แต่เป็นระนาบรอยเลื่อน
5. หินด้านฐาน (foot wall) เป็นชั้นหินด้านล่างของรอยเลื่อน หรือหินอยู่ในด้านมุมเอียงของรอยเลื่อนที่เป็นมุมป้านกับแนวระดับ
6. หินเพดาน (hanging wall) เป็นชั้นหินด้านบนของรอยเลื่อน หรือหินอยู่ในด้านมุมเอียงของรอยเลื่อนที่เป็นมุมแหลมกับแนวระดับ

ชนิดของรอยเลื่อน รอยเลื่อนสามารถแบ่งออกเป็นชนิดต่าง ๆ ตามลักษณะทิศทางของการเคลื่อนที่ของหิน ซึ่งอยู่แต่ละข้างของรอยเลื่อนแบบสัมพันธ์กันทั้งสองข้าง (ดูรูปที่

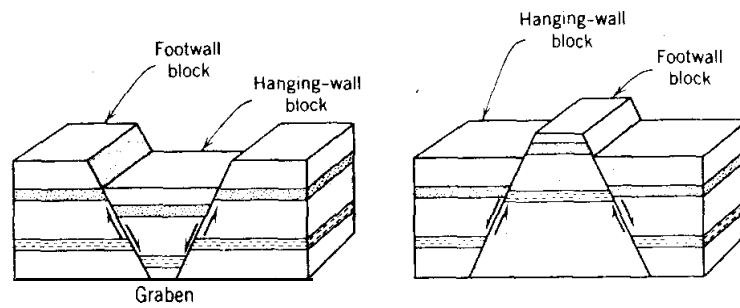
15.8)



รูปที่ 15.8 ชนิดของรอยเลื่อน

(ที่มา : Leet & Judson, 1971 ni l 447)

1. รอยเลื่อนธรรมดาหรือรอยเลื่อนตามแรงโน้มถ่วง (Normal fault or gravity fault) เป็นรอยเลื่อนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ตามแนวเทของรอยเลื่อน ระบายรอยเลื่อนค่อนข้างชัน โดยที่หินด้านฐานเคลื่อนที่ขึ้นเมื่อเทียบกับหินเพดาน ส่วนใหญ่เป็นผลจากแรงดึง ถ้าแรงกระทำในพื้นที่กว้างใหญ่เกิดรอยเลื่อนธรรมดาขึ้นเป็นชุดขนานกัน จะทำให้เกิดลักษณะที่เรียกว่า กราเบน (graben) คือส่วนที่เลื่อนตัวลงเป็นแอ่ง และฮอร์สต์ (horst) ส่วนที่ยกสูงขึ้นมา (ดูรูปที่ 15.9)



รูปที่ 15.9 แสดงกรา เบนและฮอร์ดส์

(ที่มา : Flint & Skinner, 1977 หน้า 344)

2. รอยเลื่อนย้อน (Reverse fault) เป็นรอยเลื่อนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ตามแนวเทของรอยเลื่อน โดยที่หินด้านล่างเคลื่อนที่ลงเมื่อเทียบกับหินเพดาน รอยเลื่อนย้อนนี้ถ้ามุมเทน้อยกว่า 45 องศา เรียกว่ารอยเลื่อนทรัสต์หรือรอยเลื่อนย้อนมุมต่ำ (thrust fault) เกิดจากแรงอัด

3. รอยเลื่อนตามแนวระดับ (Strike-slip fault) เป็นรอยเลื่อนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ตามแนวระดับของรอยเลื่อน แบ่งเป็นแยกไปข้างซ้าย (left-lateral strike-slip fault or sinistral) และแยกไปทางขวา (right-lateral strike-slip fault or dextral)

รอยเลื่อนตามแนวระดับถ้ามีขนาดใหญ่หลายกิโลเมตรเรียกรอยเลื่อนเหลื่อมข้าง (transcurrent fault) และยังมีรอยเลื่อนตามแนวระดับอีกแบบหนึ่งเรียกรอยเลื่อนแปลง (transform fault) เป็นรอยเลื่อนที่สัมพันธ์กับโครงสร้างขนาดใหญ่เช่นภูเขา สันเขาได้สมุทร

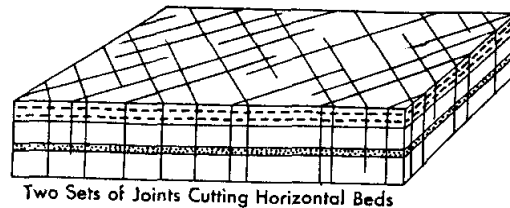
4. รอยเลื่อนเฉียง (Oblique-slip fault) เป็นรอยเลื่อนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ตามแนวระดับและแนวเทของระนาบรอยเลื่อน แนวการเลื่อนเป็นแนวเฉียง

5. รอยเลื่อนฮินจ์ (Hinge fault) เป็นรอยเลื่อนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ไม่เป็นไปโดยตลอดทั้งแนวระดับของรอยเลื่อนจะ ไปสิ้นสุดอยู่ที่ใดที่หนึ่งทำให้เหมือนกับเคลื่อนรอบจุดใดจุดหนึ่ง

15.2.3 รอยแยก (joint) รอยแยกคือรอยแตกในหินที่ตามปกติไม่มีการเคลื่อนที่ของหินทั้งสองข้าง ถ้ามีการเคลื่อนที่จะเป็นการเคลื่อนในทิศทางที่ตั้งฉากกับผิวหน้าของรอยแตกนั้น

เกิดขึ้นได้ในหินทุกชนิด รอยแยกอาจมีรอยชัดเจนมากหรือเป็นเพียงรอยร้าวก็ได้ มีแนวตรง ความยาวตั้งแต่ไม่กี่เซนติเมตรจนถึงขนาดเป็นเมตร ๆ การวัดการวางตัวของรอยแยกใช้แนวระดับและมุมเทเช่นเดียวกัน รอยแยกส่วนใหญ่เกิดจากแรงดึงหรืออาจเป็นแรงเฉือนกระทำกับหิน หรือเกิดจากการหดตัวเมื่อน้ำในหินเย็นตัวลงหรือการขยายตัวของหินอันเนื่องมาแรงที่กักดันอยู่รอบ ๆ ลดลง

รูปแบบรอยแยก (joint pattern) รอยแยกมักไม่ค่อยเกิดเพียงแนวเดียว จะเกิดหลายแนวมีทิศทางโดยประมาณขนานกัน แต่ละแนวอาจห่างกันไม่กี่เซนติเมตรถึงเป็นเมตรก็ได้ จัดเป็นชุดรอยแยก (joint set) ถ้ามีชุดรอยแยกมากกว่าหนึ่งชุดขึ้นไป และมีทิศทางตัดกันเกือบตั้งฉาก จัดเป็นระบบรอยแยก (joint system) (ดูรูปที่ 15.10)



รูปที่ 15.10 รูปแบบรอยแยกซึ่งเกิดในชั้นหินที่วางตัวในแนวราบ

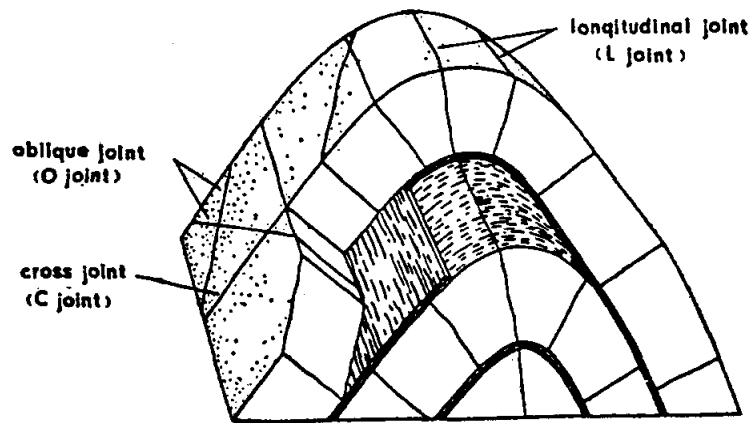
(ที่มา : Eardley, 19'72 หน้า 79)

รอยแยกในหินตะกอน หินตะกอนที่มีโครงสร้างแบบชั้นหินคดโค้งมักมีรอยแยกเกิดร่วมอยู่ด้วยเสมอ อาจเรียกชื่อรอยแยกตามการวางตัวของรอยแยกที่สัมพันธ์กับแกนชั้นหินคดโค้งนั้นได้ (ดูรูปที่ 15.11)

1. รอยแยกแนวยาว (Longitudinal joint) คือรอยแยกวางตัวในทิศทางที่เกือบขนานกับแกนชั้นหินคดโค้ง และตัดตั้งฉากกับระนาบชั้นหิน (bedding plane)

2. รอยแยกขวาง (Transverse or cross joint) คือรอยแยกวางตัวเกือบตั้งฉากกับชั้นหินคดโค้ง

3. รอยแยกแนวเฉียง (Oblique or diagonal joint) คือรอยแยกวางตัวทำมุมกับแกนชั้นหินคดโค้ง



รูปที่ 15.11 ชนิดรอยแยกที่สัมพันธ์กับแกนชั้นหินคดโค้ง
(ที่มา : ทวีศักดิ์ และชาญ, 2525 หน้า 80)

รอยแยกในหินอัคนี เกิดขึ้นได้หลายลักษณะ เช่น

1. รอยแยกรูปเสาหรือคอลัมน์ (Columnar joint) เป็นรอยแยกที่เกิดขึ้นในหินบะซอลต์ เมื่อหินหนืดดันตัวขึ้นมาบนพื้นโลกจะเกิดการหดตัวขณะที่เย็นตัวลง และเกิดแรงดึงบนผิวหน้า จึงมีรอยแยกชั้นในทิศทางตั้งฉากกับแรงดึง รอยแยกจึงเกิดในแนวตั้ง โดยบนผิวหน้าเกิดเป็นรูปหกเหลี่ยม (ดูรูปที่ 15.12)



รูปที่ 15.12 รอยแยกรูปเสาหรือคอลัมน์

2. รอยแยกแผ่น (Sheet joint) เป็นรอยแยกที่เกิดขึ้นในหินอัคนีที่เย็นตัว
ได้ผิวโลก เช่น หินแกรนิต ถูกลดแรงกดดันในทิศทางตั้งฉากกับพื้นผิวโลก จึงทำให้เกิดรอยแยก
เป็นแผ่นขนานไปกับพื้นผิวโลก และจะเป็นแผ่นเล็ก ๆ ในบริเวณใกล้ผิวโลก (ดูรูปที่ 15.13)



รูปที่ 15.13 รอยแยกแผ่น

(ที่มา : Gilluly & others, 1968 หน้า 48)

15.2.4 รอยชั้นไม่ต่อเนื่อง (unconformity) พื้นผิวที่เกิดการกัดเซาะหรือเกิด
การหยุดทับถมในช่วงเวลาหนึ่งทางธรณี และแบ่งหินอายุน้อยกว่าออกจากหินอายุมากกว่าเรียก
รอยชั้นหันไม่ต่อเนื่อง หรือรอยผิวดิวลีส รอยชั้นไม่ต่อเนื่อง ไม่ได้เกิดขึ้นจากแรงโดยตรงเหมือน
โครงสร้างที่กล่าวมาแล้ว แต่ก็เกิดขึ้นในช่วงเวลาที่มีการยกตัวของชั้นเปลือกโลกส่วนหนึ่ง มี
ความสำคัญต่อการพิจารณาอายุหรือกาลเวลาที่เกิดการเปลี่ยนแปลง และการเคลื่อนไหวต่าง ๆ
บนผิวโลก การลำดับชั้นหิน การตกตะกอน

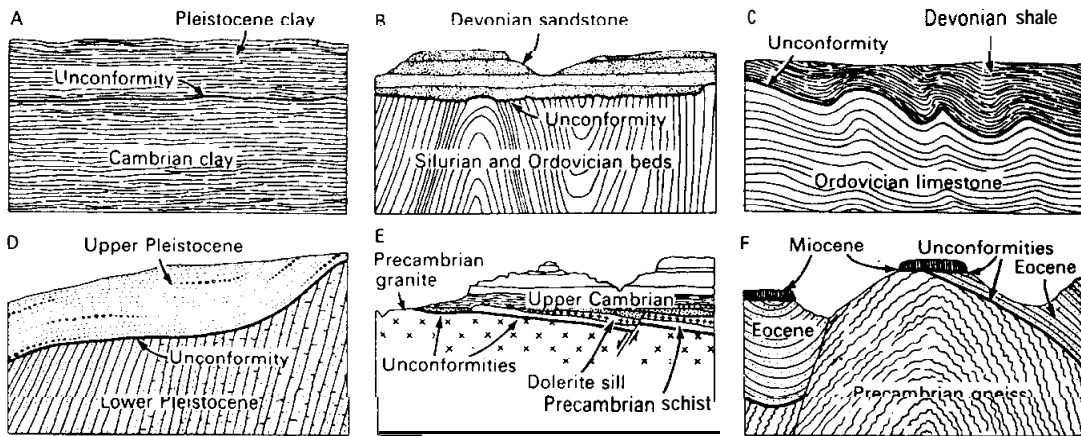
รอยชั้นไม่ต่อเนื่องมีหลายชนิด ขึ้นอยู่กับชนิดของหิน และการวางตัวของหินที่
อยู่บนและล่างของรอยชั้นไม่ต่อเนื่อง ที่สำคัญ ๆ ได้แก่ (ดูรูป 15.14)

1. รอยชั้นไม่ต่อเนื่องแบบเป็นมุม (Angular unconformity) หินตะกอนที่
อยู่ด้านล่างมีอายุมากกว่าวางตัวทำมุมกับหินตะกอนด้านบนที่มีอายุน้อยกว่า เกิดจากการทับถม
ของตะกอนทำให้ได้ชั้นหินชุดแรกและต่อมาถูกแรงทำให้คดโค้งหรือเอียง และยกตัวชั้นชั้นหินจะ

ถูกกัดเซาะจนราบ ต่อมาการยุบตัวของแผ่นดินจะมีตะกอนชุดใหม่มาทับถมด้านบน เกิดชั้นหินตะกอนใหม่ที่มีอายุต่างจากชุดแรกและวางตัวในแนวราบ

2. รอยชั้นไม่ต่อเนื่องแบบขนาน (Disconformity) หินตะกอนที่อยู่ด้านล่างมีอายุมากกว่าวางตัวขนานกับหินตะกอนด้านบนที่มีอายุน้อยกว่า เกิดโดยชั้นหิน ไม่มีการโค้งงอ แต่ถูกยกตัวขึ้นเกิดการกัดเซาะ และยุบตัวลงเกิดการตกตะกอนใหม่ให้ชั้นหินชุดใหม่

3. รอยชั้นไม่ต่อเนื่องแบบสัมผัสกับหินต่างชนิด (Nonconformity) หินที่อยู่ด้านล่างมีอายุมากกว่าเป็นหินอัคนีหรือหินแปร ส่วนด้านบนเป็นหินตะกอนมีอายุน้อย เกิดจากการแทรกขึ้นมาของหินหนืดทำให้หินบริเวณนั้นเกิดการแปรสภาพเป็นหินแปร ต่อมาหินถูกยกตัวสูงขึ้นเกิดการกัดเซาะ และยุบตัวมีการทับถมของตะกอนชุดใหม่



รูปที่ 15.14 ชนิดรอยชั้นไม่ต่อเนื่อง A และ C แบบขนาน
B และ D แบบเป็นมุม
E และ F แบบสัมผัสกับหินต่างชนิด

(ที่มา : Gilluly & others, 1966 หน้า 154)

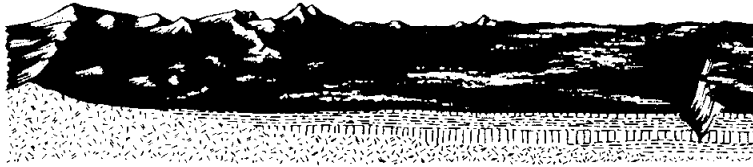
15.3 ภูเขา

ภูเขาเป็นโครงสร้างขนาดใหญ่ที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงของชั้นเปลือกโลกเนื่องจากถูกแรงกระทำ ทำให้เปลือกโลกยกตัวสูงขึ้นเป็นภูเขาจะมีความสูงแตกต่างกันไป ภูเขาจะใช้ระยะเวลาเกิดยาวนานและเมื่อเกิดขึ้นมาแล้วต่อมาจะถูกกัดกร่อนตามธรรมชาติทำให้ความสูงลดลง ดังนั้นเทือกเขาเก่าที่มีอายุมาก ๆ จะไม่ค่อยสูง รูปร่างมนและหินมีอายุมาก ส่วน

เทือกเขาที่มีอายุน้อยจะเป็นเทือกเขาที่มีความสูงมากเนื่องจากการกักตัวของหินยังมีน้อยและยังมีการเปลี่ยนแปลงลักษณะของหินอยู่ตลอดเวลา เช่น เกิดชั้นหินคดโค้ง รอยเลื่อน การระเบิดของภูเขาไฟ การแทรกขึ้นมาของหินหนืด และการแปรสภาพ ภูเขาพบกระจายอยู่ทั่วโลกจะเกิดขึ้นในลักษณะใด ๆ เป็นกลุ่มหรือเป็นแนวก็ได้ แต่โดยทั่ว ๆ ไปจะมีลักษณะเป็นแนวยาว

15.3.1 ชนิดของภูเขา (kinds of mountains) ภูเขาแบ่งออกได้เป็น 4 ชนิดใหญ่ ๆ โดยพิจารณาจากลักษณะโครงสร้างที่เด่น (ดูรูปที่ 15.15)

(a) Plateau



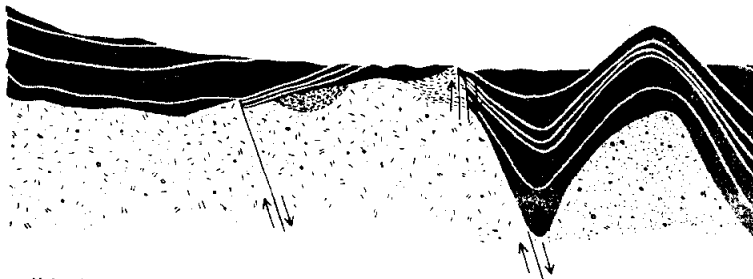
(b) Fold mountains



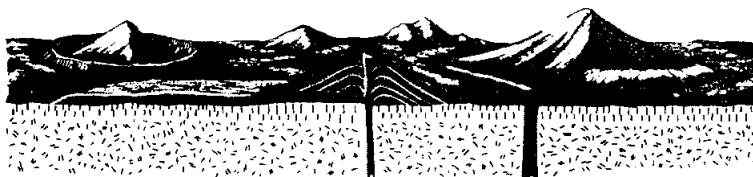
(c) Fault-block mountains



(d) Upwarped mountains



(e) Volcanic mountains



รูปที่ 15.15 ภูเขาชนิดต่าง ๆ

(ที่มา : Leet & Judson, 1971 หน้า 461)

1. ภูเขาชั้นหินคดโค้ง (Fold mountains) เกิดจากชั้นหินคดโค้งมีลักษณะ เป็นเทือกเขายาวมีโครงสร้างสลับซับซ้อน มีรอยเลื่อนและมีการเคลื่อนที่ของหินอัคนีเกิดร่วมด้วย เทือกเขาที่สำคัญ ๆ เช่น รอกกี แอนดิส แอลป์ ทิมาลีย อูราล แอปป์าเลเซียนส์ เทือกเขา ซินดีนีเกิดจากตะกอนที่สะสมกันจำนวนมากเป็นชั้นหนาอยู่ในแอ่งจีโอซินไคลน์ (geosyncline) แอ่งจีโอซินไคลน์เป็นแอ่งที่รับตะกอนได้จำนวนมากเกิดจากการเปลี่ยนแปลงลักษณะของเปลือก โลก มีความกว้างหลายกิโลเมตรและยาวเป็น 100 กิโลเมตร รับตะกอนหนาถึง 15,000 เมตร หรือมากกว่านี้ ต่อมาเปลือกโลกจะเปลี่ยนลักษณะเนื่องจากได้รับแรงอัดในแนวนาน ชั้น ตะกอนในแอ่งจีโอซินไคลน์จะเกิดการคดโค้ง รอยเลื่อนและยกตัวขึ้นมาเป็นแนวเขาสูง

2. ภูเขาปลีครอยเลื่อน (Fault-block mountains) เป็นภูเขาที่เกิด หลายแห่งในโลก เกิดจากรอยเลื่อนทำให้เปลือกโลกส่วนหนึ่งยกสูงขึ้นเป็นภูเขา มีลักษณะเป็นภูเขา ด้านข้างชันและยอดราบ ในบางแห่งชั้นหินอาจเกิดการคดโค้งขึ้นก่อนแล้วจึงเกิดรอยเลื่อน เช่น เทือกเขาเซียร์ราเนวาดา

3. ภูเขายกตัวสูงขึ้น (Upwarped mountains) เป็นภูเขาที่เกิดจากการยก ตัวสูงขึ้นของเปลือกโลกเป็นบริเวณกว้าง ภูเขาแบบนี้เริ่มแรกอาจเป็นภูเขาเกิดจากชั้นหินคด โค้งมาก่อน ต่อมาเกิดการกัดกร่อนทำให้ระดับต่ำลงแล้วมีการยกตัวขึ้นอย่างช้า ๆ ของเปลือก โลกเป็นเทือกเขาใหม่ เช่น อะติรอนแดค แอปป์าเลเซียนส์ แบล็คฮิลล์ รอกกีในโคโลราโด และยูทา

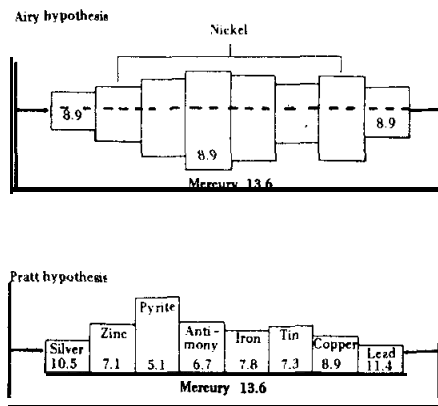
4. ภูเขาไฟ (Volcanic mountains) เกิดจากการทับถมของลาวาและ เศษหินภูเขาไฟ (ดูบทที่ 3) มีขนาดต่างกันตั้งแต่เป็นเนินจนเป็นภูเขาสูงและใหญ่มาก อาจเกิด อยู่โดด ๆ หรือเป็นกลุ่มหรืออยู่ชิดกันจนต่อเป็นแนว ภูเขาไฟที่เป็นแนวเกิดขึ้นมากในมหาสมุทร ลักษณะเป็นหมู่เกาะรูปโค้ง (island arcs) และสันเขาใต้สมุทร (midoceanic ridge) ในมหาสมุทรแปซิฟิก แอตแลนติก อินเดีย เช่น ภูเขาไฟในหมู่เกาะฮาวาย หมู่เกาะอะลูเชียน มิตแอตแลนติกกรีนแลนด์ ส่วนภูเขาไฟจำนวนน้อยพบบนพื้นทวีปส่วนมากจะอยู่โดด ๆ เช่น ภูเขาไฟ เคนยา ภูเขาไฟคิลิมันจาโรในแอฟริกา และที่เป็นเทือกเขาเช่น แคลสเคตในอเมริกา ภูเขาไฟ ดูเหมือนว่าการเกิดของมันจะเกี่ยวข้องกับรอยเลื่อนระดับลึก (deep faults) ซึ่งลึกจากชั้น เปลือกโลกลงไปถึงชั้นแมนเทิล เป็นชั้นที่จะให้มวลสารออกมาทับถมเป็นภูเขาไฟ

15.3.2 **ดุลเสมอภาคของเปลือกโลก (Isostasy)** เปลือกโลกจะมีระดับต่างกัน เช่น บางแห่งเป็นภูเขา ที่ราบ พื่นมหาสมุทร เชื่อว่าลักษณะของเปลือกโลกแบบนี้มี การทรงตัว อยู่เหมือนก้อนน้ำแข็งลอยอยู่ในน้ำ เปลือกโลกส่วนใดที่มีความหนาแน่นน้อยจะมีระดับสูงขึ้นมา เป็นภูเขาและที่มีความหนาแน่นมากจะมีระดับต่ำลงเป็นพื่นมหาสมุทร และแรงดึงดูดของโลกจะมี ผลกับเปลือกโลกส่วนที่สูงขึ้นมามากกว่าบริเวณใกล้เคียงที่ต่ำ

ทฤษฎีที่อธิบายความสมดุลของเปลือกโลกที่สำคัญคือ ทฤษฎีของแอร์รี่ (Airy's theory, 1855) สมมุติให้ชั้นเปลือกโลกมีค่าความหนาแน่นเท่ากันตลอด ความแตกต่างของ ระดับความสูงบนพื้นผิวโลกเกิดจากความลึกหรือความหนาของเปลือกโลกแต่ละบริเวณ ส่วนใดมี ความลึกมากจะมีระดับสูงขึ้น ส่วนใดมีความลึกน้อยก็จะมีระดับต่ำ โดยมีเส้นแบ่งระดับอันหนึ่ง โดยแต่ละส่วนลอยอยู่บนชั้นที่มีความหนาแน่นหรือความถ่วงจำเพาะมากกว่า การเคลื่อนที่ในแนว ตั้งเกิดขึ้นเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงปริมาตรของชั้นเปลือกโลกที่ลอยอยู่ส่วนบน (ดูรูปที่ 15.16)

ทฤษฎีของแพรตต์ (Pratt's theory) สมมุติให้ชั้นเปลือกโลกแต่ละส่วนมีค่า ความหนาแน่นแตกต่างกัน ความแตกต่างของระดับผิวโลกเกิดจากความแตกต่างของความหนา แน่นของเปลือกโลกแต่ละส่วน (ดูรูปที่ 15.16)

ดัตตัน (C.E. Dutton, 1889) สรุปรว่าความแตกต่างของพื้นเปลือกโลกชั้น อยู่กับความแตกต่างของปริมาตรและความถ่วงจำเพาะ โดยแต่ละส่วนของเปลือกโลกจัดตัวอยู่ใน สภาวะสมดุลต่อกัน

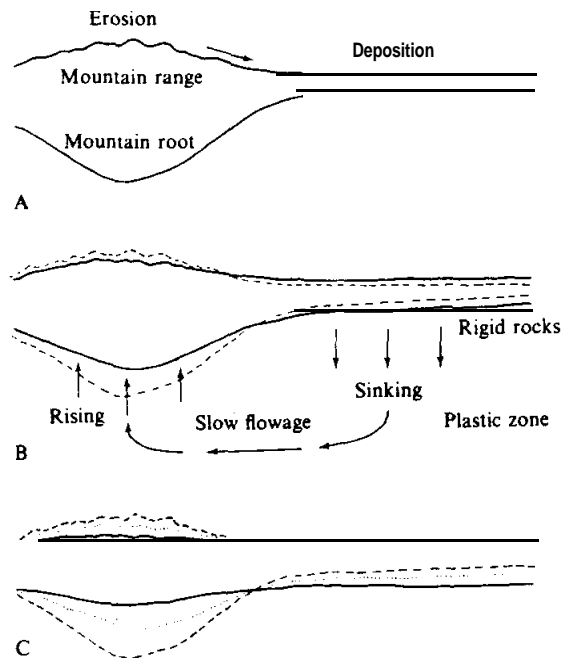


รูปที่ 15.16 ทฤษฎีของแอร์รี่และทฤษฎีของแพรตต์

(ที่มา : Leet & Judson, 1971 หน้า 475)

เทือกเขาเมื่อเกิดขึ้นมาแล้วจะวางตัวเด่นอยู่บนพื้นทวีป จะเกิดกระบวนการภายนอกกระทำให้สึกกร่อนลดระดับลงอยู่ตลอดเวลา แต่เทือกเขาก็กังคังมีอยู่ ซึ่งอธิบายได้หลายกรณี เช่น

1. เนื่องจากสมดุลเสมอภาคของเปลือกโลกที่ปรับสภาวะการรับน้ำหนักของหินเปลือกโลกเพื่อให้เกิดความสมดุลซึ่งกันและกัน เมื่อส่วนใดของเปลือกโลกเกิดการกร่อนไป จะเกิดการทับถมขึ้นในที่อื่น และกระบวนการภายในโลกจะปรับรับน้ำหนักของหินที่รองรับอยู่ข้างใต้ให้กลับคืนสู่สภาวะสมดุลเช่นปกติ ทำให้ภูเขายังคงอยู่ให้เห็นดังในปัจจุบัน (ดูรูปที่ 15.17)



รูปที่ 15.17 แสดงดุลเสมอภาคของเปลือกโลกต่อการกร่อนและการทับถมของตะกอน

(ที่มา : Foster, 1983 หน้า 312)

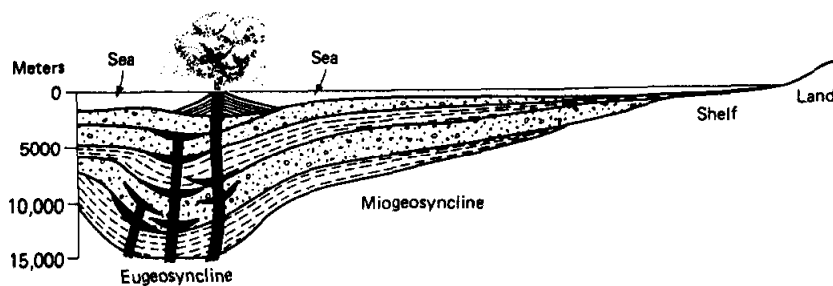
2. เปลือกโลกที่รองรับภูเขา มีความแข็งแรงเพียงพอที่จะรับน้ำหนักได้ แต่ในท้องปฏิบัติการพบว่า ไม่มีหินชนิดไหนที่แข็งแรงพอจะรับน้ำหนักได้ แม้แต่ภูเขาเดี่ยว ๆ แสดงว่าชั้นเปลือกโลกไม่สามารถรองรับน้ำหนักของภูเขาด้วยตัวของมันเอง

3. ภูเขาที่คงระดับความสูงอยู่ได้ เนื่องจากแรงที่ทำให้เกิดภูเขา ยังคงมีอยู่ ซึ่งทราบได้จากการเกิดแผ่นดินไหว

15.3.3 กระบวนการเกิดภูเขา (mountain building or orogyny) การพบเห็นชั้นหินตะกอนหนาผิดปกติบริเวณแนวเทือกเขา ทำให้นำไปอธิบายกระบวนการเกิดภูเขา เริ่มขึ้นในปี ค.ศ.1859 เจมส์ ฮอลล์ (James Hall) นักธรณีชาวอเมริกันได้ศึกษาบริเวณตอนเหนือของเทือกเขาแอปป์าเลเชียนส์ โดยสังเกตซากดึกดำบรรพ์และลักษณะที่สำคัญของหินพบว่า ชั้นหินคดโค้งบริเวณเทือกเขา มีความหนาและกำเนิดในทะเลน้ำตื้น แต่บริเวณส่วนในทวีปด้านตะวันตกชั้นหินที่มีอายุเท่ากันจะวางตัวอยู่ในแนวราบ และมีความหนาน้อยกว่ามาก และบริเวณรองรับชั้นตะกอนตอนล่างจะมีลักษณะเป็นแอ่งยุบตัวยาว โดยจะเป็นแอ่งลึกลับบริเวณชั้นตะกอนหนาและค่อนข้างตื้นบริเวณชั้นตะกอนบาง

เจ.ดี ดานา (James Dwight Dana, 1873) เห็นด้วยกับลักษณะบริเวณเทือกเขาแอปป์าเลเชียนส์ และให้ชื่อลักษณะแบบนี้ว่า จีโอซินไคลน์ (geosyncline) คือเป็นแอ่งใหญ่ยาวที่มีการสะสมตะกอนจำนวนมาก ต่อมาชั้นตะกอนจะเกิดชั้นหินคดโค้ง รอยเลื่อนและยกตัวขึ้นเป็นเทือกเขา และจากการศึกษาบริเวณอื่นทั่วโลกก็พบว่าเทือกเขาส่วนมากจะเกิดขึ้นบริเวณที่เคยเป็นจีโอซินไคลน์มาก่อน

จากการศึกษาตะกอนในจีโอซินไคลน์ต่อมาพบว่าหินภูเขาไฟเกิดรวมอยู่ด้วย ฮันส์ สติลล์ (Hans Stills) ได้จัดแบ่งจีโอซินไคลน์ออกเป็น 2 ส่วนคือไมโอจีโอซินไคลน์ (miogeosyncline) ตะกอนส่วนใหญ่ในแอ่งจะเป็นพวกตะกอนน้ำตื้นไม่มีหินภูเขาไฟ และจะอยู่ทางด้านติดขอบทวีป และยูจีโอซินไคลน์ (eugeosyncline) ตะกอนในแอ่งเป็นพวกน้ำลึกและมีหินภูเขาไฟปนอยู่ด้วย อยู่ออกไปทางด้านทะเล (ดูรูปที่ 15.18)



รูปที่ 15.18 แสดงจีโอซินไคลน์ทั้ง ไมโอจีโอซินไคลน์และยูจีโอซินไคลน์
(ที่มา : Ojakangas & Darby, 1976 หน้า 96)

ต่อมาการศึกษาจีโอซินไคลน์พบว่าจะมีรูปแบบหลายชนิด โดยยึดตัวแบบของภูเขาที่ต่างกัน เช่น แอปป์าเลเชียนส์ แอลป์ แบบหมู่เกาะอินโดนีเซีย และแบบที่ราบฝั่งทะเลของอ่าวเม็กซิโก

ลำดับการเปลี่ยนแปลงของจีโอซินไคลน์จนเกิดเป็นเทือกเขามัตังนี้ (ดูรูปที่ 15.19)

1. การสะสมของตะกอนในจีโอซินไคลน์ รวมทั้งหินภูเขาไฟที่ได้จากการระเบิดของภูเขาไฟบริเวณจีโอซินไคลน์ (รูปบน)

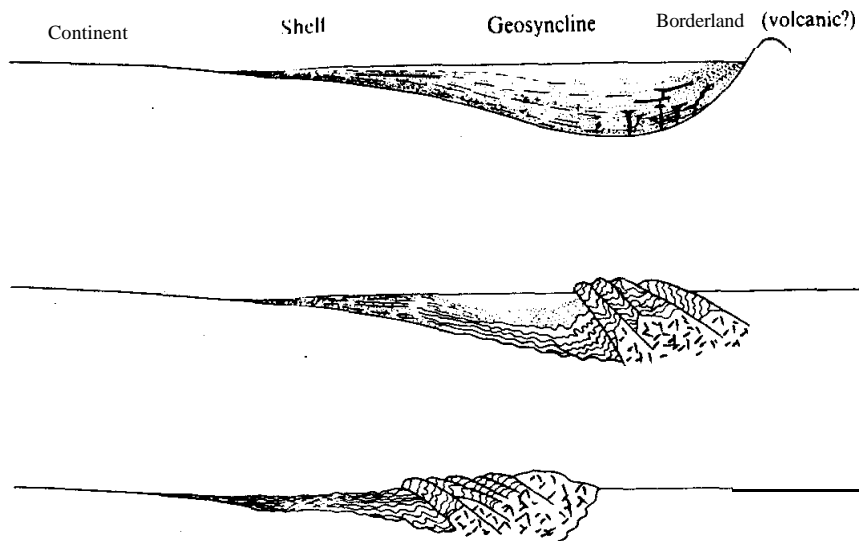
2. ชั้นหินตะกอนเกิดการคดโค้ง รอยเลื่อนย้อนมุมต่ำ และยกตัวสูงขึ้น (รูปกลาง)

3. มีการสะสมตะกอนใหม่ในแอ่งที่เกิดจากการคดโค้งของชั้นหิน (รูปกลาง)

4. เกิดการแปรสภาพบริเวณกว้างและแทรกขึ้นมาของหินอัคนี (รูปกลาง)

5. การยกตัวพร้อมกับการระเบิดของภูเขาไฟให้หินบะซอลต์ แอนดีไซต์ ไรโอไรต์ และการแทรกดันของหินแกรนิตมากขึ้น (รูปล่าง)

6. เกิดการสึกกร่อนเป็นพื้นราบ (รูปล่าง)



รูปที่ 15.19 ลำดับการเปลี่ยนแปลงของจีโอซินไคลน์ จากรูปบนลงล่าง

(ที่มา : Foster, 1983 หน้า 311)

การเกิดชั้นหินคดโค้งและรอยเลื่อนของชั้นหินตะกอนในจีโอซินไคลน์ ตอนแรก
เชื่อว่าจะเกิดขึ้นต่อเมื่อมีการสะสมชั้นตะกอนจนมีความหนาเป็นพัน ๆ เมตรเสียก่อน แต่ปัจจุบัน
จากข้อมูลชี้ให้เห็นว่าการเกิดชั้นหินคดโค้งและรอยเลื่อนจะเกิดอย่างต่อเนื่องขณะที่ตะกอนกำลัง
สะสมตัว

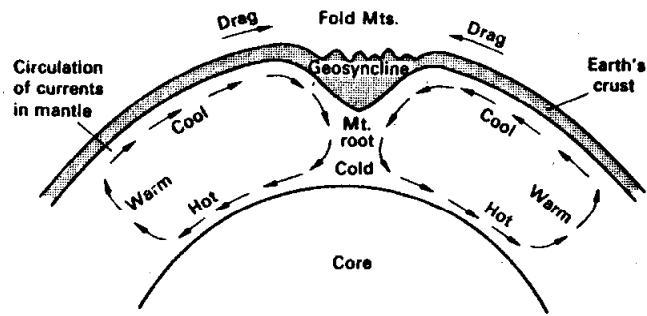
การเกิดเทือกเขาจากจีโอซินไคลน์ได้มีการศึกษาสาเหตุการยุบตัวของชั้น
เปลือกโลกเป็นแอ่งจีโอซินไคลน์หลายวิธี เช่น

1. เริ่มแรกเชื่อว่ามาจากน้ำหนักของตะกอนจำนวนมากที่มารวมอยู่ที่เดียว แต่
พบว่าตะกอนเหล่านี้จะมีน้ำหนักเบากว่าหินด้านล่าง ซึ่งมีความหนาแน่นมากกว่า ดังนั้นตะกอนทำ
ให้จมลงไปได้บ้างเท่านั้นเป็นไปตามคุณสมบัติของเปลือกโลก ความหนาของตะกอนไม่สามารถ
ไปเพิ่มน้ำหนักได้

2. การเคลื่อนที่ของหินหนืดจากระดับลึกขึ้นมาบนผิวโลก ถ้าเกิดขึ้นสองข้าง
ของบริเวณหนึ่ง อาจทำให้บริเวณนั้นเกิดการยุบตัวเป็นแอ่ง

3. เกิดขณะที่โลกกำลังเย็นตัวลงโดยสูญเสียความร้อน ทำให้เกิดการหดตัว
(thermal contraction) โลกจะเย็นตัวไม่พร้อมกัน บริเวณส่วนนอกสุดหรือผิวโลกจะเย็น
ตัวเร็วทำให้ปริมาตรของหินคดที่ ส่วนตอนกลางโลกกำลังเย็นตัวอยู่จะเกิดการหดตัวเรื่อย ๆ
ปริมาตรลดลง และส่วนในสุดยังร้อนอยู่จะไม่มีเปลี่ยนแปลงปริมาตรคงที่ ดังนั้นเปลือกโลก
ส่วนนอกสุดพยายามปรับตัวให้เท่ากับส่วนกลางที่มีการหดตัว ทำให้เกิดการบีบอัดโค้งงอ บาง
ส่วนจะโค้งลงเป็นแอ่งใหญ่เป็นที่สะสมตะกอน บริเวณที่สูงก็กลายเป็นแหล่งที่ให้ตะกอน

4. เกิดจากกระแสการพาความร้อนภายในโลก (convection current)
กระแสพาความร้อนจะเกิดเป็นคู่เรียกวังจรการพาความร้อน (convection cell) ภายใน
ชั้นแกนโลกจะมีความร้อนสูงและส่งผ่านขึ้นมาตอนบนชั้นแมนเทิลซึ่งมีสภาพพลาสติก เกิดวงจ
การพาความร้อนในส่วนแมนเทิลเคลื่อนที่ได้เปลือกโลก วงจรการพาความร้อนจะเคลื่อนที่ขึ้น
เมื่อความร้อนลดจะวกกลับลงล่างมารับความร้อนในชั้นแกนโลกใหม่ พร้อมกันนั้นก็จะต้องให้
เปลือกโลกโค้งลงเป็นแอ่งสะสมตะกอนต่อไป กระบวนการนี้จะสิ้นสุดเมื่อวงจรการพาความร้อน
หยุดลง (ดูรูปที่ 15.20) แสดงกระแสการพาความร้อนที่โฮล์มส์ (Holmes) ได้ศึกษา



รูปที่ 15.20 กระแสการพาความร้อนของไฮลัม

(ที่มา : Potter & Robinson, 1978 หน้า 132)

5. การเปลี่ยนแปลงเฟส (phase change) บริเวณใกล้เคียงแนวโมโฮเกิด ขึ้นได้เช่น หินบะซอลต์ ซึ่งมีความหนาแน่นประมาณ 3.0 และประกอบด้วยแร่พลagiโอเคลส ไพรอกซีน และโอลิวีน เปลี่ยนเป็นหินเอคโลไจต์ มีความหนาแน่นประมาณ 3.3 และประกอบด้วยแร่ ไพรอกซีนและการ์เนต ความหนาแน่นจะเพิ่มขึ้นแต่ปริมาตรลดลงหรือเกิดการหดตัวทำให้ ชั้นเปลือกโลกยุบตัวลงมาเป็นแอ่งสะสมตะกอน ถ้าเอคโลไจต์เปลี่ยนกลับไปเป็นบะซอลต์เหมือน เดิมปริมาตรจะเพิ่มขึ้น ทำให้แอ่งถูกยกสูงขึ้นกว่าเดิม และน้ำหนักรวมของเอคโลไจต์จะทำให้ เปลือกโลกจมลงเป็นแอ่งได้

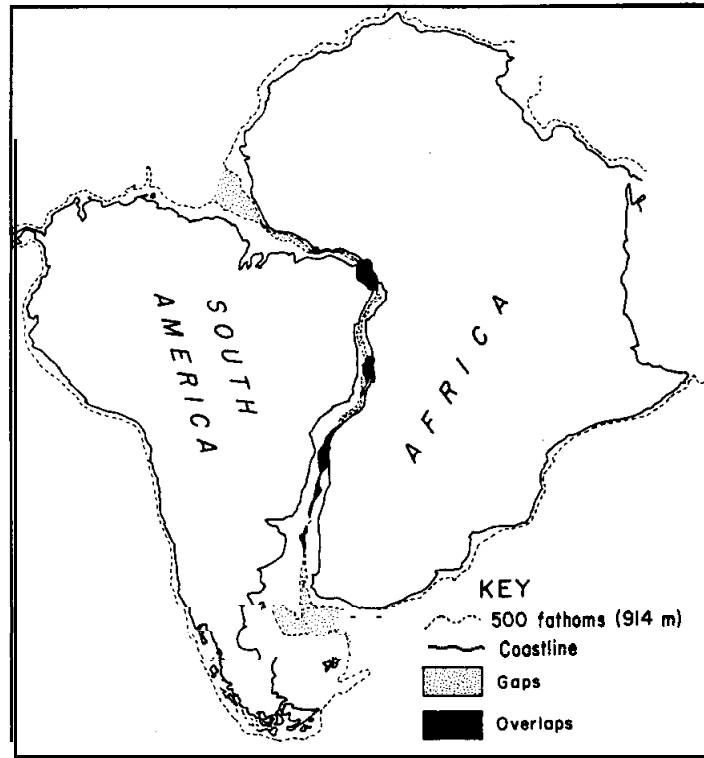
6. การเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลก บริเวณที่มีการขยายตัวของพื้นทะเล ทำให้ชั้นเปลือกโลกมุดลงสู่ชั้นแมนเทิลเกิดแอ่งลึกบนพื้นผิว (ocean trench) แต่บริเวณนี้จะมี ตะกอนสะสมเพียงเล็กน้อย ไม่มีลักษณะเหมือนจีไอซินไคลน์

จีไอซินไคลน์จะยกตัวให้เป็นเทือกเขาได้โดยเปลือกโลกบริเวณที่โค้งงอลงจะ รับตะกอนจำนวนมาก การโค้งงอจะเกิดต่อเนื่องทำให้ตะกอนตอนล่างสุดได้รับความร้อนภายใน โลกและถูกอัดทำให้หลอมละลายและเกิดการขยายตัว การขยายตัวจะดันตะกอนตอนบนขึ้นไป และบริเวณใกล้ขอบของจีไอซินไคลน์หินจะถูกบีบอัดให้สูงขึ้นและเกิดรอยเลื่อนย้อนมุมต่ำ บริเวณ ตรงกลางจะถูกดันให้สูงขึ้นเป็นเทือกเขา

กระบวนการเกิดภูเขาจีไอซินไคลน์ทั้งหมดที่อธิบายมานี้ก็ยังไม่เป็นคำตอบที่ถูกต้อง จนกระทั่งทฤษฎีเพลตเทกโทนิกส์ถูกนำมาใช้อธิบายการเกิดภูเขา และมีการยอมรับกันมากขึ้นจน ถึงปัจจุบัน

15.4 ทวีปเลื่อน

ความคิดเรื่องทวีปเลื่อน (Continental drift) ได้เกิดขึ้นมานานแล้ว หลังจากความรู้เรื่องแผนที่ได้ก้าวหน้าออกไป เมื่อมองดูแผนที่จะเห็นว่าทวีปแต่ละฝั่งของมหาสมุทรแอตแลนติก โดยเฉพาะทวีปอเมริกาใต้และทวีปแอฟริกา ถ้าดันเข้าหากันจะสมานกันได้พอดี (ดูรูปที่ 15.21)



รูปที่ 15.21 การประกบเข้ากันโดยคอมพิวเตอร์ของทวีปอเมริกาใต้และทวีปแอฟริกา

(ที่มา : Allen, 1975 หน้า 129)

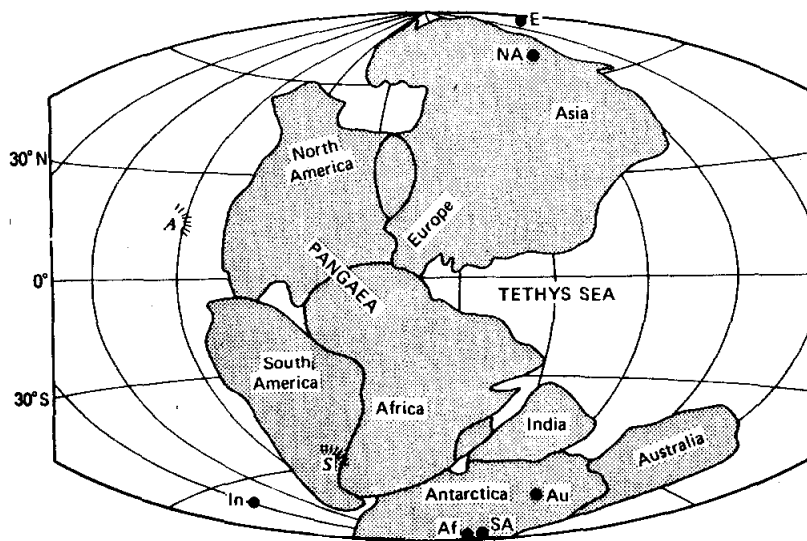
การศึกษาเกี่ยวกับทวีปต่าง ๆ สามารถเลื่อนไปมาได้เริ่มต้นเมื่อ ค.ศ.1620 ฟรานซิส เบคอน (Francis Bacon) เป็นคนแรกที่เสนอว่าทวีปอเมริกาครั้งหนึ่งน่าจะเคยต่อติดกับทวีปยุโรปและแอฟริกา

อีกประมาณ 200 ปีต่อมาคือ ค.ศ.1858 แอนโทนีโอ สไนเดอร์ (Antonio Snider) ชาวอเมริกัน ได้ค้นพบซากพืชโบราณในยุค 300 ล้านปีมาแล้วทั้งในทวีปอเมริกาและในยุโรป ซึ่งมีความคล้ายคลึงกันมาก แสดงว่าเมื่อ 300 ล้านปีในอดีตยุโรปและอเมริกาคงต้อง

เป็นผืนแผ่นดินเดียวกันอย่างแน่นอน

ประมาณ ค.ศ.1885-1909 เอ็ดวาร์ด ชุสส์ (Eduard Suess) ชาวออสเตรีย ได้ค้นพบหลักฐานทางธรณีวิทยาที่คล้ายคลึงกันมากในทวีปต่าง ๆ ทางซีกโลกใต้ได้แก่ออสเตรเลีย แอนตาร์กติกา แอฟริกา รวมทั้งเกาะมาดากัสการ์ และอินเดีย ทำให้เห็นว่าดินแดนเหล่านี้เคยติดต่อกันเป็นผืนแผ่นดินเดียวกันมาก่อนเป็นทวีปเดียวกันมีชื่อว่า กอนด์วานาแลนด์ (Gondwanaland)

ต่อมาใน ค.ศ.1908-1912 เอฟ.บี.เทอร์เลอร์ (F.B.Taylor) ชาวอเมริกัน และอัลเฟรด เวเกเนอร์ (Alfred Wegener) ชาวเยอรมันได้เสนอทฤษฎีที่กล่าวถึงรายละเอียดของกลไกและกรรมวิธีต่าง ๆ ที่ทวีปจะเลื่อนแยกออกจากกันได้ เทอร์เลอร์ต้องการนำความคิดเกี่ยวกับการเลื่อนของทวีปมาอธิบายการเกิดเทือกเขาแอลป์และเทือกเขาพิมาลัยเท่านั้น แต่เวเกเนอร์สนใจรูปแบบสองข้างของมหาสมุทรแอตแลนติก ซึ่งเวเกเนอร์ได้ชี้ให้เห็นหลักฐานต่าง ๆ ทางธรณีวิทยาและโบราณชีววิทยาที่แสดงว่าทวีปอเมริกา ยุโรป แอฟริกา เคยมีประวัติอยู่ร่วมกันมาก่อน และเวเกเนอร์ได้เสนอว่าทุกทวีปบนโลกเคยอยู่ติดกันเป็นมหาทวีปผืนเดียวกันมาก่อน อย่างน้อยก็ 200 ล้านปีมาแล้ว ให้ชื่อว่าแพนเจีย (Pan gaea)



● Paleomagnetic pole positions: NA-North America E-Eurasia In-India SA-South America AF-Africa AU-Australia

รูปที่ 15.22 ผืนทวีปใหญ่แพนเจียเมื่อ 225 ล้านปีมาแล้ว

(ที่มา : Wyllie, 1976 หน้า 157)

และใน ค.ศ.1937 เอ.แอล.ดู ทอยด์ (A.L.Du Toit) ได้ทำการศึกษามหาทวีป
กอนด์วานาแลนด์อย่างละเอียดและได้พบว่ามหาทวีปนี้เคยเคลื่อนย้ายผ่านหรือเข้าใกล้ขั้วโลกได้
กอนด์วานาแลนด์ได้เป็นผืนแผ่นดินเดียวจนกระทั่งเมื่อ 200 ล้านปีมาแล้วจึงได้แยกออกเป็นหลาย
ทวีป ทำให้พืชและสัตว์พันธุ์ต่าง ๆ มีวิวัฒนาการแยกสายกันออกไป

แต่จากหลักฐานในปัจจุบันนักวิทยาศาสตร์เชื่อว่ามหาทวีปคงไม่ใช่มีเพียงหนึ่งเดียว
แต่น่าจะมีสองมหาทวีปคือ มหาทวีปกอนด์วานาแลนด์ที่อยู่ทางซีกโลกใต้ตั้งที่กล่าวมาแล้ว และ
มหาทวีปลอเรเชีย (Laurasia) ในซีกโลกเหนือ

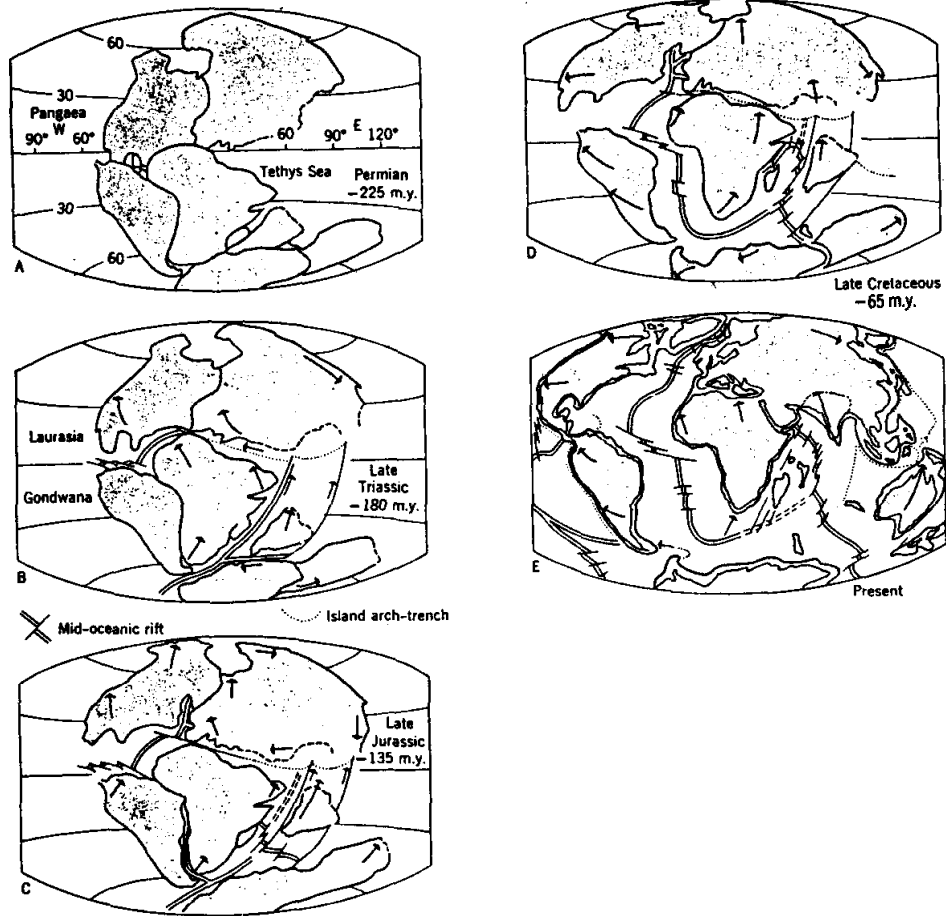
ความคิดเรื่องทวีปเลื่อนนักวิทยาศาสตร์ได้แยกออกเป็นสองพวก พวกหนึ่งสนับสนุน
ทฤษฎีที่ว่าทวีปเลื่อนได้ อีกฝ่ายหนึ่งคัดค้านเพราะเชื่อว่าชั้นเปลือกโลกและชั้นที่อยู่ภายใต้ชั้น
เปลือกโลกมีความแข็งแรงมากเกินไป ไม่มีทางที่จะเลื่อนไปมาได้

15.4.1 ทฤษฎีทวีปเลื่อน ทฤษฎีทวีปเลื่อนตามความคิดของเวเกเนอร์ และจากหลัก
ฐานต่าง ๆ ที่สนับสนุน ตำแหน่งของทวีปในช่วงเวลาต่าง ๆ จะเป็นดังนี้ (ดูรูปที่ 15.23)

1. เมื่อ 200 ล้านปีมาแล้วในยุคเพอร์เมียน แผ่นดินซึ่งเป็นทวีปต่าง ๆ บนเปลือก
โลกมีรูปร่างต่อเป็นผืนเดียวกันเรียกแพนเจีย (Pangaea) โดยมีมหาสมุทรเดี่ยวคือแพนทะเลสา
(Panthalassa) ล้อมรอบ ซึ่งแพนทะเลสาเป็นต้นกำเนิดของมหาสมุทรแปซิฟิก ส่วนทะเล
ทีทิส (Tethys sea) เป็นอ่าวใหญ่อยู่ระหว่างแอฟริกาและยูเรเชีย ซึ่งเป็นต้นกำเนิดของ
ทะเลเมดิเตอร์เรเนียน

2. อีก 20 ล้านปีต่อมาในยุคไทรแอสสิก ประมาณ 180 ล้านปีมาแล้ว กลุ่มทวีปที่อยู่
ทางเหนือมีชื่อว่าลอเรเชีย (Laurasia) ประกอบด้วยทวีปอเมริกาเหนือและทวีปยูเรเชีย ได้
แยกตัวออกจากกลุ่มทวีปที่อยู่ทางใต้มีชื่อว่ากอนด์วานาแลนด์ (Gondwanaland) ประกอบด้วย
ทวีปอเมริกาใต้ แอฟริกา อินเดีย ออสเตรเลีย และแอนตาร์กติกา ต่อมาอินเดียหลุดออกจาก
กอนด์วานาแลนด์ ในขณะที่แอฟริกา อเมริกาใต้ แยกตัวออกจากแอนตาร์กติกา
ออสเตรเลีย

3. อีก 65 ล้านปีต่อมาในยุคจูแรสสิก ประมาณ 135 ล้านปีมาแล้ว เกิดมหาสมุทร
แอตแลนติกเหนือและมหาสมุทรอินเดีย ทะเลทีทิสถูกเปิดเนื่องจากการหมุนของแผ่นดินยูเรเชีย
อินเดียจะเคลื่อนขึ้นไปทางทิศเหนือ

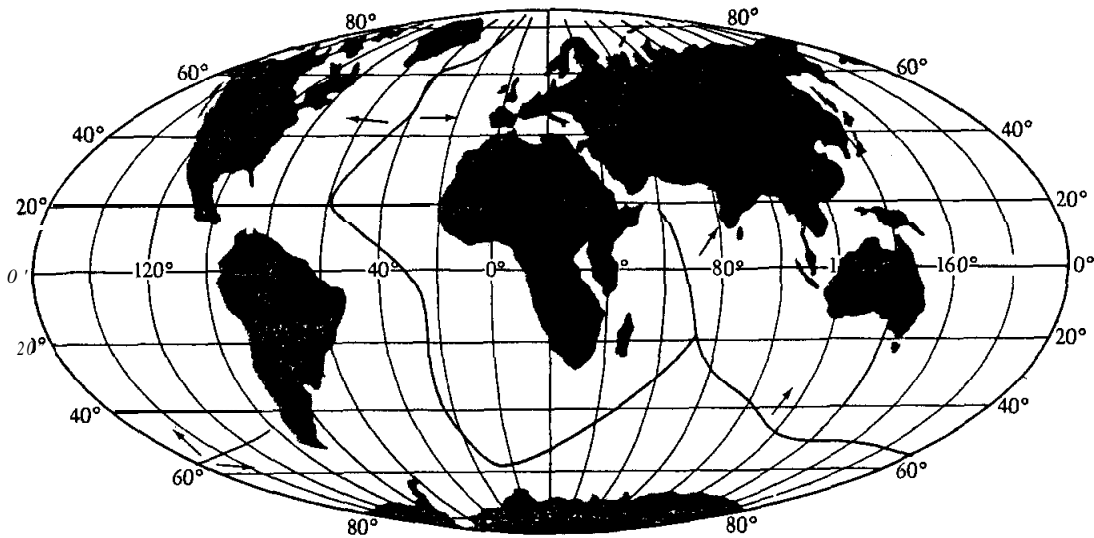


รูปที่ 15.23 การเกิดรอยแยกและการเคลื่อนที่ของทวีป (ตามลูกศร) ในห้ายุคต่าง ๆ กัน
(ที่มา : Strahler & Strahler, 1978 หน้า 379)

4. อีก 135 ล้านปีต่อมาในยุคครีเทเชียส ประมาณ 65 ล้านปีมาแล้ว มหาสมุทรแอตแลนติกได้ขยายกว้างกว่าเดิมมาก เกิดการแยกตัวของมาดากัสการ์ (Madagascar) ออกจากแอฟริกา ทะเลเมดิเตอร์เรเนียนได้เกิดขึ้นอย่างสมบูรณ์ ออสเตรเลียยังคงติดกับแอนตาร์กติกา อินเดียจะเคลื่อนขึ้นไปทางทิศเหนือมากขึ้น

5. ลักษณะโลกปัจจุบันก่อรูปร่างเมื่อ 65 ล้านปีมาแล้วในช่วงที่เรียกมหายุคซีโนโซอิก พื้นที่ทะเลเกิดขึ้นอย่างมากมาย อินเดียต่อกับเอเชียอย่างสมบูรณ์ ออสเตรเลียแยกจากแอนตาร์กติกา มหาสมุทรแอตแลนติกเหนือแยกออกจนจด มหาสมุทรอาร์กติก ทวีปอเมริกาใต้ต่อกับอเมริกาเหนือ

6. โลกอีก 50 ล้านปีข้างหน้าจะแตกต่างไปจากปัจจุบัน ถ้าการเลื่อนของทวีปยังคงดำเนินการต่อไป ผ่านแอนตาร์กติกาจะคงอยู่ที่เดิม ออสเตรเลียจะเคลื่อนไปทางทิศเหนือปะทะกับแผ่นยูเรเชีย ผ่านเส้นทางตะวันออกของทวีปแอฟริกาใต้จะแยกตัวออกและเคลื่อนไปปิดอ่าวบิสเคย์ และเกาะเลเมติเตอร์เรเนียน ส่วนปลายของรัฐแคลิฟอร์เนียในอเมริกาเหนือจะแยกออกจากทวีปและเคลื่อนไปทางทิศเหนือ พร้อมกับที่มหาสมุทรแอตแลนติกและมหาสมุทรอินเดียจะกว้างขึ้นมาก (ดูรูปที่ 15.24)

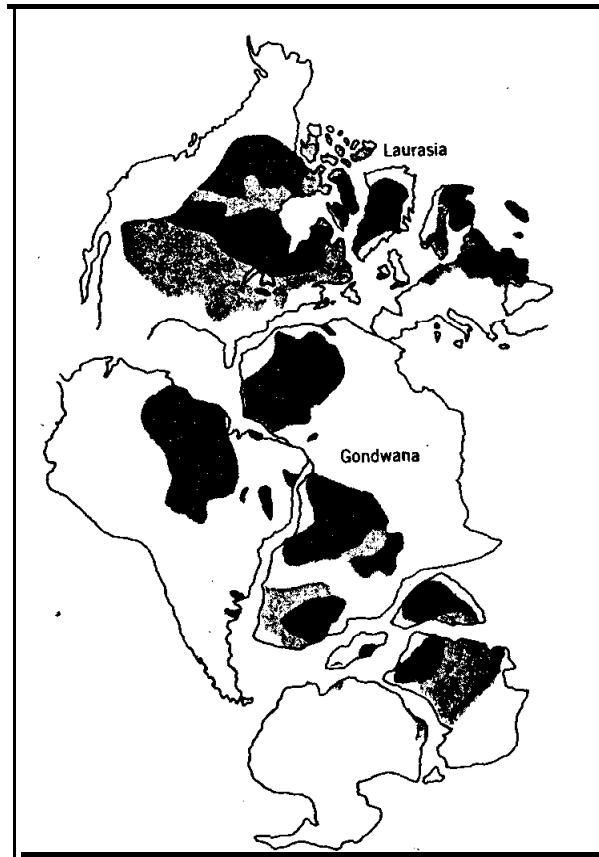


รูปที่ 15.24 ตำแหน่งของทวีปอีก 50 ล้านปีข้างหน้า

(ที่มา : Greenland & De Blij, 1977 หน้า 303)

15.4.2 หลักฐานของทวีปเลื่อน หลักฐานในตอนต้น ๆ ที่เกี่ยวกับทวีปเลื่อนเป็นการศึกษาสิ่งที่เห็นเด่นชัด เช่น รูปร่างทวีป ชนิดของหิน และซากดึกดำบรรพ์ในบริเวณต่าง ๆ แนวเทือกเขา แต่ยังไม่เป็นที่สนใจของนักวิทยาศาสตร์มากนัก จนกระทั่งได้มีการศึกษาวิจัยเรื่องอำนาจแม่เหล็กโบราณ ทฤษฎีทวีปเลื่อนจึงได้รับความสนใจขึ้นมาอีก

1. ลักษณะรูปร่างของทวีปต่าง ๆ คือการที่ขอบทวีปต่าง ๆ มักจะประกบเข้ากันได้ได้อย่างสนิทพอดี เช่น ชายฝั่งตะวันออกเฉียงของทวีปอเมริกาใต้จะต่อประกบพอดีกับชายฝั่งตะวันตกของทวีปแอฟริกา เป็นต้น นักวิทยาศาสตร์ได้ใช้คอมพิวเตอร์ปรับขนาดทวีปทั้งสองให้ต่อเข้ากันได้ดี แสดงว่าทั้งสองทวีปนี้เคยติดต่อกันเป็นผืนเดียวกันมาก่อน ต่อมาจึงแยกออกจากกันจนเป็นแบบที่เห็นในปัจจุบัน (ดูรูปที่ 15.25)



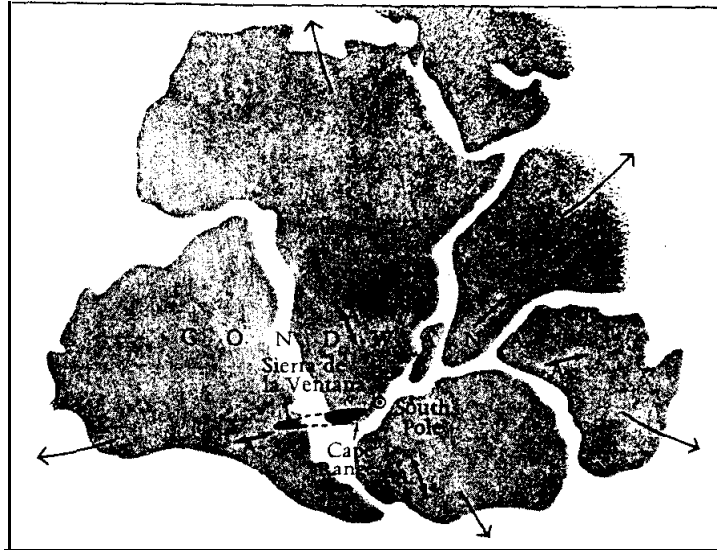
รูปที่ 15.25 การประกบเข้ากันของทวีปต่าง ๆ และบริเวณสีดำเข้มเป็นหินที่มีอายุมาก สีจางเป็นหินที่มีอายุน้อย

(ที่มา : Strahler & Strahler, 1978 หน้า 378)

2. โครงสร้างและอายุของหิน ลักษณะโครงสร้างทางธรณีวิทยาพวกเทือกเขาบนทวีปหนึ่งซึ่งอาจวางตัวยาวไปสิ้นสุดลงที่ชายฝั่ง และอาจทอดตัวข้ามมหาสมุทรไปต่อกับเทือกเขาอื่นของทวีปตรงข้ามได้ เช่นเทือกเขา Cape Range ในแอฟริกาใต้ ต่อกับเทือกเขา

Sierra de la Ventana ใน อาร์เจนตินา แสดงว่าเทือกเขาเหล่านี้เคยต่อเชื่อมเป็นเทือกเดียวกันแต่ถูกตัดขาดแล้วแยกตัวออกจากกันในเวลาต่อมา (ดูรูปที่ 15.26)

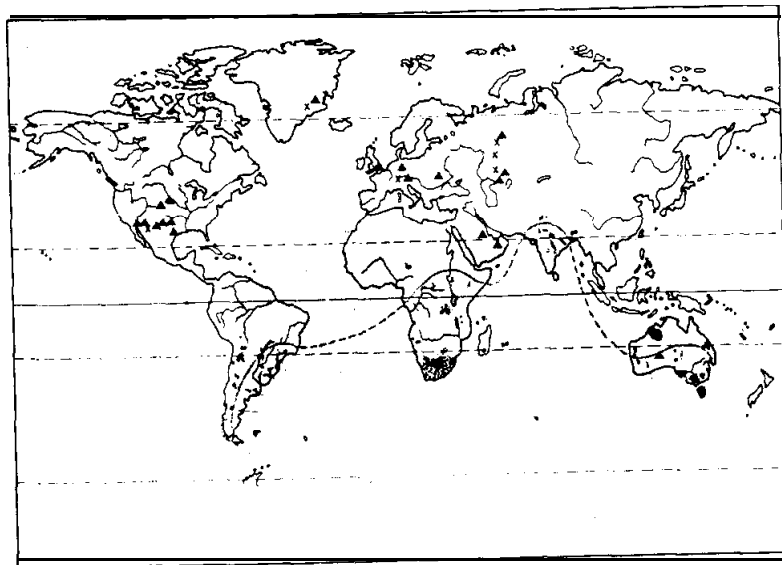
และจากการศึกษาหินอัคนีและหินแปรบริเวณตะวันตกของแอฟริกาใต้และตะวันออกกลางของอเมริกาใต้ จะมีอายุเดียวกันจากการวัดอายุทางกัมมันตรังสี เมื่อเชื่อมต่อกว๊วบั้งสองเข้าด้วยกันจะพบว่าบริเวณที่หินอายุเดียวกันจะต่อประสานกันพอดี (ดูรูปที่ 15.25)



รูปที่ 15.26 โครงสร้างเทือกเขาที่ต่อเนื่อง A เป็นแนวอำนาจแม่เหล็กโบราณที่บอกตำแหน่งขั้วโลกได้จะอยู่ระหว่างแอฟริกาและแอนตาร์กติกา (ที่มา : Greenland & De Blij, 1977 หน้า 209)

3. หลักฐานทางภูมิอากาศในอดีต การศึกษาสภาพภูมิอากาศในอดีตเป็นการยืนยันว่าทวีปเคยเป็นผืนเดียวกันมาก่อน อาศัยหลักของแถบภูมิอากาศในปัจจุบันซึ่งจะอยู่ในแนวขนานกับเส้นศูนย์สูตร โดยแบ่งบริเวณต่าง ๆ ของโลกเป็นเขตร้อนในแถบเส้นศูนย์สูตรไปจนถึงเขตหนาวจัดบริเวณขั้วโลก ดังนั้นแถบภูมิอากาศในอดีตทางธรณีวิทยาก็น่าจะมีลักษณะทำนองเดียวกัน แต่อาจต่างกันตรงที่ตำแหน่งขั้วโลกและเส้นศูนย์สูตรในอดีตเป็นคนละตำแหน่งกับปัจจุบัน เนื่องจากเกิดการเปลี่ยนตำแหน่งของขั้วโลกและเกิดจากการเปลี่ยนตำแหน่งของทวีปต่าง ๆ ที่สัมพันธ์กัน ทำให้เขตภูมิอากาศเปลี่ยนแปลงไป

ธารน้ำแข็งในปลายมหายุคพาลีโอโซอิกจะปกคลุมบริเวณอเมริกาใต้ แอฟริกาใต้ อินเดีย ออสเตรเลีย และแอนตาร์กติกา เพราะเราพบตะกอนธารน้ำแข็งที่แข็งตัวเป็นหินตะกอนทิลไลต์ที่บริเวณเหล่านี้มีลักษณะคล้ายคลึงกัน และในหลายแห่งพบว่าหินทิลไลต์วางตัวอยู่บนพื้นหินที่อายุมากกว่ามีริ้วลายขนาน (striation) และการขัดสีที่เกิดจากธารน้ำแข็งในอดีต ดังนั้น สิ่งที่เราสังเกตได้คือบริเวณที่มีธารน้ำแข็งปกคลุมในตอนปลายมหายุคพาลีโอโซอิกปัจจุบัน ไม่มีธารน้ำแข็งเหลือให้เห็นยกเว้นทวีปแอนตาร์กติกา และทิศทางการเคลื่อนที่ของธารน้ำแข็งบอกให้ทราบว่าในแอฟริกาและอเมริกาใต้จะปกคลุมด้วยผืนน้ำแข็งเดียวกัน ในขณะที่ทั้งสองทวีปยังไม่แยกออกจากกัน ปรากฏการณ์ดังกล่าวสรุปได้ 2 อย่างคือ จากการพบหลักฐานธารน้ำแข็งในเขตร้อนและเขตกึ่งร้อนในปัจจุบัน แสดงว่าขั้วโลกใต้ของช่วงเวลานั้นอาจอยู่ในบริเวณหรือใกล้บริเวณแอฟริกาใต้ และจากทิศทางการเคลื่อนที่ของธารน้ำแข็งที่ต่อเนื่องในบริเวณต่าง ๆ ชี้ให้เห็นว่าทวีปทั้งหมดเป็นผืนเดียวกันอยู่ทางซีกโลกใต้ ในเวลาต่อมาทวีปได้แตกตัวออกและเคลื่อนที่จากตำแหน่งเดิมมาอยู่ที่ตำแหน่งปัจจุบัน (ดูรูปที่ 15.26 และ 15.27)



รูปที่ 15.27 แผนที่แสดงบริเวณธารน้ำแข็งในอดีตทางซีกโลกใต้ (พื้นที่เป็นสีดำ) บริเวณที่พบแหล่งตะกอนระเหย (รูปสามเหลี่ยม) และซากปะการังโบราณ (รูปกากบาท)

(ที่มา : Foster, 1983 หน้า 281)

แหล่งตะกอนระเหยและซากปะการัง โบราณใช้เป็นหลักฐานแสดงสภาพภูมิอากาศได้ โดยทั่วไปแหล่งตะกอนระเหย (evaporite deposits) บอกสภาพอากาศที่ร้อนและแห้งแล้ง แหล่งซากปะการัง โบราณก็เช่นกัน แหล่งตะกอนระเหยบริเวณซีกโลกเหนือได้เคลื่อนจากบริเวณใกล้ขั้วโลกในยุคออร์โดวิเซียนและยุคไซลูเรียน มาอยู่ในตำแหน่งแถบทะเลทรายปัจจุบัน แสดงให้เห็นว่ามีการเคลื่อนที่ระหว่างทวีปกับขั้วโลกในอดีต

ส่วนซากปะการัง โบราณในปัจจุบันจะอยู่เฉพาะเขตอบอุ่นระหว่างเส้นรุ้ง 30 องศาเหนือและใต้เส้นศูนย์สูตร ซากปะการัง โบราณก็เกิดในสภาพอากาศเช่นปัจจุบัน เราพบซากปะการัง โบราณอยู่เลยเส้นศูนย์สูตรปัจจุบันไปทางเหนือ แสดงให้เห็นว่าการเคลื่อนที่ของเขตภูมิอากาศไปตามกาลเวลาเช่นกัน (ดูรูปที่ 15.27)

4. ซากดึกดำบรรพ์ หลังจากการละลายของธารน้ำแข็งในปลายยุคพาลีโอโซอิกทางซีกโลกใต้ ได้มีพืชบกชั้นต่ำชนิดหนึ่งเกิดขึ้นอย่างแพร่หลายคือ *Glossopteris flora* เป็นพืชพวกเฟิร์นมีเมล็ด เราพบพืชดึกดำบรรพ์ชนิดนี้ในตะกอนธารน้ำแข็งที่บอกสภาพอากาศหนาวเย็นที่ออสเตรเลีย อินเดีย แอฟริกาใต้ อเมริกาใต้ และบริเวณที่อยู่ภายในรัศมี 480 กิโลเมตรจากขั้วโลกใต้ในแอนตาร์กติกา การที่มีซากดึกดำบรรพ์ชนิดนี้ในหินที่มีอายุเดียวกันในทวีปต่าง ๆ ทางใต้นั้นแสดงว่าทวีปมีการเลื่อน เพราะเมล็ดพืชโตเกินกว่าที่จะถูกลมพัดข้ามมหาสมุทรได้

นอกจากนี้พบซากดึกดำบรรพ์ของสัตว์เลื้อยคลาน 2 ชนิด คือ *Mesosaurus* เกิดในปลายยุคเพอร์เมียน พบที่บราซิลและแอฟริกาใต้ และอีกชนิดหนึ่งคือ *Lystrosaurus* เกิดในยุคไทรแอสสิก พบในแอฟริกาใต้และเทือกเขา *Alesandra range* ในทวีปแอนตาร์กติกา สัตว์เลื้อยคลานทั้ง 2 ชนิดนี้จะอาศัยในน้ำแต่ไม่ใช้น้ำทะเล เชื่อว่ามันไม่สามารถว่ายน้ำข้ามมหาสมุทรได้ จึงใช้เป็นหลักฐานแสดงว่าทวีปเคยเชื่อมต่อกันเป็นผืนเดียวกันมาก่อน

5. อานาจแม่เหล็กโบราณ (Paleomagnetism) หลักฐานจากการศึกษาอานาจแม่เหล็กโบราณ จะสนับสนุนทวีปเลื่อนได้อย่างดี การศึกษาอานาจแม่เหล็กโลกโบราณเป็นการศึกษาทิศทางความเข้มของสนามแม่เหล็กในหิน หินจะถูกเหนี่ยวนำให้เกิดอานาจแม่เหล็ก คืออะตอมถูกบังคับให้อยู่ในแนวเดียวกับสนามแม่เหล็กโลกในเวลาที่หินนั้นเริ่มเย็นตัวในกรณีหินอัคนีหรือในกรณีของหินตะกอนได้แก่เวลาที่ตะกอนที่มีแร่เหล็กปนเริ่มตกทับถมกัน เพราะฉะนั้นสนามแม่เหล็กโลกในอดีตจะถูกบันทึกอยู่ในหินที่เกิดขึ้นในเวลานั้น ๆ ผลที่ได้จากการวัดสนามแม่เหล็ก

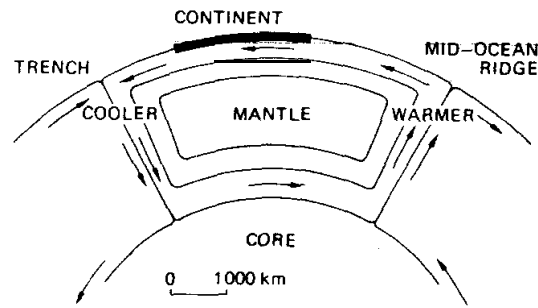
ในหินได้แสดงให้เห็นว่าทิศทางสนามแม่เหล็กโลกได้เปลี่ยนแปลงกลับไปกลับมาตลอดเวลา และตำแหน่งของขั้วแม่เหล็กโลกไม่คงที่ เปลี่ยนไปอย่างมีความสัมพันธ์กับการเคลื่อนที่ของทวีปต่าง ๆ ด้วย ในแต่ละยุคทางธรณีผลการวัดหาตำแหน่งขั้วแม่เหล็กโลกจากหลาย ๆ ทวีปจะไม่ตรงกัน ดังนั้นทวีปต่าง ๆ คงจะต้องมีการเคลื่อนที่เป็นอิสระต่อกัน จึงอาจสรุปได้ว่าทวีปจะต้องเคลื่อนที่อย่างแน่นอน อย่างเช่นทวีปต่าง ๆ ในซีกโลกใต้ได้เคลื่อนที่แยกออกจากกันจากขั้วโลกใต้ขึ้นมาทางเหนือ (ดูรูปที่ 15.22 และ 15.26)

15.5 การขยายตัวของพื้นทะเล

หลักฐานต่าง ๆ ที่สนับสนุนทวีปเคลื่อนที่ที่กล่าวมาแล้วยังไม่ได้อธิบายสาเหตุที่ทำให้ทวีปเลื่อนออกจากกันจนกระทั่งได้มีการศึกษาสนามแม่เหล็กโบราณในหินของพื้นมหาสมุทร ทำให้ได้ความคิดว่าทวีปเลื่อนได้เนื่องจากการขยายตัวของพื้นทะเล (Sea-floor spreading) ไปดันทวีปทั้งหลายให้เลื่อนไป และเกิดพื้นที่ใหม่ขึ้นในมหาสมุทรระหว่างทวีปนั้น

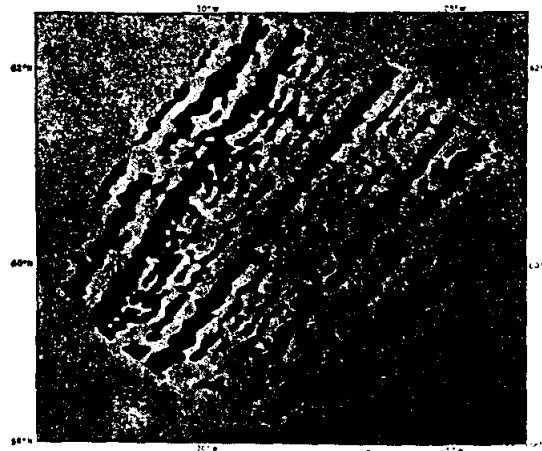
ความคิดเรื่องการขยายตัวของพื้นทะเลเริ่มเมื่อตอนปลายทศวรรษ 1950 มอริซ อีวิง (Maurice Ewing) และบรูซ ฮีเซน (Bruce Heezen) ชาวอเมริกันได้ศึกษาภูมิประเทศของพื้นมหาสมุทร และสรุปว่าเปลือกโลกส่วนมหาสมุทรมีความหนาแน่นน้อยกว่าเปลือกโลกส่วนทวีป และบริเวณพื้นมหาสมุทรมีแนวสันเขา (ocean ridge) ยาวต่อเนื่องกันหมด

ในปี 1960 แฮร์รี เฮสส์ (Harry Hess) ได้ศึกษางานของอีวิง และเสนอความคิดที่คล้ายกับอาร์เธอร์ โฮล์มส์ (Arthur Holmes) เสนอในปี 1928 อธิบายว่า แนวสันเขาต่าง ๆ ในมหาสมุทรจะอยู่บริเวณที่กระแสการพาความร้อนจากชั้นแมนเทิลเคลื่อนขึ้นมาและพื้นมหาสมุทรถูกดึงออกจากกัน และมีเปลือกโลกใหม่เกิดขึ้นในส่วนของระบบหุบเขาทุรุดทั่วโลก นี่คือการกำเนิดข้อคิดเห็นเกี่ยวกับการขยายตัวของพื้นทะเลและผลักดันให้ทวีปเกิดการเคลื่อน จึงได้ตั้งทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเลขึ้นมา (ดูรูปที่ 15.28)



รูปที่ 15.28 กระแสพาความร้อนในชั้นแมนเทิลทำให้เกิดการขยายตัวของพื้นทะเล และทวีปเลื่อน ความคิดของเฮสส์
(ที่มา : Gass & others, 1972 หน้า 236)

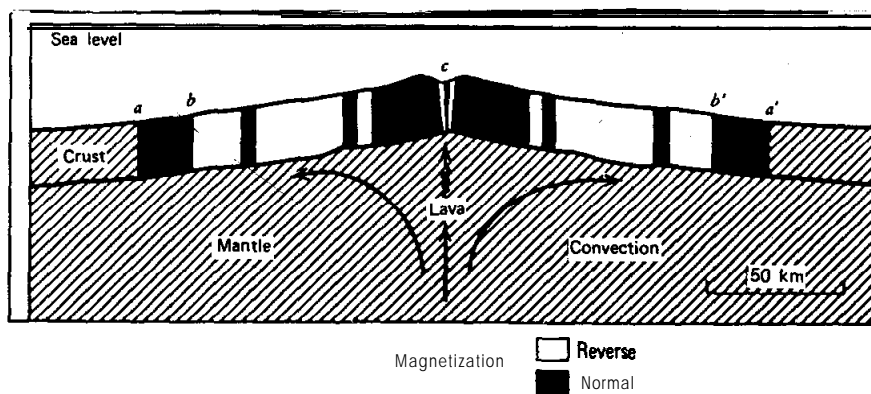
และในช่วงต้นและกลางทศวรรษ 1960 นี้ นักธรณีฟิสิกส์จำนวนมากได้ศึกษาอำนาจแม่เหล็กโบราณในบริเวณที่เป็นพื้นมหาสมุทร ได้พบการเปลี่ยนแปลงในความเข้มสนามแม่เหล็กที่ได้จากการวัดหินพื้นมหาสมุทร โดยมีลักษณะเป็นแถบของบริเวณที่มีค่าความเข้มมาก-น้อยสลับกัน และขนานไปกับแนวสันเขา และค่าการเปลี่ยนแปลงทั้งสองข้างแนวสันเขานี้เหมือนกันทั้งสองข้าง (ดูรูปที่ 15.29)



รูปที่ 15.29 แสดงแถบสลับกันของค่าความเข้มแม่เหล็กวัดที่ Reykjanes ridge มหาสมุทรแอตแลนติก
(ที่มา : Ojakangas & Darby, 1976 หน้า 101)

ประมาณปี ค.ศ.1963 เอฟ.ไวน์ (F.Vine) และ ดี.เฮช.แมตทิวส์ (D.H. Mattews) ได้เสนอว่า แถบสลับกันของค่าความเข้มแม่เหล็กมาก-น้อยนั้น แสดงถึงการที่หินพื้นมหาสมุทรได้รับอิทธิพลสนามแม่เหล็กโลกแบบขั้วปกติและแบบขั้วผกผัน (normal and reverse polarity) หรือขั้วแม่เหล็กมีการกลับขั้วในช่วงเวลาต่าง ๆ กัน

15.5.1 ทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล จากข้อมูลต่าง ๆ สามารถอธิบายการขยายตัวของพื้นทะเลได้ดังนี้ หินหนืดภายในชั้นแมนเทิลถูกพาขึ้นมาตรงรอยแยกที่พบเป็นหุบเขาทรุดตามแนวยอดของสันเขา เมื่อหินหนืดเย็นตัวก็จะรับอำนาจแม่เหล็กจากสนามแม่เหล็กโลกขณะนั้น หลังจากหินหนืดจากชั้นแมนเทิลกลายเป็นหินอัคนี การแยกตัวของหินพื้นทะเลตามแนวสันเขาก็เกิดขึ้นอีก ผลักดันให้หินเดิมไกลออกไปจากแนวสันเขาอยู่เรื่อย ๆ ฉะนั้นทุกครั้งที่สนามแม่เหล็กโลกมีการกลับขั้ว ข้อมูลทางอำนาจแม่เหล็กจะถูกบันทึกไว้ในหินที่เกิดต่อเนื่องตลอดเวลาในหุบเขาทรุด (ดูรูปที่ 15.30)



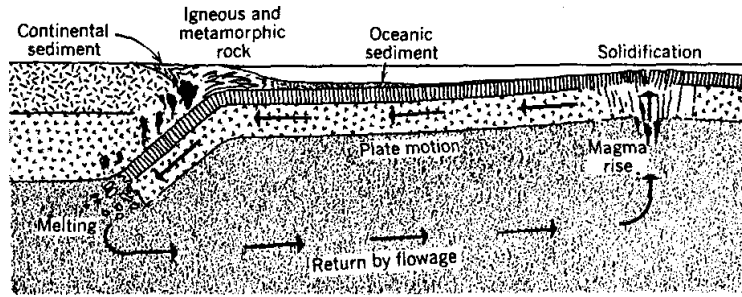
รูปที่ 15.30 การเกิดแถบความเข้มสนามแม่เหล็กที่สัมพันธ์กับการขยายตัวของพื้นทะเล

บริเวณสันเขา

(ที่มา : Wyllie, 1976 หน้า 140)

บริเวณตรงกลางของสันเขาหินจะมีอายุน้อยสุดและเมื่อไกลจากตรงกลางของสันเขาออกไปหินจะมีอายุมากขึ้น แต่ไม่เกิน 200 ล้านปี การที่หินในพื้นมหาสมุทรมีอายุมากที่สุดประมาณเพียง 200 ล้านปี ซึ่งต่างจากหินอายุมากบนพื้นทวีปมีอายุประมาณ 3500 ล้านปี เนื่องจากเปลือกโลกส่วนมหาสมุทรได้มุดตัวลงสู่เบื้องล่างและหลอมละลายใหม่เป็นหินหนืดไหลกลับ

ตำแหน่งเดิมและปะทุขึ้นมาบริเวณเส้นเขายอก (ดูรูปที่ 15.31)



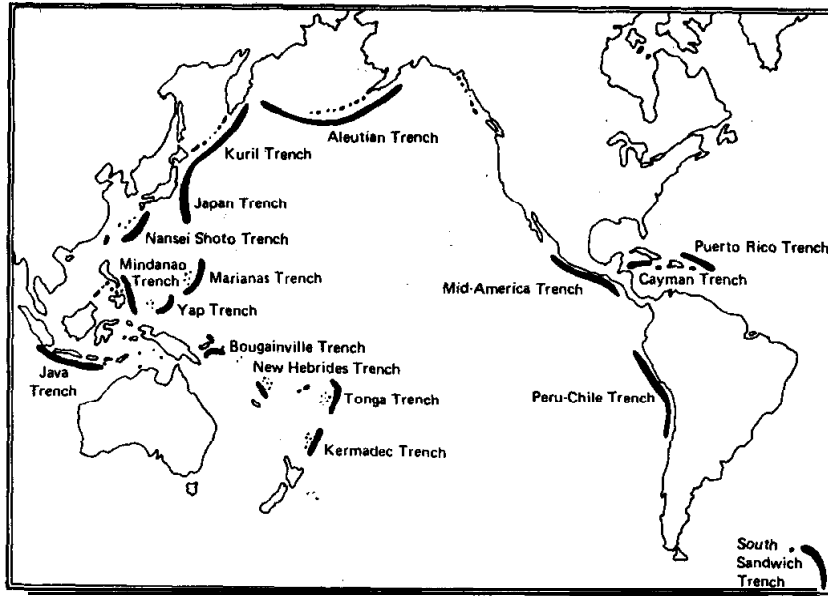
รูปที่ 15.31 การขยายตัวของพื้นทะเล

(ที่มา : Strahler & Strahler, 1978 หน้า 380)

อัตราการขยายตัวของพื้นทะเลตามแนวสันเขาจะเปลี่ยนไปตามสถานที่ ในมหาสมุทรแอตแลนติกเหนืออัตราการขยายตัวของพื้นทะเลมีค่าประมาณ 1 เซนติเมตรต่อปี และทางตอนใต้ประมาณ 2.3 เซนติเมตรต่อปี

พบว่าอัตราการขยายตัวและทิศทางของการขยายพอดีกับอัตราการเคลื่อนที่และทิศทางของการเคลื่อนตัวของทวีปพอดี จึงสรุปได้ว่า พื้นทะเลที่ขยายตัวออกเป็นตัวที่ดันทวีปให้เลื่อนขยับไปนั่นเอง

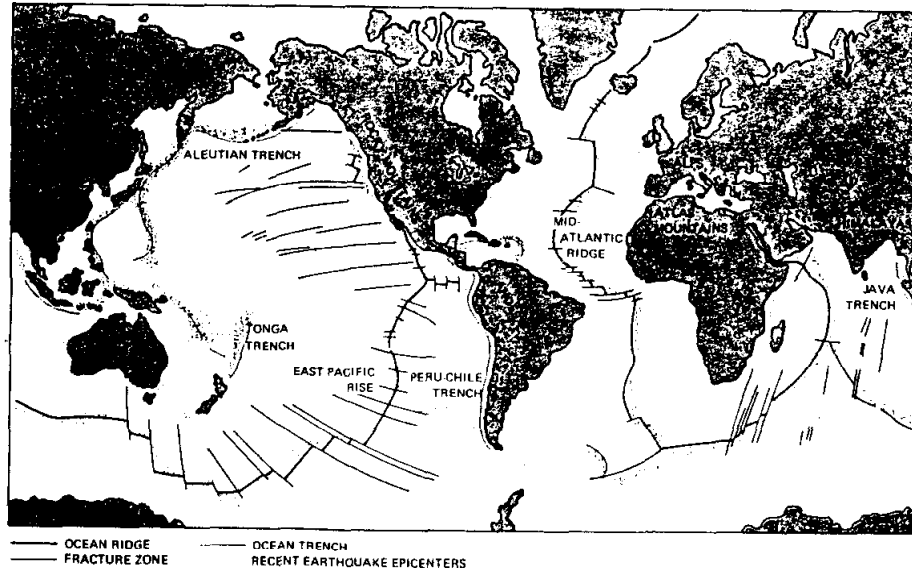
15.5.2 ร่องลึกและรอยเลื่อนแฉ่ง ร่องลึกในพื้นทะเลหรือมหาสมุทรที่มีลักษณะแคบยาวและขอบสูงชัน พบในบริเวณขอบทวีปเป็นแนวขนานกับชายฝั่ง และบริเวณมหาสมุทรใกล้หมู่เกาะภูเขาไฟรูปโค้งมีลักษณะโค้ง ร่องที่ลึกสุดคือร่องลึกมาเรียนา (Mariana trench) ลึกประมาณ 11,022 เมตร อยู่ในมหาสมุทรแปซิฟิก (ดูรูปที่ 15.32)



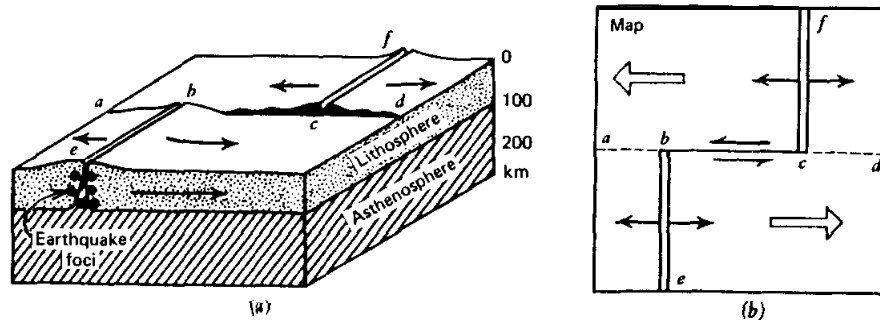
รูปที่ 15.32 ร่องลึกในมหาสมุทรแปซิฟิกและทางตะวันตกของมหาสมุทรแอตแลนติก
(ที่มา : Ojakangas & Darby, 1976 หน้า 13)

ร่องลึกก็คือเขตมุดตัวของเปลือกโลก (subduction zone) เฮลส์อธิบายว่าการเคลื่อนที่ของเปลือกโลกที่เย็นจะมุดลงสู่ชั้นแมนเทิล โดยวงจรการพาความร้อนในชั้นแมนเทิลและลาดลงสู่พื้นมหาสมุทรหรือพื้นทวีป จากการศึกษาแผ่นดินไหวของฮิวโก เบนีโอฟฟ์ (Hugo Benioff) ในช่วงทศวรรษ 1950 บริเวณร่องลึกจะมีจุดโฟกัสของแผ่นดินไหวที่ระดับต่าง ๆ

บริเวณแนวสันเขาจะพบรอยแตกขวางสันเขาจำนวนมากและทำให้สันเขาเคลื่อนจากกัน (ดูรูปที่ 15.33) รอยแตกนี้คือรอยเลื่อนแปลง (transform fault) เป็นรอยเลื่อนตามแนวระดับแบบหนึ่ง ซึ่งมีการเคลื่อนที่เป็นแบบตามแนววางตัว (strike-slip) บนระนาบที่ตั้งฉากกับแนวสันเขา โดยมีทิศทางเลื่อนออกจากยอดของแนวสันเขา (ดูรูปที่ 15.34) ในปี ค.ศ.1965 เจ.ทูโซ วิลสัน (J.Tozo Wilson) ได้เสนอว่ารอยแตกเหล่านี้เป็นรอยเลื่อนที่เกิดจากอัตราการขยายตัวที่แตกต่างกัน การเปลี่ยนแปลงเกิดขึ้นเพื่อทดแทน



รูปที่ 15.33 แสดงแนวสันเขาในมหาสมุทรแปซิฟิกและมหาสมุทรแอตแลนติกที่มีรอยเลื่อนแปลง ร่องลึกและจุดอีพิเซนเตอร์แผ่นดินไหวปัจจุบัน (ที่มา : Ojakangas & Darby, 1976 หน้า 14)



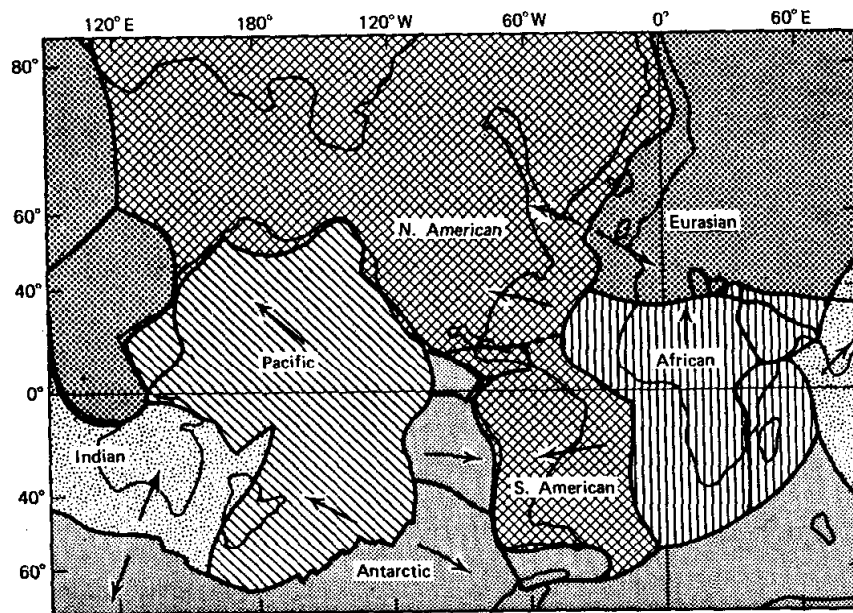
รูปที่ 15.34 แสดงการเคลื่อนที่ของเพลตที่สัมพันธ์กันระหว่างสันเขาและรอยเลื่อนแปลง (a) บล็อกไคอะแกรม มีจุดกำเนิดแผ่นดินไหวในชั้นลิโทสเฟียร์ใต้แนวสันเขา (b) แผนที่ ไม่มีจุดกำเนิดแผ่นดินไหวบริเวณรอยเลื่อนแปลงได้ d แต่จะมีอยู่บริเวณส่วนของรอยเลื่อน bc. (ที่มา : Wyllie, 1976 หน้า 65)

15.6 เพลตเทกโทนิคส์

ในปี ค.ศ.1961 โรเบิร์ต ดีตซ์ (Robert Dietz) ได้ให้ความเห็นว่าเพลตเทกโทนิคส์ (Plate tectonics) คือการรวบรวมเอาความคิดต่าง ๆ เข้าด้วยกันทั้งทวีปเคลื่อน การขยายตัวของพื้นทะเล รวมทั้งรอยเลื่อนแปลงและการมุดตัวของเปลือกโลก

ปี ค.ศ.1968 ไบรอัน ไอแซคส์ (Bryan Isacks) แจ็ก โอลิเวอร์ (Jack Oliver) และ แอล.อาร์ ไชกส์ (L.R.Sykes) นักธรณีฟิสิกส์ชาวอเมริกัน ได้อธิบายเกี่ยวกับทฤษฎีเพลตเทกโทนิคส์ว่า ชั้นลิโทสเฟียร์ หรือธรณีภาคชั้นนอกซึ่งมีความหนาประมาณ 100 กิโลเมตร ประกอบด้วยชั้นเปลือกโลกกับชั้นแมนเทิลส่วนบนมีสภาพเป็นของแข็ง (rigid) และเย็นตัว ถูกแบ่งออกเป็นแผ่นหรือเพลตใหญ่ ๆ 6 เพลต และมีเพลตเล็ก ๆ แทรกอยู่ภายในหรือระหว่างเพลตใหญ่อีกหลายเพลต เพลตใหญ่ได้แก่ยูเรเชีย แอฟริกัน อเมริกาเหนือและใต้ แปซิฟิก อินเดีย แอนตาร์กติกา (ดูรูปที่ 15.35) เพลตหนึ่ง ๆ อาจมีทั้งส่วนที่เป็นพื้นทวีปและพื้นมหาสมุทรเช่น อเมริกาเหนือเพลต บางเพลตประกอบด้วยพื้นมหาสมุทรล้วน ๆ เช่น แปซิฟิกเพลต ขอบเขตของเพลตเหล่านี้ได้แก่แนวแผ่นดินไหวและแนวภูเขาไฟที่ปรากฏในปัจจุบัน

หรือบริเวณเขตมุดตัวของเปลือกโลก แนวสันเขาใต้ทะเล



รูปที่ 15.35 แสดงเพลตใหญ่ ๆ 6 เพลต และลูกศรแสดงการเคลื่อนที่ของเพลต

(ที่มา : Wyllie, 1976 หน้า 62)

ธรณีภาคชั้นนอกจะลอยอยู่บนธรณีภาคชั้นกลางหรือแอสโทโนสเฟียร์ ชั้นนี้จะอยู่ที่ระดับความลึกระหว่าง 100-300 กิโลเมตร ประกอบด้วยชั้นแมนเทิลส่วนล่าง หินจะร้อนและอ่อน ไกล่หลอมละลายและสามารถไหลได้ และลึกจากระดับ 300 กิโลเมตรลงไปหินจะร้อนและแข็ง แกร่งเป็นธรณีภาคชั้นในหรือมีโอสเฟียร์ (mesosphere) ดังนั้นเพลตแต่ละเพลตจะไม่อยู่นิ่งกับที่ จะมีการเคลื่อนที่ บางเพลตอาจเคลื่อนที่ไปชนกับอีกเพลตหนึ่งทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงรูปร่าง และขนาดตรงส่วนที่เป็นขอบ เพลตบางเพลตก็เคลื่อนที่ห่างออกจากกันหรือเคลื่อนที่สวนทางกัน

15.6.1 การแบ่งชนิดขอบเขตของเพลต (Classification of Plate boundaries) การเคลื่อนที่ของเพลตต่าง ๆ เหล่านี้ที่มีความสัมพันธ์กับเพลตข้างเคียง ทำให้เกิดลักษณะขอบเขตของเพลตต่าง ๆ ซึ่งสามารถจัดออกได้เป็น 3 ชนิดคือ (ดูรูปที่ 15.36)

1. ขอบเขตชนิดแยกกัน (Divergent) เกิดจากเพลต 2 เพลตเคลื่อนที่ออกจากกันและกันโดยแรงดึง จะมีเปลือกโลกเกิดขึ้นใหม่ ขอบเขตชนิดนี้แบ่งเป็น

เพลตมหาสมุทรกับเพลตมหาสมุทรแยกออกจากกัน ขอบเขตแบบนี้คือบริเวณตามแนวสันเขาใต้ทะเล มีแผ่นดินไหวระดับตื้นแนวแคบ เกิดลาวาใต้น้ำ ทำให้มีหินใหม่เกิดขึ้น

เพลตทวีปกับเพลตทวีปแยกออกจากกัน ขอบเขตแบบนี้อยู่ตามแนวหุบเขาทรุด (rift valley) มีแผ่นดินไหวระดับตื้นแนวกว้าง ภูเขาไฟ

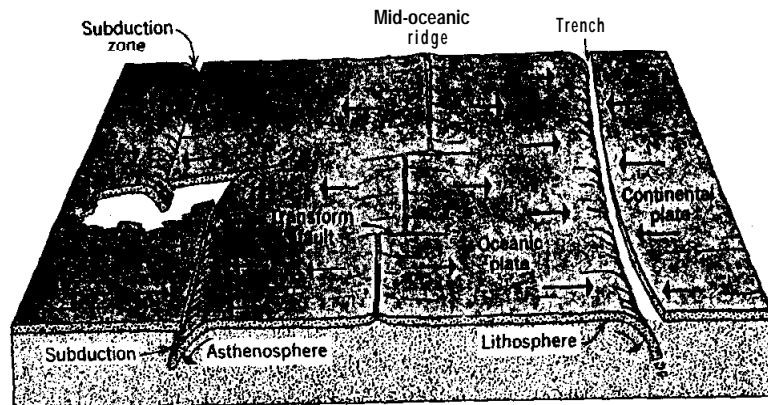
2. ขอบเขตชนิดเข้าหากัน (Convergent) เกิดจากเพลต 2 เพลตเคลื่อนเข้าหากันและกันโดยแรงอัด ทำให้เพลตหนึ่งมุดลงข้างใต้อีกเพลตหนึ่ง จะดันลงไปใต้ลึกถึง 700 กิโลเมตร และจะค่อย ๆ ละลายไป บริเวณที่เกิดการปะทะกันจนเพลตหนึ่งมุดลงไปในั้นเรียกเขตมุดตัว ทำให้เกิดร่องลึก และหมู่เกาะ โค้งขนานกับแนวมุดตัว ขอบเขตชนิดนี้แบ่งเป็น

เพลตมหาสมุทรกับเพลตมหาสมุทรชนกันจะเกิดร่องลึกมหาสมุทรและหมู่เกาะโค้ง มีแผ่นดินไหวที่ระดับตื้น ปานกลางและลึกเป็นแนวกว้าง มีภูเขาไฟ

เพลตมหาสมุทรกับเพลตทวีปชนกันเกิดร่องลึกมหาสมุทรและเทือกเขาอายุน้อยเกิดขึ้น มีแผ่นดินไหวระดับตื้น ปานกลาง (ระดับลึกมีบางครั้ง) เกิดเป็นแนวกว้าง มีภูเขาไฟ

เพลตทวีปกับเพลตทวีปชนกันจะทำให้เกิดการเสีรูปร่างรุนแรง เพราะเพลตทวีปเขาจึงไม่มีเพลตไหนจะเคลื่อนมุดลงสู่ชั้นล่างได้ เกิดเทือกเขาอายุน้อย มีแผ่นดินไหวระดับตื้น (ระดับปานกลางมีบางครั้ง) เป็นแนวกว้าง ไม่มีภูเขาไฟ

3. ขอบเขตชนิดผ่านกัน (Transform) เกิดจากเพลต 2 เพลตเคลื่อนผ่านซึ่งกันและกันในแนวอนหรือแนวรอยเลื่อนแปลง ไม่เกิดการสร้างหรือทำลายเพลต ขอบเขตชนิดนี้แบ่งเป็น



รูปที่ 15.36 ขอบเขตของเพลตทั้ง 3 ชนิด

(ที่มา : Strahler & Strahler, 1978 หน้า 374)

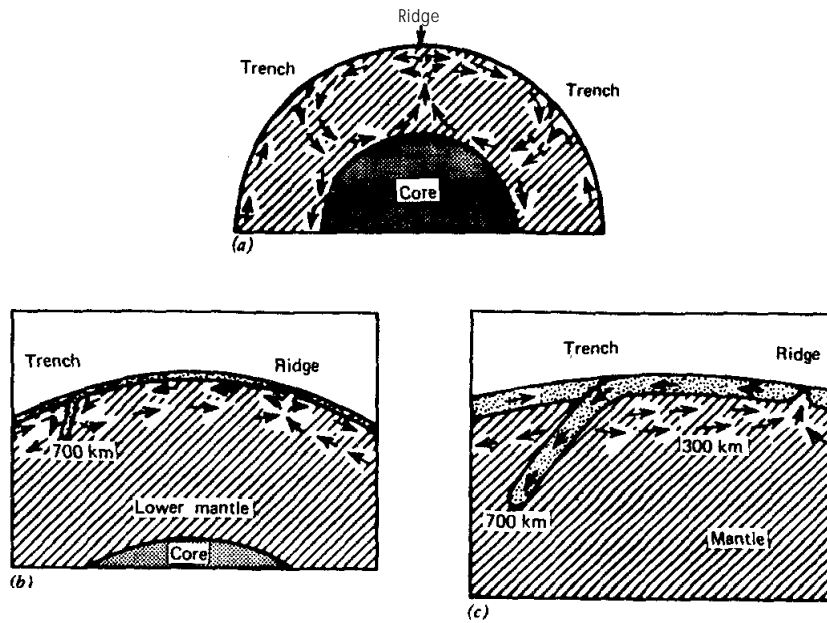
เพลตมหาสมุทรกับเพลตมหาสมุทรผ่านกัน เกิดรอยแตกขนาดใหญ่ (fracture zone) ในพื้นมหาสมุทรบริเวณสันเขาและหุบเขา มีแผ่นดินไหวระดับต้นเป็นแนวแคบ ๆ ระหว่างสันเขาที่เคลื่อนจากกัน (offset ridge) ไม่มีภูเขาไฟ

เพลตทวีปกับเพลตทวีปผ่านกันเกิดโซนรอยเลื่อน (fault zone) แผ่นดินไหวระดับต้นเป็นแนวกว้าง ไม่มีภูเขาไฟ

15.6.2 การเคลื่อนที่ของเพลต (Movement of plates) เพลตจะเคลื่อนที่ได้ในลักษณะต่าง ๆ กัน กลไกที่ทำให้เพลตเคลื่อนที่ได้มีดังนี้

1. การพาความร้อน (convection) ในชั้นแมนเทิล เป็นตัวการสำคัญที่ทำให้เพลตมีการเคลื่อนที่ซึ่งมีอยู่ด้วยกัน 3 แบบคือ การพาความร้อนที่มาจากชั้นแมนเทิลทั้งหมดเกิดเฉพาะส่วนที่เป็นชั้นแมนเทิลส่วนบนและเกิดในระดับที่ตื้นมาก ๆ ลึกไม่เกิน 300 กิโลเมตร ในลักษณะนี้ทำให้การเคลื่อนตัวของความร้อนพาทางออกในส่วนที่เป็นสันเขาใต้ทะเล (คูรูปที่

15.37)



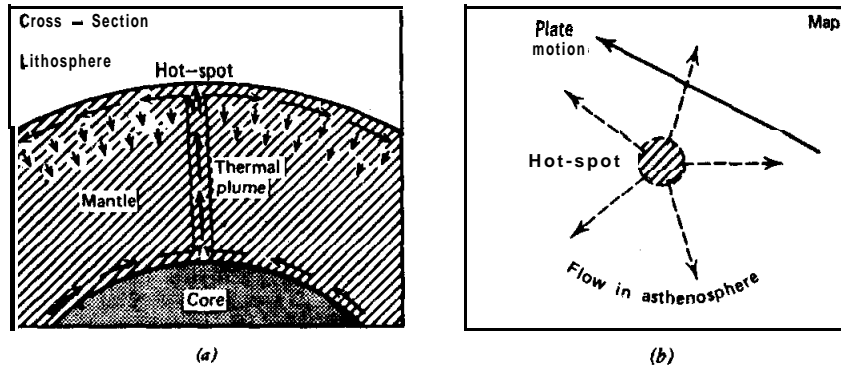
รูปที่ 15.37 การพาความร้อนจากชั้นแมนเทิล 3 แบบ (a) ชั้นแมนเทิลทั้งหมด (b) ชั้นแมนเทิลส่วนบน (c) ชั้นแมนเทิลระดับต้น

(ที่มา : Wyllie, 1976 หน้า 230)

กระแสพาความร้อนจากเบื้องล่างจะขึ้นมาตามแนวสันเขา จากการวัดค่าการไหลความร้อน (heat flow) ตามแนวสันเขาที่มีหุบเขาทรุดจะมีค่าสูงกว่าบริเวณโดยรอบ เมื่อขึ้นมาแล้วจะแยกออกจากกันเป็นสองทิศทางในแนวตรงข้ามออกจากแนวกลางของสันเขา เมื่อเย็นลงก็จะกลับสู่ด้านล่างเพื่อไปรับความร้อนอีก เป็นสาเหตุให้เพลตเคลื่อนที่

2. แมนเทิลพลม (mantle plume or thermal plume) เป็นมวลที่แข็งและร้อนของแมนเทิลเคลื่อนขึ้นมาตอนบนมีขนาดต่าง ๆ กัน ส่วนที่เป็นทางออกของความร้อนคือจุดร้อน (hot spots) หรือพลม (plume) ซึ่งมีกระจายอยู่เกือบ 20 แห่งทั่วโลกทั้งบนพื้นทวีปและพื้นมหาสมุทรหินร้อนของแมนเทิลเมื่อผุดขึ้นมาแล้วจะแผ่ขยายไปตามด้านข้างในชั้นแอสทีโนสเฟียร์ ทำให้เกิดการระเบิดของภูเขาไฟ มวลแมนเทิลโดยรอบที่เย็นกว่าจะไหลลงสู่เบื้องลึกอย่างช้า ๆ ให้อัดคู่กับมวลของแมนเทิลพลมที่ผุดขึ้นมา การเคลื่อนที่ของเพลตเกิดจากการรวมตัวกันระหว่างแรงที่ได้จากการไหลดันขึ้นมาตามแนวตั้งของพลม การไหลแผ่ตามด้านข้างโดย

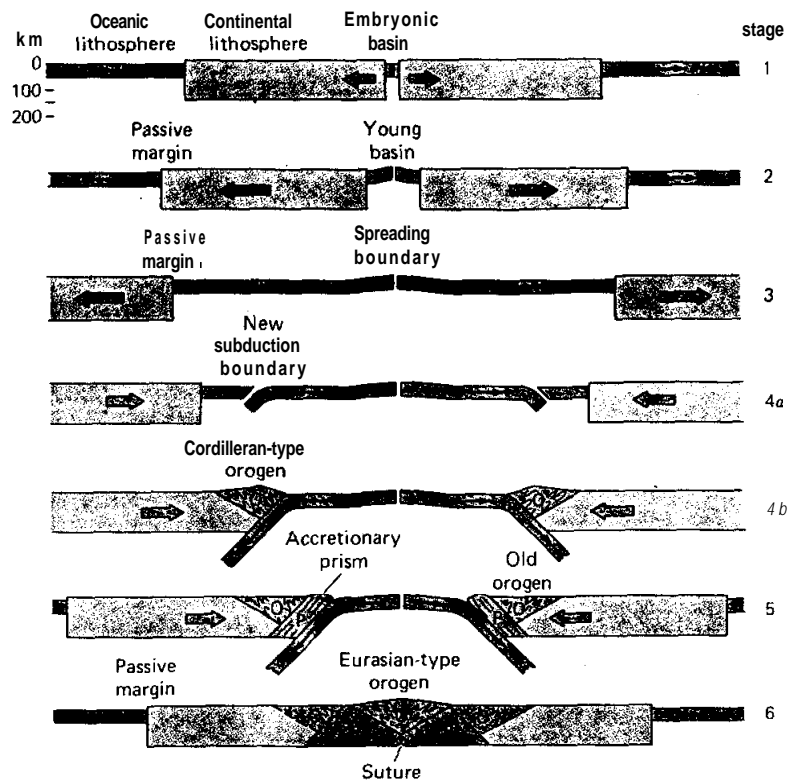
รอบและการไหลกลับสู่ที่ลึกของแมนเทิล (ดูรูปที่ 15.38)



รูปที่ 15.38 แสดงแมนเทิลพลม

(ที่มา : Wyllie, 1976 หน้า 234)

15.6.3 วงจรของเพลตเทคโทนิคส์ (Plate tectonics cycle) เจ. ทูโซ วิลสัน นักธรณีชาวแคนาดา นอกจากจะเป็นคนแรกที่เสนอเรื่องจุดร้อนและรอยเลื่อนแปลงแล้ว เขายังได้สังเกตการเคลื่อนที่ของเพลตที่เกิดขึ้นตามที่ตั้งต่าง ๆ ของโลก และจัดลำดับขั้นตอนการเปิดออกของแผ่นทวีปกลายเป็นผืนมหาสมุทร และการปิดเข้าของผืนมหาสมุทรกลับเป็นแผ่นทวีปอย่างเดิม โดยสามารถเขียนเป็นวงจรของเพลตเทคโทนิคส์ได้ หรือเรียกวงจรวิลสัน (Wilson Cycle) การเกิดวงจรของเพลตก็เพื่อให้ตัวโลกได้อยู่ในสภาวะที่สมดุล (ดูรูปที่ 15.39)



รูปที่ 15.39 วงจรของ เพลตเทกโทนิกส์
(ที่มา : Strahler, 1981 หน้า 351)

วิวัฒนาการลำดับขั้นตอนวงจรของเพลตเทกโทนิกส์ดังนี้

ขั้นตอนที่ 1 การเกิดระบบหุบเขาทรุด (Rift-valley system) บนแผ่นทวีปใหญ่ (supercontinent) เป็นการเริ่มเกิดแอ่งทรุดที่จะกลายเป็นแอ่งมหาสมุทร เนื่องจากรอยเลื่อนธรรมดาทำให้พื้นทวีปแตกแยกจะทรุดตัว (rifting) ลงด้วยแรงน้ำหนักของตัวเอง และบริเวณนี้อาจมีภูเขาไฟปะทุเกิดขึ้น ตัวอย่างบริเวณระบบหุบเขาทรุดทางตะวันออกของแอฟริกา มีภูเขาไฟเคนยา

ขั้นตอนที่ 2 เกิดอ่าวมหาสมุทรที่แคบ (Narrow ocean gulf) เป็นการเกิดแอ่งมหาสมุทรใหม่อายุน้อย โดยพื้นทวีปที่แตกออกเคลื่อนห่างจากกัน (Opening) พื้นที่ตอนล่างของหุบเขาจะบางลงไปเรื่อย ๆ กลายเป็นพื้นมหาสมุทรใหม่ ตัวอย่างบริเวณอ่าวเอเดน และทะเลแดง

ขั้นตอนที่ 3 เกิดแอ่งมหาสมุทรที่กว้าง (wide ocean basin) เป็นการเกิดพื้นมหาสมุทรกว้างที่สมบูรณ์ ที่มีขอบทวีปขนานอยู่สองข้าง เนื่องจากการขยายตัวของพื้นทะเลกว้างออกไป (spreading) ตัวอย่างบริเวณมหาสมุทรแอตแลนติกอยู่ระหว่างยุโรปและอเมริกาเหนือ

ขั้นตอนที่ 4 การลดตัวลงของแอ่งมหาสมุทร (Shrinking ocean basin) เป็นการเริ่มปิดของแอ่งมหาสมุทร โดยเกิดเขตมุดตัวใหม่บริเวณที่เพลตมหาสมุทรเข้าใกล้ขอบผืนทวีป (4a) ทำให้พื้นทะเลมีขนาดลดลง (shrinking) และบริเวณขอบผืนทวีปจะเกิดเทือกเขาชนิดคอร์ดิลเลอร์ (Cordilleran type) (4b) ตัวอย่างบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก

ขั้นตอนที่ 5 เกิดแอ่งมหาสมุทรแคบ (Narrow ocean basin) เป็นระยะสุดท้ายของแอ่งมหาสมุทรที่ปิด โดยการมุดตัวลงของเพลตที่มีอยู่เรื่อย ๆ ทำให้พื้นมหาสมุทรแคบเข้า (closing) และตะกอนที่สะสมกันจะเกิดรอยเลื่อนซ้อนทับกันขึ้นมาในบริเวณเพลตพื้นทวีป ตัวอย่างบริเวณแอ่งเมดิเตอร์เรเนียน

ขั้นตอนที่ 6 การปะทะกันของผืนทวีป (Continental collision) เป็นการปิดลงของพื้นมหาสมุทรอย่างสมบูรณ์ การปะทะกัน (collision) ของผืนทวีปทำให้เกิดเทือกเขาชนิดยูเรเชีย (Eurasian type) เหนือแนวที่ปะทะกันหรือรอยต่อ (suture) และเป็น การสิ้นสุดของวงจร ตัวอย่างบริเวณเทือกเขาหิมาลัยและที่ราบสูงทิเบต

15.6.4 กระบวนการที่เกิดร่วมกับเพลตเทกโทนิคส์ ในแต่ละลำดับขั้นวงจรของเพลตเทกโทนิคส์จะมีกระบวนการต่าง ๆ ที่สำคัญเกิดร่วมอยู่ด้วย เช่น การเกิดแผ่นดินไหวภูเขาไฟระเบิด การตกตะกอน การแปรสภาพ การเกิดแหล่งแร่มีค่า และการเกิดภูเขา

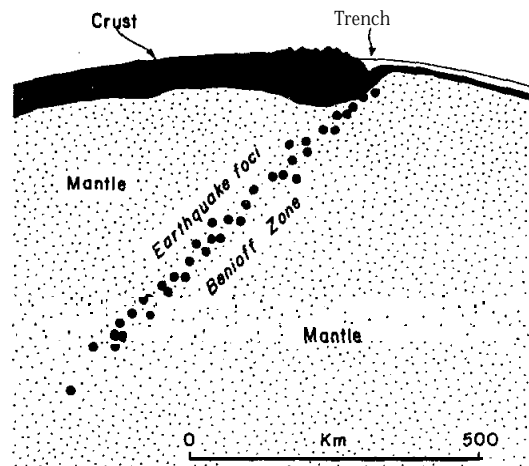
1. แผ่นดินไหว แผ่นดินไหวจะเกิดขึ้นทั่วโลก แต่ปรากฏชัดในบริเวณขอบเขตของเพลตเทกโทนิคส์ เช่น

เกิดขึ้นร่วมกับสันเขาใต้ทะเล แผ่นดินไหวจะเกิดบริเวณยอดของสันเขาหรือตามแนวแตกของรอยเลื่อนแปลงที่ทำให้สันเขาเลื่อนออกจากกัน แผ่นดินไหวจะมีจุดโฟกัสอยู่ระดับตื้น สาเหตุการเกิดแผ่นดินไหวเกิดจากการเคลื่อนที่ของหินหนืดขึ้นมาเพื่อสร้างพื้นมหาสมุทรใหม่ และแผ่นดินไหวเกิดบริเวณหุบเขาทรุดเนื่องจากรอยเลื่อนธรรมชาติ

แผ่นดินไหวเกิดบริเวณร่องลึกในทะเล และหมู่เกาะโค้งหรือขอบผืนทวีป

จะเป็นแผ่นดินไหวที่มีจุดโฟกัสทั้งระดับตื้น ปานกลาง และลึก เกิดอยู่ใต้ร่องลึก จุดโฟกัสของแผ่นดินไหวในบริเวณนี้จะไม่เกิดกระจายแต่จะมีแนวเพลนเอียงเป็นมุม 45° ไปจากร่องลึก ลึกลงใต้หมู่เกาะโคังหรือผืนทวีปเรียกแนวเอียงของเพลนนี้ว่า โซนเบนนิออฟฟ์ (Benioff zone) รูปที่ 15.40 แผ่นดินไหวซึ่งอยู่ในแนวโซนเบนนิออฟฟ์ คือบริเวณที่เป็นแนวมุดตัวของเพลต มันอาจจะเกิดอยู่ข้าง ๆ หมู่เกาะโคัง เช่น ญี่ปุ่น อินโดนีเซีย หรือขอบผืนทวีป เช่น ทางตะวันตกของอเมริกาเหนือ บริเวณแคลิฟอร์เนีย สาเหตุการเกิดแผ่นดินไหวในบริเวณนี้ เกิดจากรอยเลื่อนธรรมดาในระยะแรกที่ระดับตื้น เนื่องจากแรงดึงทำให้เพลตหักโค้งลง ต่อจากนั้นที่ระดับลึกลงไปเกิดรอยเลื่อนย้อนมุมต่ำ เนื่องจากแรงอัด ทำให้เพลตเลื่อนและมุดลงไปในชั้นแมนเทิล และแผ่นดินไหวระดับลึกเป็นรอยเลื่อนย้อน

แผ่นดินไหวเกิดร่วมกับเทือกเขา เช่น แนวเทือกเขาหิมาลัย แอลไพน์ เป็นแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นในระดับตื้นมีบ้างในพวกระดับปานกลาง เทือกเขาเหล่านี้เกิดจากการชนกันระหว่างเพลตทวีปกับเพลตทวีป



รูปที่ 15.40 จุดโฟกัสของแผ่นดินไหวในโซนเบนนิออฟฟ์ตามแนวมุดตัวของเพลตมหาสมุทรลงใต้เพลตทวีป

(ที่มา : Allen, 1975 หน้า 135)

2. ภูเขาไฟ การแผ่กระจายของภูเขาไฟจะเหมือนกับแผ่นดินไหวคือจะมีมากในบริเวณแนวหมู่เกาะโคังและแนวสันเขา เป็นแนวประมาณที่ขนานกัน ตำแหน่งของภูเขาไฟจะ

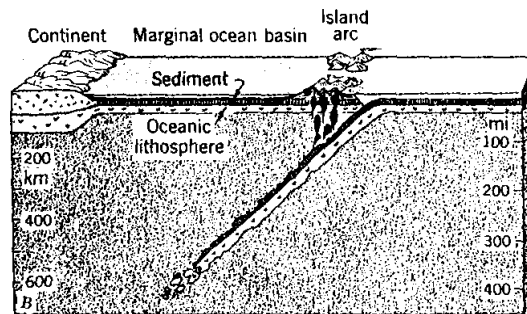
อยู่กลางหมู่เกาะโค้ง ส่วนตำแหน่งจุดโฟกัสของแผ่นดินไหวจะอยู่ทางข้าง ๆ ของหมู่เกาะโค้ง
ภูเขาไฟที่เกิดร่วมกับเพลตเทกโทนิกส์มีดังนี้

บริเวณสันเขาและแนวแตกในสันเขา หินหนืดจะเคลื่อนออกมาตามแนวนี้
ลาวาจะประกอบด้วยบะซอลต์ที่เกิดในมหาสมุทร

บริเวณเขตมุดตัวจะเกิดขึ้นตรงหมู่เกาะโค้ง และตามแนวขอบของแผ่นทวีปที่
เพลตมุดตัว เช่นชายฝั่งตะวันตกของอเมริกาใต้หรืออะลูเชียน (Aleutian) หินหนืดเคลื่อนที่
ขึ้นมาที่ระดับความลึกต่าง ๆ จะให้ลาวาที่มีส่วนประกอบหลายแบบ เช่น โทลีโอต์ แคล-แอลคาไล
(ดูรูปที่ 15.41)

ภูเขาไฟเกิดบริเวณแมนเทิลพลูมอาจเกิดบนพื้นสมุทรหรือพื้นทวีปก็ได้ ลาวา
เป็นพวกโทลีโอต์บะซอลต์

ภูเขาไฟเกิดบริเวณหุบเขาทรุดตัวบนพื้นทวีปจะเป็นบะซอลต์ชนิดแอลคาไล
และทราไคต์ โดยหินหนืดเคลื่อนตัวออกมาเป็นแนวยาวตามหุบเขา



รูปที่ 15.41 เพลตมหาสมุทรมุดลงใต้ก็อีกเพลตมหาสมุทรหนึ่งทำให้เกิดภูเขาไฟ
เป็นหมู่เกาะโค้ง

(ที่มา : Strahler & strahler, 1978 หน้า 375)

3. การตกตะกอน (sedimentation) การตกตะกอนเป็นการปรับระดับของพื้นที่ที่เกิดเทกโทนิกส์แล้วให้อยู่ในสภาวะที่สมดุล บริเวณต่าง ๆ ที่การตกตะกอนได้เกิดร่วมกับบริเวณที่เกิดเพลตเทกโทนิกส์คือ

บริเวณขอบของเพลตชนิดเข้าหากัน คือ บริเวณร่องลึกและหมู่เกาะโค้ง จะมีแอ่งสะสมตะกอนหลายแอ่งเกิดขึ้น ตะกอนส่วนใหญ่ที่มาสะสมในแอ่งมาจากภูเขาไฟและหินที่อยู่ใกล้ ๆ ส่วนแอ่งที่อยู่ใกล้ขอบทวีป ตะกอนได้มาจากแม่น้ำพัดพามาสะสม ไม่มีหินภูเขาไฟ (ดูรูปที่ 15.41)

บริเวณที่เพลตทวีปกับเพลตทวีปชนกัน จะมีแอ่งตะกอนสะสมอยู่บริเวณสองข้างของเทือกเขา (ดูรูปที่ 15.43)

และบริเวณที่หุบเขาทรุดตัวก็มีการสะสมตะกอนตรงกลางหุบเขาทรุด

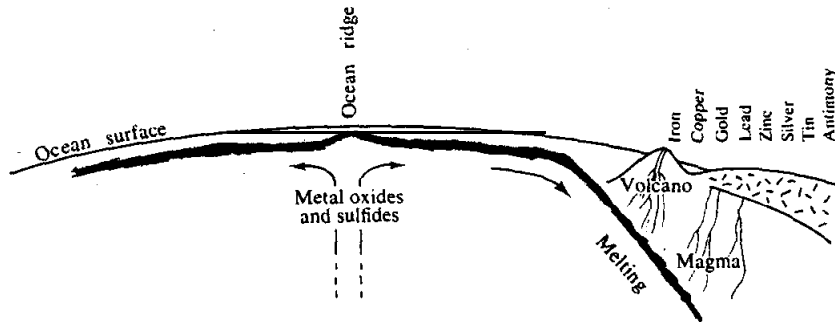
4. การแปรสภาพ (metamorphism) การแปรสภาพของหินจะเกิดขึ้นตามขอบเขตของเพลตชนิดต่าง ๆ เช่น (ดูรูปที่ 15.31)

ขอบเขตชนิดแยกกัน บริเวณเส้นเขาจะเกิดการแปรสภาพได้ เนื่องจากลาวาชนิดบะซอลติกไหลออกมา ความร้อนของลาวาจะทำให้หินข้างเคียงเกิดการแปรสภาพแบบสัมผัสชั้น

ขอบเขตชนิดเข้าหากัน บริเวณที่มีการมุดตัวของเพลตจะทำให้เกิดการแปรสภาพชั้นที่ความร้อนและความกดดันต่าง ๆ กัน และการแปรสภาพเกิดขึ้นบริเวณเทือกเขาที่เกิดจากเพลตทวีปกับเพลตทวีปชนกัน

ขอบเขตชนิดผ่านกัน ความร้อนที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของเพลตทำให้เกิดการแปรสภาพได้เช่นกัน

5. การเกิดแร่ (mineralization) กระบวนการเพลตเทกโทนิกส์อาจนำไปใช้ศึกษาการเกิดแร่ได้ เพราะแหล่งแร่ที่สำคัญ ๆ บางอย่างจะพบร่วมกับเพลตเทกโทนิกส์พบในบริเวณที่เพลตเคลื่อนที่ออกจากกัน และบริเวณที่เพลตมุดตัว (ดูรูปที่ 15.42)



รูปที่ 15.42 บริเวณที่เกิดแร่สำคัญ ๆ ที่สัมพันธ์กับเพลตเทกโทนิกส์
(ที่มา : Foster, 1983 หน้า 117)

บริเวณเส้นเขาที่เพลตเคลื่อนที่ออกจากกันจะเป็นบริเวณที่ให้แหล่งแร่โลหะออกไซด์และซัลไฟด์ และแหล่งสะสมของน้ำมันและแก๊ส

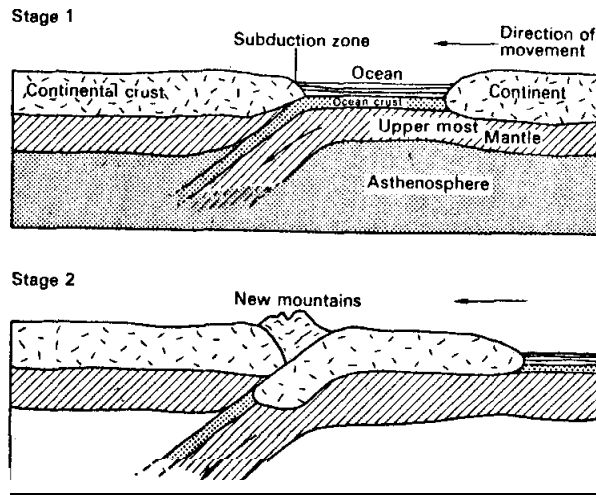
บริเวณเหนือแนวมุดตัว พบแหล่งแร่เหล็ก ทองแดง ทอง ตะกั่ว สังกะสี เงิน ดีบุก พลวง (แอนติโมนี)

6. ภูเขา ภูเขาที่เกิดขึ้นจากกระบวนการเพลตเทกโทนิกส์จะเกิดขึ้นบริเวณขอบเขตชนิดเข้าหากัน ซึ่งมี 3 แบบ คือ

บริเวณที่มีการมุดตัวของเพลตมหาสมุทรลงไปในเพลตมหาสมุทรเกิดเป็นหมู่เกาะโค้ง และเพลตมหาสมุทรมุดลงใต้ชั้นบาง ๆ ของเพลตทวีปเกิดเทือกภูเขาไฟ

บริเวณที่มีการมุดตัวของเพลตมหาสมุทรมุดลงใต้ขอบของเพลตทวีป เช่นทางตะวันตกของอเมริกาใต้ ทำให้เกิดเทือกเขาชนิดคอร์ดิลเลอรัล

และเกิดเทือกเขาบริเวณที่เพลตทวีปและเพลตทวีปเคลื่อนเข้าหากัน เช่นเทือกเขาหิมาลัย (ดูรูปที่ 15.43)



รูปที่ 15.43 ขั้นตอนที่ 1 การเคลื่อนที่เข้าใกล้กันของเพลตทวีป
 ขั้นตอนที่ 2 การปะทะกันของเพลตทวีป 2 เพลต ทำให้ขอบของ
 เพลตหนึ่งมุดลง ตะกอนที่สะสมที่ ขอบของเพลตจะ
 คัดโค้งขึ้นเป็นเทือกเขาเกิดใหม่

(ที่มา : Potter & Robinson, 1978 หน้า 140)

15.7 สรุป

ธรณีวิทยา โครงสร้างเป็นการศึกษา โครงสร้างทางธรณีวิทยาซึ่ง ได้แก่ชั้นหินคดโค้ง รอยเลื่อน รอยแยก และรอยชั้นไม่ต่อเนื่อง

ส่วนธรณีวิทยาแปรสัณฐาน ซึ่งเป็นแขนงของธรณีวิทยา โครงสร้างเป็นการศึกษาภูเขา ทวีป และมหาสมุทร

ชั้นเปลือกโลกจะเปลี่ยนแปลงได้เนื่องจากแรง เค้นและความเครียด แรงเค้นมาใน ทิศทางต่างกันได้ 3 ทิศทาง คือ แรงดึง แรงอัด และแรงเฉือน และการเปลี่ยนแปลงของหิน เกิดขึ้นได้ 3 รูปแบบคือ ยืดหยุ่น ไหลเลื่อน และแตกออก

การวางตัวของชั้นหินวัดได้จากเข็มทิศธรณีวิทยา โดยวัดแนวระดับหรือแนวสันหิน คือ แนวของชั้นหินเอียง และวัดมุมเทคือมุมที่ชั้นหินเอียง ไปจากแนวระนาบ

ชั้นหินคดโค้งคือการโค้งงอของหินในชั้นเปลือกโลก รูปแบบทางเรขาคณิตของชั้นหินคดโค้งมีสี่นรอยโค้ง แกนชั้นหินคดโค้ง ระนาบแกน ส่วนข้างชั้นหินคดโค้ง ยอดชั้นหินคดโค้ง และร่องชั้นหินคดโค้ง

ชนิดของชั้นหินคดโค้งอาจเป็นแบบเทลงเดี่ยว ประทุนคว่ำ โดม ประทุนหงาย แอ่ง ชนิดของชั้นหินคดโค้งที่ใช้ระนาบแกนเป็นหลักในการแบ่งมีแบบสมมาตร ไม่สมมาตร ตลบทับ นอนทับ พับผ้า

รอยเลื่อนเป็นรอยแตกที่มีการเคลื่อนที่ ผลจากการเคลื่อนทำให้เกิดสลักเคนไซด์ หินกรวดเหลี่ยมรอยเลื่อน ผงรอยเลื่อน รูปแบบทางเรขาคณิตของรอยเลื่อนมีระนาบรอยเลื่อน ผารอยเลื่อน แนวรอยเลื่อน แนวระดับและมุมเทของรอยเลื่อน หินด้านฐานและหินเพดาน

ชนิดของรอยเลื่อนแบ่งตามลักษณะการเคลื่อนที่ของหินเป็นรอยเลื่อนธรรมดา ซึ่งอาจทำให้เกิดกร้าเบนและฮอร์ตส์ได้ รอยเลื่อนย้อนและรอยเลื่อนย้อนมุมต่ำ รอยเลื่อนตามแนวระดับ รอยเลื่อนเหลื่อมข้าง รอยเลื่อนแปลง รอยเลื่อนเฉียง รอยเลื่อนอินจ์

รอยแยก เป็นรอยแตกที่ไม่มีการเคลื่อนที่ รอยแยกที่มีแนวขนานกันในพื้นที่หนึ่งจัดเป็นชุดรอยแยก รอยแยก 2 ชุดหรือมากกว่าจัดเป็นระบบรอยแยก

รอยแยกที่เกิดในหินตะกอนที่มีโครงสร้างชั้นหินคดโค้งมีรอยแยกแนวยาว รอยแยกขวางและรอยแยกแนวเฉียง เป็นชนิดของรอยแยกที่สัมพันธ์กับแกนชั้นหินคดโค้ง ส่วนรอยแยกเกิดในหินอัคนีมีรอยแยกรูปเสาหรือคอลัมน์ และรอยแยกแผ่น

รอยชั้นไม่ต่อเนื่อง คือ พื้นผิวที่เกิดการกัดเซาะหรือเกิดการหยุดทับถมในช่วงเวลาหนึ่งทางธรณีและแบ่งหินอายุน้อยกว่าออกจากหินอายุมากกว่า แบ่งเป็นรอยชั้นไม่ต่อเนื่องแบบเป็นมุม แบบขนาน และแบบสัมพันธ์กับหินต่างชนิด

ภูเขาเป็นโครงสร้างขนาดใหญ่ที่สูงและเด่นบนพื้นทวีป แบ่งออกเป็นภูเขาชั้นหินคดโค้ง ภูเขาปลิวครอยเลื่อน ภูเขายกตัวสูงขึ้น และภูเขาไฟ

ทฤษฎีของแอร์และทฤษฎีของแพรดต์ เป็นทฤษฎีที่อธิบายดุลเสมวลภาคของเปลือกโลก การที่เทือกเขายังคงมีอยู่อธิบายได้จากดุลเสมวลภาคของเปลือกโลก ความแข็งแกร่งของเปลือกโลกที่รองรับ และแรงที่ทำให้เกิดภูเขายังเหลืออยู่

กระบวนการเกิดภูเขา เริ่มศึกษาจากเทือกเขาแอนป์ปาเลเซียนส์ และสรุปได้ว่า

เทือกเขาเกิดจากจีไอซิน ไคลน์ สาเหตุการเกิดจีไอซิน ไคลน์ มีหลายวิธี เช่น น้ำหนักของตะกอน การเคลื่อนที่ของหินหนืด การหดตัวของเปลือกโลกเนื่องจากสูญเสียความร้อน กระแสการพาความร้อนภายในโลก การเปลี่ยนแปลงเฟส การเคลื่อนที่ของแผ่นเปลือกโลก

ทวีปเลื่อน ความคิดเรื่องทวีปเลื่อนมีมานานแล้ว อัลเฟรด เวเกเนอร์ ได้เสนอว่าผืนทวีปทั้งหมดเคยเป็นมหาทวีปผืนเดียวกันมาก่อนให้ชื่อว่าแพนเจีย และจากหลักฐานต่อมาสรุปว่าทวีปทั้งหมดแบ่งออกเป็น 2 มหาทวีปคือ กอนด์วานาแลนด์ ที่อยู่ทางซีกโลกใต้ และลอเรเชียอยู่ในซีกโลกเหนือ

มหาทวีปใหญ่จะกิดรอยแยกและเคลื่อนที่ไปในทิศทางต่างกัน และทราบตำแหน่งของทวีปในช่วงเวลาต่าง ๆ กันคือยุคเพอร์เมียน ไทแอสสิก จูแรสสิก ครีเทเชียส และปัจจุบัน และถ้าการเคลื่อนที่ของทวีปยังเกิดขึ้นเรื่อย ๆ ตำแหน่งทวีปต่าง ๆ ในอีก 50 ล้านปีข้างหน้าก็สามารถทราบได้

หลักฐานของทวีปเลื่อนศึกษาจากลักษณะรูปร่างทวีปต่าง ๆ โครงสร้างและอายุหินหลักฐานจากภูมิอากาศในอดีตเรื่องธารน้ำแข็ง ตะกอนระเหยและซากปะการังโบราณ ซากดึกดำบรรพ์พืชและสัตว์ และหลักฐานสำคัญคือ อานาจแม่เหล็กโบราณ ทำให้ทฤษฎีทวีปเลื่อนเป็นที่เชื่อถือมากขึ้น

การขยายตัวของพื้นทะเล เกิดขึ้นจากหินหนืดภายในชั้นแมนเทิลเคลื่อนขึ้นมาตรงหุบเขาทรุดตามแนวยอดของสันเขา เมื่อเย็นตัวจะรับอานาจแม่เหล็กจากสนามแม่เหล็กโลกในช่วงเวลานั้น ต่อมาจะแยกออกและขยายไปสองข้างของสันเขาเมื่อมีการปะทุของหินหนืดขึ้นมาใหม่ เกิดเป็นเปลือกโลกพื้มหาสมุทรใหม่

การขยายตัวของพื้นทะเลเกิดจากกระแสพาความร้อนในชั้นแมนเทิล และข้อมูลที่สนับสนุนคือการวัดความเข้มสนามแม่เหล็กของหินพื้มหาสมุทร จะมีลักษณะเป็นแถบของค่าความเข้มมาก-น้อย สลับกันและขนานไปกับแนวสันเขา แสดงว่ามีการกลับขั้วแม่เหล็กโลกเป็นครั้งคราว และหินบริเวณพื้มหาสมุทรจะมีอายุไม่เกิน 200 ล้านปี นอกจากนั้นบริเวณพื้มหาสมุทรพบร่องลึกและรอยเลื่อนแปลงจำนวนมากบริเวณสันเขาทำให้สันเขาเคลื่อนจากกัน

ทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล ใช้เป็นข้อมูลสนับสนุนทวีปเลื่อนทำให้เป็นที่ยอมรับกันอย่างกว้างขวาง

เพลตเทกโทนิกส์ เป็นการยอมรับแนวคิดของทวีปเลื่อนและการขยายตัวของพื้นทะเล
เข้าด้วยกัน โดยการแบ่งเปลือกโลกชั้นลิโทสเฟียร์ออกเป็นเพลตใหญ่ ๆ 6 เพลต ซึ่งแต่ละเพลต
จะมีการเคลื่อนที่ในทิศทางต่างกัน การเคลื่อนที่ของเพลตทำให้เกิดขอบเขตของเพลต 3 แบบ
คือ ขอบเขตชนิดแยกกัน ชนิดเข้าหากัน และชนิดผ่านกัน

สาเหตุการเคลื่อนที่ของเพลตใช้การนำความร้อนในชั้นแมนเทิลและแมนเทิลพลูม
อธิบายกันมาก

วงจรของเพลตเทกโทนิกส์ทำให้เราทราบลำดับขั้นตอนตั้งแต่พื้นทวีปเปิดออกกลายเป็น
พื้นมหาสมุทร และพื้นมหาสมุทรปิดลงกลับเป็นพื้นทวีปอย่างเดิม พร้อมทั้งตัวอย่างบริเวณที่เกิด
กระบวนการที่เกิดร่วมกับเพลตเทกโทนิกส์มีการเกิดแผ่นดินไหว ภูเขาไฟระเบิด
การตกตะกอน การแปรสภาพ การเกิดแหล่งแร่ และการเกิดภูเขา

แบบฝึกหัดบทที่ 15

1. ธรณีวิทยาโครงสร้างคืออะไร
2. อธิบายแรงเค้นและความเครียด และความสัมพันธ์ระหว่างแรงเค้น-ความเครียด
3. สภาพการวางตัวของชั้นหินวัดได้อย่างไร
4. ชั้นหินคดโค้งเกิดขึ้นได้อย่างไร แบ่งตามลักษณะการคดโค้ง ได้เป็นกี่ชนิด
5. อธิบายรูปแบบทางเรขาคณิตของชั้นหินคดโค้ง
6. การแบ่งชั้นหินคดโค้งที่ใช้ระนาบแกนเป็นหลักแบ่งออกได้เป็นกี่ชนิด อธิบาย
7. รอยเลื่อนคืออะไร บริเวณที่เกิดรอยเลื่อนสังเกตได้จากอะไร
8. อธิบายรูปแบบทางเรขาคณิตของรอยเลื่อน
9. รอยเลื่อนแบ่งออกเป็นกี่ชนิด อะไรบ้าง
10. อธิบายถึงความแตกต่างระหว่างกราเบนและฮอรัสต์
11. รอยแยกของหินคืออะไร และอธิบายรูปแบบของรอยแยก
12. การเรียกชื่อรอยแยกที่สัมพันธ์กับชั้นหินคดโค้งมีได้กี่แบบ
13. อธิบายชนิดของรอยแยกที่เกิดในหินอัคนี
14. สังเกตจากอะไรที่บอกให้ทราบว่ารอยแตกในหินเป็นรอยเลื่อนหรือรอยแยก
15. รอยชั้นไม่ต่อเนื่องคืออะไร แบ่งออกเป็นกี่ชนิด อะไรบ้าง
16. ชนิดของภูเขาที่แบ่งตามลักษณะโครงสร้างแบ่งออกได้เป็นกี่ชนิด
17. ตลุมสมอากาศของเปลือกโลกคืออะไร มีทฤษฎีที่อธิบายก็ทฤษฎี อะไรบ้าง
18. ทำไมเปลือกเขายังคงมีอยู่ ทั้ง ๆ ที่การสึกกร่อนเกิดขึ้นอยู่ตลอดเวลา
19. อธิบายประวัติของจีไอซินไคลน์มาอย่างละเอียด
20. อธิบายลำดับขั้นตอนของจีไอซินไคลน์จนเกิดเป็นเทือกเขา
21. สาเหตุการยุบตัวของชั้นเปลือกโลกเป็นแอ่งจีไอซินไคลน์อธิบายได้หลายวิธี มีอะไรบ้าง
22. อธิบายกระแสการนำความร้อนของไฮลัม
23. แพนเจียคืออะไร มีที่มาอย่างไร

24. ทฤษฎีทวีปเลื่อน อธิบายตลอดช่วงเวลาธรณีวิทยาที่ผ่านมาตำแหน่งทวีปต่าง ๆ มีการเปลี่ยนแปลงอย่างไรบ้าง และอีก 50 ล้านปีข้างหน้าจะแตกต่างกันไปจากปัจจุบันอย่างไร
25. มีหลักฐานอะไรบ้างที่สนับสนุนความคิดเกี่ยวกับทฤษฎีทวีปเลื่อน
26. อำนาจแม่เหล็กโบราณคืออะไร อธิบายอำนาจแม่เหล็กโลกโบราณในหินพื้นมหาสมุทรเป็นอย่างไร
27. การขยายตัวของพื้นทะเลและทำให้ทวีปเลื่อนเกิดขึ้นได้อย่างไรตามความคิดของเฮสส์
28. อธิบายทฤษฎีการขยายตัวของพื้นทะเล
29. ร่องลึกเกิดขึ้นได้อย่างไร
30. อธิบายรอยเลื่อนแปลงที่ เกิดบริเวณสันเขาใต้สมุทร
31. เพลตเทกโทนิกส์หมายถึงอะไร จงอธิบายทฤษฎีเพลตเทกโทนิกส์ เรามีเพลตสำคัญ ๆ กี่เพลต อะไรบ้าง
32. ชนิดขอบเขตของเพลตแบ่งออกได้เป็นกี่ชนิด
33. การแยกของเพลตสัมพันธ์กับการเกิดสันเขากลางสมุทรอย่างไร
34. การมุดตัวของเพลตเกิดขึ้นได้อย่างไร สัมพันธ์กับแนวเกิดภูเขาอย่างไร
35. กลไกที่ทำให้เพลตเคลื่อนที่ ที่คนเชื่อถือกันนั้นเกิดขึ้นได้อย่างไร
36. อธิบายลำดับขั้นตอนวงจรของ เพลตเทกโทนิกส์
37. อธิบายแผ่นดินไหวที่เกิดร่วมกับเพลตเทกโทนิกส์
38. อธิบายภูเขาไฟที่เกิดร่วมกับเพลตเทกโทนิกส์
39. อธิบายการแปรสภาพและการเกิดแร่ที่เกิดร่วมกับเพลตเทกโทนิกส์
40. อธิบายการตกตะกอนและการเกิดภูเขาที่เกิดร่วมกับเพลตเทกโทนิกส์