บทที่ 2
สภาพการแปรสัณฐาน

2.1 ความหมาย และชนิด

2.2 การเคลื่อนออกจากกัน

2.3 การเคลื่อนเข้าหากัน

2.4 การเคลื่อนผ่านกัน

2.5 กลไกการเกิด

2.6 วัฏจักรวิลสัน

บทที่ 2
สภาพการแปรสัณฐาน

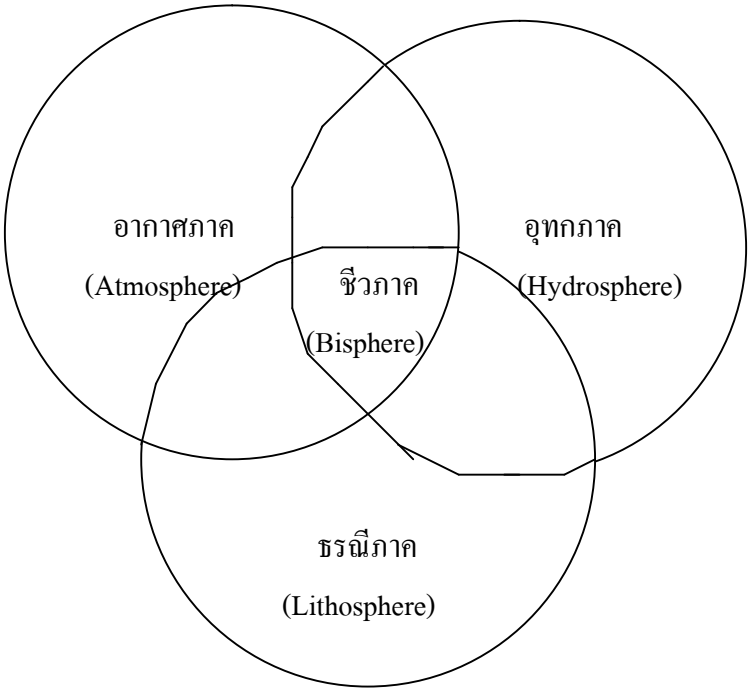
2.1 ความหมายและชนิด

2.1.1 ความเหมายการแปรสัณฐาน

ในที่นี้เราได้ให้คำจำกัดความของคำว่า การแปรสัณฐาน (tectonics) หรือธรณีแปรสัณฐาน (geotectonics)ว่าหมายถึง การเปลี่ยนลักษณะโครงสร้างของโลกอันเนื่องมาจากแรงที่มากระทำ แต่เนื่องจากโครงสร้างส่วนที่ทางธรณีวิทยา ธรณีฟิสิกส์ และธรณีเคมี เข้าถึงมากที่สุด ก็คือ โครงสร้างส่วนนอกสุดของโลก มีลักษณะเป็นแผ่น (plate) ที่มีความแข็งแกร่ง (rigid) กว่าส่วนที่อยู่ลึกลงไปข้างใต้ ทำให้เราเรียกการเปลี่ยนลักษณะแบบนี้ว่า การแปรสัณฐานแบบแผ่น (plate tectonic) ซึ่งคำนี้อาจกินความเป็นบริเวณกว้างมากกว่าหนึ่งประเทศ จึงรวมเรียกว่า การแปรสัณฐานไพศาล (regional tectonics) และเนื่องจากสามารถอธิบายปรากฏการณ์ต่างๆ เช่น แผ่นดินไหว ภูเขาไฟระเบิด ที่สัมพันธ์กับโครงสร้างของโลกพิภพได้ทั้งมวลหรือทั้งหมด หลายคนจึงใช้คำว่า “การแปรสัณฐานพิภพ” (global tectonics, ดู Kearey และ Vine, 1996) เมื่อพิจารณาอย่างผิวเผน คำว่า การแปรสัณฐาน อาจคล้ายกับคำว่าธรณีวิทยาโครงสร้าง (structural geology) เพราะศึกษาเรื่องโครงสร้างเหมือนกัน แต่คำหลังมุ่งเน้นความหมายเฉพาะไปที่ตัวโครงสร้าง (structural body) หรือโครงร่าง (framework) อันเป็นผลมาจากแรงกระทำเนื่องจากการแปรสัณฐาน (tectonic force) มากกว่า และคำว่าการแปรสัณฐานนิยมมุ่งเน้นไปที่การศึกษาบริเวณเปลือกโลก บางครั้งนักธรณีวิทยา(geologist)/นักธรณีศาสตร์ (geoscientist) ใช้คำว่า การแปรสัณฐานเปลือกโลก (crustal tectonics, ดู ....., 19..) อย่างไรก็ตามบางท่านอาจใช้คำว่า การแปรสัณฐาน สับสนกับคำว่า ธรณีพลศาสตร์ (geodynamics) หรือพลศาสตร์ของโลก (earth dynamics) ซึ่งคำสองคำนี้กินความหมายกว้างกว่าคำว่า การแปรสัณฐาน เนื่องจาก ธรณีพลศาสตร์ เป็นการเคลื่อนไหวของโลกเราแบบไม่หยุดนิ่ง ดังนั้นจึงรวมเอาสรรพความรู้ที่มากกว่าแรงกระทำ เช่น การดึงดูด (gravity) สภาพการเหนี่ยวนำแม่เหล็ก (magnetism) การไหลร้อน (heat flow) และการสลายตัวทางกัมมันตะรังสี(radioactive disintegration)ไว้ด้วย เนื่องจากลักษณะหรือปรากฏการณ์ดังกล่าวเกิดร่วมหรือมีความสัมพันธ์ลึกซึ้งกับการแปรสัณฐาน นักธรณีวิทยาหรือนักธรณีศาสตร์บางท่านจึงนิยมใช้คำว่าธรณีพลศาสตร์แทนคำว่าธรณีแปรสัณฐาน หรือการแปรสัณฐานได้

2.1.2 แผ่นธรณีภาค

หลายท่านอาจสงสัยว่าคำว่า “แผ่น” ในเรื่องของ การแปรสัณฐาน หมายถึงส่วนใดของบริเวณผิวโลกกันแน่ ในที่นี้เราให้ความหมายของ แผ่น (plate) ว่าเป็น แผ่นแกร่ง (rigid plate) และคำเต็มของคำนี้ก็คือ แผ่นธรณีภาค (lithospheric plate) ซึ่งคำว่า “ธรณีภาค” (lithosphere) ในที่นี้คล้ายคลึงกับส่วนหนึ่งของการแบ่งโลกทางกายภาพ (physical world) ซึ่งคือส่วนที่เป็นของแข็งของโลก ส่วนที่เป็นน้ำที่เรียกอุทกภาค (hydrosphere) และส่วนที่เป็นอากาศ หรืออากาศภาค (atmosphere) ซึ่งสัมพันธ์ทั้งโดยตรงและโดยอ้อมกับมนุษย์และสิ่งมีชีวิตรูปอื่น ที่เรียกชีวภาค (biosphere) แต่ละภาคย่อมมีการปฏิสัมพันธ์กัน (ดูรูป 2.1)



รูป 2.1 ความสัมพันธ์ระหว่างสิ่งมีชีวิตกับสิ่งแวดล้อมทางกายภาพ (physical environments)

ข้อมูลธรณีวิทยาและธรณีฟิสิกส์ ทำให้เราได้ข้อคิดว่าแผ่นธรณีภาคที่เป็นส่วนนอกสุดของโลกพิภพซึ่งมีหลายชั้น (รูป 2.2) และเป็นส่วนที่แข็งลอยอยู่บนส่วนที่อ่อนตัวกว่าและเป็นพลาสติกมากกว่าที่เรียก “ฐานธรณีภาค” (asthenosphere) ซึ่งคำว่า asthenos มาจากภาษากรีก แปลว่า การอ่อนตัว (weakness) ส่วนที่เป็นแผ่นธรณีภาคที่จัดได้ว่าเป็นแผ่นแกร่งนี้ จึงมีความหนาถึงระดับหนึ่งจากผิวโลก แต่มีความหนาไม่เท่ากันในทุกแห่งของโลก บนบกแผ่นแกร่งอาจหนาถึง 100 กม. ถึง 150 กม. ส่วนในทะเลอาจลึกลงไปจากพื้นทะเล คิดเป็นความหนา 70-80 กม. ซึ่งทำให้สรุปได้ว่าแผ่นธรณีภาค

บนพื้นทวีปมีความหนามากกว่าพื้นมหาสมุทร (ดูรูป 2.2) และความจริงส่วนที่เป็นแผ่นธรณีภาคมักประกอบด้วยส่วนที่เป็นชั้นเปลือกโลก (crustal layer)

รูป 2.2 ต้องเอามาจากรูป 2.39 (Keary & Vine, 1996)

จริงๆ รวมกับส่วนบนสุดของชั้นเนื้อโลก (upper mantle) ด้วยเหตุนี้แผ่นธรณีภาคจึงหนากว่าเปลือกโลก (crust) ปกติ ซึ่งบนทวีปเปลือกโลกหนาประมาณ 35-50 กม ที่เรียก เปลือกทวีป (continental crust) และในทะเลเปลือกหนาเพียง 5-15 กม ที่เรียก เปลือกสมุทร (oceanic crust) ด้วยเหตุนี้จึงมีการใช้คำศัพท์เทคนิค (technical term) แบบหลวมๆ แต่ก็เป็นที่ยอมรับในปัจจุบันว่า แผ่นทวีป (continental plate) และแผ่นสมุทร (oceanic plate) และเรียกรวมๆ ของทั้ง 2 คำนี้ว่า แผ่นเปลือกโลก (crustal plate) ซึ่งเป็นที่นิยมมากในปัจจุบัน เพราะแท้จริงแผ่นทวีปมาจากคำเต็มว่า แผ่นธรณีภาคพื้นทวีป (continental lithospheric plate) และแผ่นสมุทรมาจากคำเต็มว่า แผ่นธรณีภาคพื้นสมุทร (oceanic lithospheric plate) ส่วนที่เป็นธรณีภาคแยกจากส่วนที่เป็นฐานธรณีภาคที่รองรับอยู่ข้างใต้ด้วยสมบัติทางความเร็วคลื่นแผ่นดินไหว (seismic wave) ที่เปลี่ยนแปลงไปเนื่องจากพบว่ารอยต่อระหว่างสองส่วนนี้เป็นรอยต่อที่แสดงถึงแนวที่ความเร็วของคลื่นแผ่นดินไหวลดลงอย่างรวดเร็วจากแผ่นธรณีภาคลงไปยังฐานธรณีภาค

2.1.3 สมบัติแผ่นธรณีภาคและประเภทการแปรสัณฐาน

ในที่นี้เราจะใช้คำว่า “แผ่นธรณีภาค” และ “แผ่นเปลือกโลก” แบบแทนกันได้ (ซึ่งหลายท่านอาจคิดว่าไม่สมควร) จากการศึกษาในปัจจุบันทำให้เราทราบว่า แผ่นเปลือกโลกมีลักษณะคล้ายกับรูปตัวต่อ (jigsaw) ที่นำมาประกบต่อกันจนเป็นลูกโลก (globe) หรือเหมือนผิวส้มที่ปอกจากผลส้มแล้วนำมาต่อกันกลับไว้อย่างเดิมนั่นเอง แผ่นธรณีภาคนี้ประกอบด้วยแผ่นเปลือกโลกใหญ่น้อย ซึ่งในปัจจุบันเป็นที่ยอมรับกันว่ามีประมาณ 14 แผ่น (ดูรูป 2.3 ก) ได้แก่ (1) แผ่นยูเรเซีย (Eurasian plate) (2) แผ่นอเมริกาเหนือ(Norht American plate) (3) แผ่นแปซิฟิก (Pacific plate) (4) แผ่นแอนตาร์กติกา (Antarctic plate) (5) แผ่นอินเดีย (Indian plate) (6) แผ่นออสเตรเลีย (Australian plate) (7) แผ่นอาฟริกา (African plate) (8) แผ่นฟิลิปปินส์ (Phillippine plate) (9) แผ่นฮวนเดอร์ฟูกา (Juan de Fuca) (10) แผ่นโคคอส (Cocos plate) (11) แผ่นนาสกา (Nazca plate) (12) แผ่นคาริบเบียน

(Caribbean plate) (13) แผ่นอาหรับ (Arabian plate) และ (14) แผ่นสกอเตีย (Scotia plate) (ดูรูป 2.3 ก)

รูป 2.3 เอาจาก USGS อาจชัดที่สุด

จะเห็นได้ว่าแผ่นบางแผ่นอาจอยู่ข้างใต้มหาสมุทรอย่างเดียว เช่น แผ่นแปซิฟิก และแผ่นนาสกา แต่ส่วนใหญ่อยู่ข้างใต้ทั้งพื้นผิวทวีปและมหาสมุทร ซึ่งในบทที่ 1 เราได้ทราบว่าแผ่นเปลือกโลกต่างๆ เหล่านี้มักแสดงสมบัติคล้ายกัน นอกจากมีความแข็งแต่ไม่เหนียว(คือเปราะ)แล้วยังมีสมบัติอื่นที่คล้านกันก็คือ (1) แผ่นแต่ละแผ่นมักมีขอบแผ่น (plate boundary) ที่แสดงการเคลื่อนที่ (plate movement) ในลักษณะใดลักษณะหนึ่ง ได้แก่ (ก) การเคลื่อนเข้าหากัน (convergent movement) (ข) การเคลื่อนแยกจากกัน (divergent movement) (ค) การเคลื่อนผ่านกัน (transform movement หรือ sliding) (2) แผ่นที่มีการเคลื่อนที่มักเริ่มตรงขอบแผ่นที่เคลื่อนแยกจากกัน และในที่สุดก็มาพบกัน จึงจัดเป็นขอบแผ่นที่เคลื่อนเข้าหากัน แผ่นเปลือกโลกเคลื่อนที่ได้ประมาณปีละ 2-20 ซม ดังนั้นแผ่นจึงอาจเปลี่ยนแปลงขนาดและรูปร่างได้ตามกาลเวลา การเปลี่ยนลักษณะ (deformation) ของแผ่นเปลือกโลกจะชัดเจนในบริเวณขอบขอบแผ่นมากกว่าตรงกลางแผ่น (3) กลไกของแผ่นมักเกิดจากกระแสการพา (convection current)ที่อยู่ในฐานธรณีภาค ซึ่งในที่สุดแผ่นพวกนี้ก็จะถูกลากจูงด้วยแรงโน้มถ่วง (gravity dragging) ทำให้แยกตัวจากกัน แต่ในที่สุดแผ่นเหล่านี้ก็จะเคลื่อนเข้าหากันและมีอยู่แผ่นหนึ่งที่หนักกว่าก็จะมุดลงไปข้างใต้ขอบแผ่นที่เบากว่าได้ ในส่วนที่ขอบแผ่นเคลื่อนที่ออกจากกันทำให้เกิดพื้นหรือแอ่งมหาสมุทรใหม่ (new ocean basin) และสันสมุทร (oceanic ridge) ส่วนขอบแผ่นเคลื่อนเข้าหากันย่อมก่อให้เกิดร่องทะเลลึก (oceanic trenches) แนวเกาะโค้ง (island arc) และแนวเทือกเขาโก่งงอ (fold mountain belt) ด้วยเหตุนี้แผ่นที่มีความหนาแน่นมากกว่าจึงอาจจมตัวและมุดตัวลงใต้อีกแผ่นที่เบากว่าไปในฐานธรณีภาค แต่ถ้าความหนาแน่นของแผ่นเท่าที่กัน เมื่อเคลื่อนเข้าหากันเราจะได้ขอบแผ่นแบบการเคลื่อนชน (collision plate boundary) แต่ถ้าเป็นร่องทะเลลึกและแนวเกาะโค้ง ซึ่งก็จะจัดเรียกว่าขอบแผ่นมุดตัวลง (subduction plate boundary) นอกจากนั้นบริเวณขอบแผ่นที่เคลื่อนผ่านกัน จึงไม่มีการสร้างหรือทำลายแผ่นเดิมแต่อย่างใด

ตามที่กล่าวแล้วในตอนต้น แผ่นเปลือกโลกหรือแผ่นธรณีภาค (lithospheric plate) จัดว่าแข็งแกร่ง(rigid)ในตอนช่วงหนึ่งของธรณีกาล เนื่องจากมีอุณหภูมิต่ำ ดังนั้นมวลหินของแผ่นธรณีภาคจึงไม่แสดงการเปลี่ยนลักษณะในช่วงร้อยล้านปีมานี้ แต่มวลหินที่อยู่ข้างใต้ธรณีภาคมีความร้อนมาก

และมากพอที่จะทำให้เกิดการคืบคลาน(creep)ในภาวะของแข็งได้ การคืบคลานลักษณะนี้ทำให้แสดงพฤติกรรมคล้ายของไหล จึงดูเหมือนว่าหินใต้ธรณีภาคไหลได้คล้ายกับของไหล หรือมีลักษณะกึ่งพลาสติก(semi-plastic)

ส่วนล่างของแผ่นธรณีภาคถูกกำหนดด้วยเส้นอุณหภิเท่า (isotherm) ซึ่งมีค่าประมาณ 1,000° K หินที่อยู่เหนือเส้นนี้จึงแสดงภาวะความแกร่ง ขณะที่หินที่อยู่ภายใต้เส้นมักร้อนกว่า จึงเปลี่ยนลักษณะได้โดยง่าย ในบริเวณใต้มหาสมุทร แผ่นธรณีภาคหนาประมาณ 100 กม. ในขณะที่บนแผ่นดินแผ่นทวีปมีความหนาถึง 150 กม. หรืออาจมากกว่า แต่เมื่อคิดเทียบความหนากับรัศมีของโลกแล้ว คิดเป็น 1 ใน 30 เท่าของรัศมีของโลก ด้วยเหตุนี้เราจึงมักพูดว่าแผ่นธรณีภาคเป็นเพียงเปลือกบางๆ โดยที่เปลือกเหล่านี้แตกออกเป็นหลายๆ แผ่น (คือ ประมาณ 12 แผ่น) และมีการเคลื่อนที่แบบสัมพัทธ์เมื่อเทียบกับอีกแผ่นหนึ่ง แต่เฉพาะตรงขอบเท่านั้นที่อาจแสดงการเปลี่ยนลักษณะไม่ชัดเจน ส่วนภายในแผ่นธรณีภาคเองแทบไม่แสดงการเปลี่ยนลักษณะเลย และสามารถถือเป็นกฎได้ตายตัว การแข็งแกร่งของแผ่นทำให้แผ่นสามารถปลดปล่อยแรงเค้นยืดหด (elastic stress) ได้ ด้วยเหตุนี้แรงเค้นที่ได้รับตรงรอยต่อระหว่างแผ่น จึงสามารถส่งผ่านและเคลื่อนไปจนถึงที่ลึกๆได้ในเนื้อโลกหรืออาจถึงแกนโลก คลื่นยืดหดที่กล่าวถึงนี้ยังผลให้เกิดการไหวสะเทือน (seismicity) กลายเป็นแผ่นดินไหวได้(ถ้ามีขนาดใหญ่พอ) และ “ความสามารถของแผ่นที่จะส่งแรงเค้นผ่านไปเป็นระยะทางไกลจะมีประโยชน์ โดยเฉพาะเรื่องการขับเคลื่อนของแผ่นแปรสัณฐาน”

ในบางครั้งแผ่นธรณีภาคอาจเกิดการอ่อนตัวได้เมื่อได้รับน้ำหนักบรรทุกมากๆ ตัวอย่างที่ดีได้แก่ น้ำหนักที่เกิดจากเกาะภูเขาไฟ (volcanic island) ด้วยน้ำหนักของหมู่เกาะฮาวาย จึงทำให้แผ่นธรณีภาคบริเวณนั้นแอ่นตัวลงโดยรอบหมู่เกาะและเป็นผลให้เกิดตะกอนน้ำลึกรอบเกาะได้ การโก่งงอแบบยืดหดของธรณีภาคภายใต้น้ำหนักของตะกอนที่กดทับสามารถอธิบายถึงโครงสร้างของร่องลึกมหาสมุทรและแอ่งตะกอนบางแอ่งได้ อย่างไรก็ตามไม่ใช่ว่าแผ่นธรณีภาคทั้งแผ่นที่มีผลเมื่อผ่านแรงเค้นยืดหด เฉพาะส่วนครึ่งบนของแผ่นธรณีภาคเท่านั้นที่แข็งแกร่งมากพอเพื่อว่าได้รับแรงเค้นยืดหดและไม่คลายตัวตลอดช่วงหลายล้านปี ส่วนครึ่งล่างของแผ่นธรณีภาคจึงเรียกว่าแผ่นธรณีภาคยืดหด กระบวนการคืบคลานขณะแข็ง (solid-state creep) จึงผ่อนคลายแรงเค้นภายในส่วนล่างของแผ่น แต่ก็ยังคงเป็นส่วนหนึ่งของแผ่นธรณีภาค แผ่นธรณีภาคเหล่านี้มีการเคลื่อนที่อยู่ตลอดเวลา ตามที่ได้กล่าวแล้วในตอนต้นมีทั้งที่แยกจากกัน บ้างก็เคลื่อนที่เข้าหากัน หรือบ้างก็เคลื่อนที่สวนทางเหลื่อมข้างกัน (รูป 2.3 ข) แผ่นธรณีภาคเหล่านี้จึงมีระยะห่างระหว่างจุด 2 จุดคงที่เสมอ แต่จะมีการเปลี่ยนระยะไปได้ตามกาลเวลาถ้าจุดทั้ง 2 อยู่คนละแผ่นกัน ดังนั้นระยะทางระหว่างนิวยอร์ค กับลอนดอน จึงอาจเปลี่ยนแปลงได้ไปตามเวลา แต่ระยะทางระหว่างกรุงปักกิ่งไปยังกรุงโซล(เกาหลีใต้)ย่อมคงที่ไม่

เปลี่ยนแปลง เนื่องจากอยู่ภายในแผ่นเดียวกัน(และไม่มีรอยเลื่อนคั่นระหว่างกลาง) นั่นแสดงว่าภายในแผ่นคงไม่แสดงหรือเกิดการเปลี่ยนลักษณะได้

อย่างไรก็ตามเฉพาะบริเวณขอบแผ่นเท่านั้นที่มีการเปลี่ยนลักษณะเกิดขึ้นเสมอ สำหรับการเคลื่อนที่ของแผ่นธรณีภาคอาจเกิดขึ้นบนฐานธรณีภาค (asthenosphere) ซึ่งหมายถึงส่วนที่อยู่ลึกต่อจากธรณีภาคที่มักแสดงการอ่อนตัวแบบเป็นพลาสติกที่ร้อน และเป็นต้นกำเนิดของหินหนืดได้

2.2 การเคลื่อนที่ของแผ่นออกจากกัน (Divergent Plate Movement)

ตามที่ได้กล่าวแล้วในบทที่ 1 เนื่องจากภาวะที่โลกต้องเย็นตัวลงเพื่อให้เกิดความสมดุลย์ จึงทำให้เกิดกระแสการหา(ความร้อน)จากแกนโลกขึ้นมายังผิวโลก (รูป 2.4) ขณะที่สสารร้อนถูกพาขึ้นมาธาตุกัมมันตรังสีบางธาตุ เช่น โปแตสเซียม(K) ยูเรเนียม(U) และทอเรียม(Th) ก็ถูกพาขึ้นมาด้วย ความร้อนแรงของธาตุกัมมันตรังสีจึงทำให้ใต้แผ่นเปลือกโลกเกิดการหลอมละลายบางส่วน กลายเป็นหินหนืดที่เกิดจากส่วนของชั้นเนื้อโลกโดยตรง ซึ่งเราเรียกว่าหินหนืดที่เกิดจากกรรมวิธีแบบนี้ว่า หินหนืดปฐมภูมิ (primary magma) กระแสการพามิใช่เกิดเป็นครั้งเป็นคราว แต่มักเกิดต่อเนื่องตั้งแต่อดีตหลายล้านปีจนถึงปัจจุบัน ซึ่งทำให้เราได้หินหนืดปะทุขึ้นมาตามรอยแยกอยู่เรื่อยๆ (และปัจจุบันในวินาทีก็ยังปะทุอยู่) ดังนั้นการแทรกดันใต้แผ่นเปลือกโลกจึงเป็นแบบค่อยๆ เป็นค่อยไป จนในที่สุดเปลือกโลกบริเวณนั้นเกิดการแตกปริขึ้น ซึ่งในตอนแรกของการแตกปริอาจเป็นไปในลักษณะทางสามแพร่ง (triple junction) (ดูรูป .....) และต่อมาจึงเกิดการแยกตัว (rifting) ออกและใหญ่ขึ้นเรื่อยๆ จนในที่สุดพัฒนากลายเป็นพื้นท้องทะเลที่แผ่กว้างออก ดังนั้นจุดหลักสำคัญก็คือการแทรกดันของหินหนืดตามรอยแตกมักเกิดขึ้นในบริเวณ “สันสมุทร” (oceanic ridge) และเมื่อเกิดการแยกตัวแล้ว พื้นท้องทะเลจึงเกิดการแผ่กว้างขึ้นเรื่อยๆ ซึ่งเราเรียกการแผ่กว้างและขยายตัวของพื้นทะเลจนเกิดการเคลื่อนที่ของท้องทะเลไปตามกาลเวลาว่า การแผ่ขยายพื้นทะเล (sea-floor spreading)

ในการแผ่ขยายพื้นทะเล อาจแบ่งย่อยออกเป็น 3 แบบ ตามความเร็ว ได้แก่ (1) การแผ่ขยายแบบเร็ว (fast spreading) ซึ่งการแผ่ขยายแบบนี้ทำให้ได้แผ่นธรณีภาค หรือแผ่นเปลือกสมุทรเคลื่อนที่ด้วยความเร็วมากกว่า 9 ซม. ต่อปี เช่น การเคลื่อนที่ของแผ่นแปซิฟิก (2) การแผ่ขยายแบบปานกลาง (intermediate spreading) ด้วยความเร็วประมาณ 5-9 ซม ต่อปี เช่น การเคลื่อนที่ของแผ่นอินเดีย และ (3) การแผ่ขยายแผ่นแบบช้า (slow spreading) ความเร็วน้อยกว่า 5 ซม.ต่อปี เช่น การเคลื่อนที่ของแผ่น แอตแลนติก และเมื่อเกิดการเคลื่อนที่พื้นทะเลก็อาจทำให้แผ่นทวีปที่เคยต่อกันอยู่เคลื่อนตัวห่างจากกัน และเราเรียกขอบทวีปที่เคลื่อนห่างไปเรื่อยๆ ว่าขอบสถิตย์(passive margin) ซึ่งส่วนล่างๆ ของขอบสถิตย์มักเป็นหินบะซอลต์หรือหินไดอะเบส(diabase) ซึ่งปรากฏเป็นฐานหินซึ่งอาจแสดงลักษณะโครงสร้างแยกตัว เช่น ชุดรอยเลื่อนปกติ และโดยมากตะกอนมาสะสมในแอ่งตะกอนจึงเป็นชั้นหนาถึง

หนามากบริเวณส่วนทวีปและเมื่อยิ่งห่างออกไปในทะเล ความหนาตะกอนบางลง ทำให้ได้ชั้นตะกอนซับซ้อนรูปลิ่ม(accretionary wedge complex) และประกอบด้วยชั้นหินตะกอนน้ำตื้นไปจนถึงตะกอนน้ำลึก เมื่อห่างทะเลออกไป ตัวอย่างที่เป็นได้ชัดเจนคือ ขอบสถิตย์แอตแลนด์ติก อเมริกาเหนือและใต้ อาฟริกา เป็นต้น

2.3 การเคลื่อนที่เข้าหากัน (Convergent Plate Movement)

เมื่อแผ่นเปลือกโลก เคลื่อนที่ออกจากกันไปเรื่องๆ ตามส่วนโค้งของโลก(ตามแนวเส้นละติจูด) ด้วยการลากจูงของกระแสการพา ถ้าไม่มีอะไรมาขวางกั้น ในที่สุดแผ่นเปลือกเหล่านี้ก็จะเคลื่อนที่เข้ามาพบกัน และอาจบรรจบกัน(abutment) ซึ่งถ้าเป็นแผ่นเปลือกโลกต่างชนิดกัน หรือแผ่นหนึ่งหนักกว่าอีกแผ่น เช่น แผ่นเปลือกสมุทรเคลื่อนเข้าหาแผ่นเปลือกทวีป ย่อมทำให้แผ่นเปลือกสมุทรมุดตัวลงไปใต้แผ่นเปลือกทวีป โดยที่การมุดตัวอาจทำให้เกิดรอยบุ๋ม(indentation)เป็นแนว (รูป 2.6) และเกิดการหลอมละลายบางส่วนของแผ่นเปลือกสมุทรนั้น เมื่อการมุดตัวดำเนินไปถึงจุดความลึกหนึ่ง เช่น ประมาณ 100 ถึง 150 กิโลเมตร ผลของการหลอมละลายบางส่วนของแผ่นเปลือกสมุทรนี้ทำให้ได้หินหนืดจากแผ่นเปลือกโลก จัดเป็นหินหนืดที่ไม่ได้เกิดโดยตรงจากเนื้อโลกเหมือนหินหนืดปฐมภูมิ เราจึงเรียกหินหนืดที่เก้าจากการมุดตัวว่า หินหนืดทุติยภูมิ (secondary magma) หินหนืดประเภทใหม่ดังกล่าวมักมีองค์ประกอบแร่สีเข้ม (mafic หรือ dark coloured minerals) น้อยกว่าหินหนืดปฐมภูมิฟหรือหินหนืดประเภทแรก ดังนั้นเมื่อเกิดการยกตัวและแทรกดัน (emplacement) ขึ้นมาแข็งตัวองค์ประกอบแรกเริ่มจึงเป็นหินจำพวกสีเข้ม (mafic) แต่ไม่ถึงสีเข้มจัด (ultramafic) เหมือนหินหนืดปฐมภูมิ อาจใช้เวลามากและทำให้มีเวลาในการแยกลำดับส่วนกลายเป็นหินหนืดที่มีองค์ประกอบเป็นพวกสีเข้มปานกลาง (intermediate colour) เช่น พวกหินแอนดิไซด์ ถ้าปะทุขึ้นมาเป็นภูเขาไฟ หรือหินไดโอไรต์ ถ้าแข็งตัวใต้ดินเสียก่อนปะทุถึงผิว และเราเรียกบริเวณมุดตัวว่าแนวเบนนิออฟ (Benioff zone หรือ Benioff-Waditi zone ตามชื่อนักธรณีฟิสิกส์ชาวรัสเซีย ซึ่งเป็นผู้ค้นพบแนวนี้) (รูป 2.7) (ดูรูป 8.2 Kearry) หรือบางครั้งก็ใช้ตรงๆ ว่าแนวมุดตัว (subduction zone) โดยตรง และการมุดตัวอาจลงไปได้ลึกถึง 680 กิโลเมตร การมุดตัวอาจเป็นการมุดลงไปใต้แผ่นเปลือกสมุทรด้วยกัน ซึ่งทำให้ได้แนวเกาะโค้ง (island arcs) ได้ หรืออาจเป็นการมุดลงไปในแผ่นเปลือกทวีป ทำให้ได้แนวภูเขาไฟโค้ง (volcanic arc) ก็ได้ ทั้งแนวภูเขาไฟโค้งหรือแนวเกาะโค้ง อาจเรียกรวมกันว่าแนวหินหนืดโค้ง (magmatic arc) ได้ ณ บริเวณมุดตัว โดยเฉพาะร่องสมุทร (trench) มักมีค่าแรงโน้มถ่วยผิดปกติจากปกติคือมีค่าลบ (-) และแนวหินหนืดมีค่าผิดปกติเป็นบวก (+) (รูป 2.8) อย่างไรก็ตามในบางกรณีอาจเป็นการเคลื่อนที่เข้าหากันในลักษณะทวีปชนทวีป (continent-continent collision) จนทำให้ได้แนวเทือกเขาใหญ่ทอดตัวไปในแผ่นดินหรือภาคพื้นทวีป เช่น แนวเทือกเขาแอล์ป หรือแนวเทือกเขา

หิมาลัย ซึ่งแบบหลังนี้อาจทำให้เกิดแนวเทือกเขาใหญ่ที่ประกอบด้วยชั้นหินตะกอนหรือตะกอนแปร (metasediments) ที่แสดงการเปลี่ยนลักษณะไปอย่างมาก ทั้งการคดโค้งโก่งงอ (folding) และการเลื่อนตัวย้อน (thrusting) ซึ่งเรียกแนวนี้ว่าแนวรอยโค้ง-เลื่อนย้อน (fold-and-thrust belt) ยาวหลายๆ พันกิโลเมตรได้ นอกจากการเปลี่ยนลักษณะแล้วการแปรสภาพหินบริเวณไพศาล และการแทรกดันของหินอัคนีบาดาลก็อาจเกิดควบคู่เป็นแนวขนานไปกับแนวรอยโค้ง-เลื่อนย้อนได้

อย่างไรก็ดีในเขตหรือแนวมุดตัวหรือทวีปชนทวีปไม่ได้มีเพียงแต่การเกิดหินอัคนีเท่านั้น แผ่นดินไหวก็เกิดได้มากมายเหมือนกัน ซึ่งทำให้เราพบเห็นแผ่นดินไหวเกิดขึ้นในบริเวณนั้นได้ และเราจัดแบ่งแผ่นดินไหวในเขตมุดตัวได้เป็น 3 ระดับ ได้แก่ (1) แผ่นดินไหวระดับตื้น(shallow-focus earthquake) ซึ่งเกิดลึกประมาณ 0-100 กม (2) แผ่นดินไหวระดับปานกลาง(intermediate-focus earthquake) เกิดอยู่ลึกประมาร 100 ถึง 500 กม (3) แผ่นดินไหวระดับลึก(deep-focus earthquake) ซึ่งเกิดลึกมากกว่า 500 กม ลงไปจนถึง 700 กม (รูป 2.9, 8.4 Keary) ซึ่งเชื่อกันว่า ณ ความลึกนี้แร่โอลิวีนเปลี่ยนไปเป็นสปิเนลจนหมด การแบ่งแผ่นดินไหวตามความลึกดังกล่าวได้เกิดขึ้นมานานแล้วจากการศึกษาของอาจารย์ ไซด์ (Sykes, 1996) ในบริเวณร่องทะเลลึกทองกา (Tonga Trench) ใกล้เกาะฟิจิแถบตะวันตกเฉียงใต้ของมหาสมุทรแปซิฟิก และในรูป 2.10, 8.5 (Keary) แสดงภาพตัดของแนวเกาะโค้งทองกา-เคอร์มาเด็ค (Tonga-Kermadec island arc) ที่ปรากฏจุดเกิดแผ่นดินไหวตามความลึกจากการศึกษาของไอแซค (ดู Isacks และคณะ, 1969) ซึ่งทำให้เราได้ทราบจากการคำนวณอีกว่าบริเวณที่อยู่ใกล้กับแนวการทุดตัว. (ดูรูป 2.11 และ 2.12) เป็นแนวที่มีโอกาสเกิดแผ่นดินไหวได้มาก ค่าแฟคเตอร์คิว(Q-factor) อันเป็นส่วนกลับของค่าแฟคเตอร์การลดทอน(attenuation factor) ซึ่งปรากฏในรูปทั้งสองนี้ แสดงให้เห็นว่าค่าแฟคเตอร์คิวสูงมากในหินเปลือกโลก และต่ำในเนื้อโลก และยิ่งต่ำมากในบริเวณแนวมุดตัวเพราะเกิดแผ่นดินไหวได้มาก

2.4 การเคลื่อนที่ของแผ่นผ่านกัน (Transform Plate Movement)

การเคลื่อนที่ผ่านกันของแผ่นธรณีภาค ทำให้บริเวณรอยต่อระหว่างแผ่นไม่เกิดการเสริมสร้างหรือทำลาย และไม่แสดงการเปลี่ยนลักษณะภายในแผ่น การปรากฏลักษณะการเคลื่อนที่ของแผ่นธรณีภาคได้ตรวจพบครั้งแรกจากความผิดปกติทางสนามแม่เหล็กแถบนอกชายฝั่งซานฟรานซิสโกทางตะวันตกเฉียงเหนือของแปซิฟิก โดยพบว่าระยะเคลื่อนตามแนวรอยแยกเป็นแบบซ้ายเข้าระหว่างรอยเลื่อนเบนโดซิโนและไพออนเนีย (Mendocino & Pioneer Faults) ด้วยระยะถึง 1,450 กม และแบบขวาเข้าตามแนวรอยเลื่อนเมอร์เรย์ (Murray Fault) เป็นระยะ 600 กม ในทางตะวันตก และ 150 กม ในทางตะวันออก

ในกรณีที่พิจารณาการตีความแนวแยกเหล่านี้ในลักษณะรอยเลื่อนเหลื่อมข้างขนาดใหญ่ ปัญหาที่น่าขบคิดก็คือ รอยเลื่อนเหล่านี้จะไปสิ้นสุดที่ไหน(กันแน่) ซึ่งปัญหานี้ได้รับคำอธิบายจาก ทูโซ วิลสัน (Wilson, 1965) ว่ารอยเลื่อนนี้ไปสิ้นสุด ณ ปลายของขอบแผ่นอีกแผ่น รูป 2.13 ซึ่งเขาเรียกรอยเลื่อนที่ค้นพบใหม่นี้ว่า รอยเลื่อนแปลงรูป (transform fault) โดยการเคลื่อนที่ของแผ่นมหาสมุทรทางด้านข้างผ่านรอยเลื่อน โดยแปลงรูปไปสู่การเกิดธรณีภาคใหม่ ตรงสันสมุทรหรือการมุดตัวของแผ่นธรณีภาคตรงร่องทะเลลึก ในรูป 2.13 จึงแสดงการเปรียบเทียบลักษณะการเคลื่อนที่ตามแนวรอยเลื่อน โดยเรียกว่ารอยเลื่อนแปลงรูปแบบขวาเข้า (a) และเรียกรอยเลื่อนทวนกระแส (transcurrent fault) แบบซ้ายเข้า (b) ซึ่งตามทฤษฎีสามารถมีระยะเคลื่อนตามแนวดิ่งได้ยาว ดิ่งยาวไปถึงจุดอนันต์จากยอดสันสมุทรออกไป ดังนั้นจึงเกิดแผ่นดินไหวได้หลายๆ จุด เฉพาะระหว่างสันสมุทรเท่านั้น ด้วยเหตุนี้ในปี 1965 วิลสันจึงได้จัดแบ่งเสนอการเกิดรอยเลื่อนแปลงรูปออกเป็น 6 ชนิด (รูป 2.14 a) ซึ่งอาจเป็นแบบสันสมุทรกับแผ่นเกยบนจากร่องลึก หรือแผ่นเสียบล่างจากร่องลึก จากรูป 2.14 b แสดงรูปแบบการพัฒนารอยเลื่อนแปลงรูปไปตามเวลา ซึ่งทำให้รูป (i) และ (v) ยังคงอยู่ไม่เปลี่ยนแปลง ส่วน (ii) และ (iv) จะใหญ่ขึ้นเรื่อยๆ และ (iii) กับ (vi) จะค่อยหดสั้นเข้าเรื่อยๆ

ต่อมาไซค์ (Sykes, 1967) ได้ตรวจวิเคราะห์กลไกแผ่นดินไหวที่เกิดขึ้นบริเวณสันกลางสมุทรแอตแลนติคตรงเส้นศูนย์สูตร และพบว่าเหตุการณ์แผ่นดินไหวที่แกนสัมพันธ์กับรอยเลื่อนปกติในแนวเหนือโค้ง ส่วนเหตุการณ์ตามแนวรอยแยกที่สันเกือบตั้งฉากกับสันสมุทรมีแผ่นดินไหวเกิดขึ้นได้มากกว่า และพลังงานที่ปล่อยออกมาก็มากกว่าหลายร้อยเท่า ซึ่งส่วนใหญ่เป็นรอยเลื่อนเหลื่อมข้าง ส่วนแผ่นดินไหวตามแนวแยกไกลออกไปจากสันสมุทรแทบไม่เคยเกิด ซึ่งสอดคล้องกับการแปลงรูปของรอยเลื่อน

2.5 กลไกการขับเคลื่อน

ในปัจจุบันยังไม่มีใครทราบแน่ชัดว่ากลไกการแปรสัณฐาน แต่ก็มีผู้พยายามอธิบายกระบวนการขับเคลื่อน(driving mechanism) ไว้ใน 3 รูปแบบ ได้แก่ (1) แผ่นขับเคลื่อนเนื่องจากแรงผลัก(slab push) (2) แผ่นขับเคลื่อนเนื่องจากแรงดึง(slab pull) และ (3) แผ่นขับเคลื่อนเนื่องจากการลากเลื่อน(slab sliding) (ดูรูป 2.15) ซึ่งทั้งสามกระบวนการนี้ต้องอาศัยการเคลื่อนที่ของกระแสพาความร้อนจากในแผ่นเปลือกโลกด้วย

การขับเคลื่อนอย่างแรกอาศัยแรงจากใต้โลกในบริเวณสันสมุทรโดยตรงเป็นแรงผลักดัน ซึ่งผลของการผลักดันในแนวดิ่งนี่เองทำให้ดันแผ่นสมุทรออกไปทั้งสองข้างได้และไปจมตัวได้อีกแห่งในที่สุด อย่างไรก็ตามหลายท่านก็แย้งว่าต้องใช้แรงขับมากมายมหาศาลที่จะผลักดันให้แผ่นสมุทรที่กว้างใหญ่ไพศาลเคลื่อนตัวออกไปได้ ทั้งสองข้างของสันสมุทร

กระบวนการขับเคลื่อนแบบที่สองมีแนวคิดตรงข้ามกับอย่างแรกโดยให้แรงส่วนใหญ่มาจากแรงดึงของแผ่นสมุทรเองในบริเวณขอบแผ่น เนื่องจากแผ่นสมุทรบริเวณดังกล่าวเกิดแรงดึงอันเป็นผลจากการมุดตัวของแผ่นสมุทรเองในร่องสมุทร (trench) แต่การจมตัว(sinking-down)ของแผ่นสมุทรทำให้ดูเหมือนกับแผ่นสมุทรถูกดูดลงไป อย่างไรก็ตามเป็นที่ถกเถียงกันว่าแรงดูดจะมีค่ามากพอที่จะทำให้เกิดการขับเคลื่อนของแผ่นสมุทรหรือไม่

กระบวนการที่สามเป็นผลมาจากการผนวกทั้งสองกระบวนการแรกเข้าด้วยกันและอาศัยเหตุผลที่ว่าแผ่นสมุทรเย็นตัวออกไปเมื่อห่างจากสันสมุทร และทำให้ความหนาของแผ่นสมุทรลดลงไปด้วย ความแตกต่างของความหนาของแผ่นสมุทรจากสันสมุทรจนถึงร่องสมุทรที่ขอบทวีปนี่เองที่ทำให้แผ่นสมุทรเลื่อนเองได้ไปตามความลาดชัน(sliding)และเกิดการลากจูงลงสู่ร่องสมุทร(oceanic trench)ได้ในที่สุด จะเห็นได้ว่าในการขับเคลื่อนแผ่นสมุทรนี้จำเป็นต้องอาศัยกระแสการพา(ความร้อน)(convection current)จากใต้ชั้นเนื้อโลกขึ้นมาและเป็นตัวการทำให้เกิดหินหนืดด้วย หลายคนอาจคาดคิดว่าแล้วกระแสการพานี้เป็นกระแสไหลวนหรืออย่างไร บางท่านอธิบายการเกิดกระแสการพาว่าเป็นผลมาจากการที่โลกอยากจะเย็น จึงทำให้เกิดการพาความร้อนจากแกนโลกขึ้นมา(สู่ผิวโลก) ซึ่งเปรียบดั่งกระแสการพาอันเป็นผลมาจากการต้มน้ำในบีกเกอร์(beaker)ให้เดือด น้ำที่ร้อนจากตะเกียงทำให้เกิดการลอยตัวสูงขึ้น น้ำที่เย็นกว่าก็จะเข้ามาแทนที่ จนในที่สุดจึงเกิดการไหลเวียนของกระแส(น้ำหรือมวลหิน)ได้ นักธรณีศาสตร์บางท่านอธิบายว่าการเกิดกระแสการพาอย่างไม่ง่าย คือ เริ่มจากสันสมุทรและไปสิ้นสุดตรงร่องสมุทร แต่อาจเป็นลักษณะเป็นกระจุกๆ หรือเป็นหย่อมๆ คือ เป็นเซลการหมุนเล็กๆ หลายอันประกอบกันบริเวณเนื่อโลกตอนบน หรืออาจมาจากที่ลึกมากจากรอยต่อระหว่างเนื้อโลกกับแกนโลกและเคลื่อนตัวเป็นระยะทางไกลมากในแนวดิ่งจนถึงฐานธรณีภาคก็ได้

รูป 2.16 แสดงถึงลักษณะการขับเคลื่อนแผ่นเปลือกโลกโดยกระแสการพาความร้อนลักษณะต่างๆ

2.6 วัฏจักรวิลสัน

นับตั้งแต่ที่แนวคิดเรื่องการแผ่ขยายพื้นทะเลเป็นที่ยอมรับตั้งแต่ปี คศ. 1960 กว่าๆ ความรู้ความเข้าใจทางธรณีวิทยาก็เริ่มเพิ่มพูนเหมือนอรุณรุ่ง และคนแรกที่ได้อธิบายการบันทึกทางธรณีวิทยาโดยอาศัยหลักและทฤษฎีเกี่ยวกับการแปรสัณฐาน(แบบแผ่น)ก็คือ ทูโซ วิลสัน (J.Tuzo Wilson) โดยอาศัยหลักเกณฑ์ง่ายๆ คือ ถ้าการเลื่อนของทวีปเกิดขึ้นที่หนึ่งจนทำให้มหาสมุทรเปิดออกหรือทะเลแผ่กว้างขึ้น ผลอันนี้จะทำให้ทะเลหรือมหาสมุทรอีกด้านปิดตัวลง และจะเป็นปรากฏการณ์แบบเปิดและปิดแบบนี้ไปเรื่อยๆ ไม่มีที่สิ้นสุดจนเป็นวัฏจักร ซึ่งปรากฏการณ์นี้นี่เองที่เราเรียกว่า วัฏจักรวิลสัน (รูป

2.17) (ดู Kearey 10.29) ตัวอย่างเช่น มหาสมุทรไอเอพี ซึ่งจัดว่าเป็นมหาสมุทรโบราณหรือบรรพสมุทรที่อยู่ระหว่างอังกฤษกับสก๊อตแลนด์ในสมัยหลายร้อยล้านปีแล้ว (ประมาณ 4-500 ล้านปี) หรือมหายุคพาลิโอโซอิกตอนต้นปิดตัวลง จนทำให้เกิดบรรพรตรังสรรค์คาลิโดเนียน (Caledonian Orogeny) ผลการปิดบรรพสมุทรไอเอพีทัส ต่อมาจึงเกิดการเปิดออกของมหาสมุทรแอตแลนด์ติก (ประมาณ 300 ล้านปีม่าแล้ว) ในบริเวณแถบเดียวกัน

วัฏจักรวิลสันประกอบด้วยกระบวนการต่อเนื่องกันดังต่อไปนี้

(ก) การแตกออก (rifting) ของมหาทวีป หรืออภิมหาทวีป หรือทวีป โดยการพวยพุ่งของสารเนื้อโลก (mantle diapirism)

(ข) การเลื่อนทวีป (Continental drift) การแผ่ขยายพื้นทะเล (sea-floor spreading) การเกิดแอ่งสมุทร (formation of ocean baoins)

(ค) การปิดของแอ่งสมุทรไปเรื่อยๆ (progressive closure of ocean baoins) โดยการมุดตัว (subduction) ของแผ่นสมุทร

(ง) การชนกันของทวีป (continental collision) และการปิดตัวอย่างสมบูรณ์ของแอ่งสมุทร (final closure of ocean basin)

รูป 2.17 a และ b แสดงถึงการแตกออกหรือแยกออกของมหาทวีป (เช่น กอนวานา) ในตอนแรกเริ่มของวัฏจักรวิลสัน (Wil;sonian cycle ตามที่ Dewey & Burke, 1974 ได้เริ่มใช้คำนี้) การพวยพุ่งของสารร้อนจากชั้นเนื้อโลกเรื่อยๆ ทำให้ชั้นเปลือกโลกนูนขึ้นเป็นโครง โดยมีกะเปาะหินหนืด (magma chamber) อยู่ภายใน เนื้อมหาทวีปแตกแยกตัวออกไปเรื่อยๆ จึงเกิดเป็นทะเล และพื้นทะเลก็แผ่กว้างใหญ่ขึ้นเรื่อยๆ จนเป็นมหาสมุทรและเปลือกสมุทร และเกิดตะกอนสะสมตัวเรื่อยๆ ทั้งสองข้างของมหาทวีปที่ถูกแผ่นมหาสมุทรดันออก ตะกอนเหล่านี้ถูกนำพามาโดยแม่น้ำจากในทวีปที่อยู่ลึกเข้าไปในแผ่นดิน (continental interior) ออกจากปากแม่น้ำไปสะสมตัวบนขอบทวีปกลายเป็นเนินตะกอนปากแม่น้ำ (delta) นั่นเอง

ผลการเลื่อนทวีปนี่เองที่ทำให้แผ่นสมุทรแผ่กว้างออกเรื่อยๆ ในบริเวณสันสมุทร (oceanic ridge) ซึ่งมีแผ่นสมุทรใหม่ๆ เกิดขึ้น ณ บริเวณนี้ โดยเริ่มจากแยกสมุทร (oceanic rift) ที่ประกอบด้วยชุดรอยเลื่อนปกติ ซึ่งเป็นจุดที่หินหนืดดันตัวขึ้นมาตามรอยแยกนี้และดันตัวออกไปทั้งสองข้างจนเป็นสัน ดังนั้นระหว่างแยกสมุทรจึงประกอบด้วย 2 สันสมุทร

รูป 2.16 A แสดงภาพตัดของโลก ณ กาลครั้งหนึ่งนานมาแล้ว (หลายร้อยล้านปี) ซึ่งส่วนที่เราสนใจคือ ทวีป A B และทวีป C D ในรูปมหาสมุทร A D กำลังแผ่ขยายออกไป ขณะที่มหาสมุทร B C หดตัวลง เมื่อแผ่นเปลือกโลก A B และ C D เคลื่อนที่ขึ้นไปทางเหนือ ไปยังมหาสมุทร B C กาลเวลาต่อมาผลของการเคลื่อนตัวทำให้มหาสมุทร B C หดตัวลงเรื่อยๆ จตในที่สุดจึงถูกปิด (รูป 2.16 B) ผลก็ก็คือทำให้ทวีป A B และ C D เกิดการชนกัน (continental collision) เช่น ที่เกิดเป็นเทือกเขาหิมาลัย

นั่นเอง และก็ทำให้มหาสมุทร A D แผ่กว้างไปได้มากมาย และการแผ่กว้างถึงขีดสูงสุดจนที่จุด A และ D แผ่นสมุทรถูกดันตัวมาเรื่อยๆ จนไม่มีที่ให้เคลื่อน จึงต้องมุดตัวลงไปใต้แผ่นทวีป ทำนองเดียวกันก็เริ่มเกิดการแตกออกของทวีปขึ้นอีกจุดหนึ่งคือที่ B' C' ถ้าหากว่าการพวยพุ่งของสารร้อนในเนื้อโลกที่จุดดังกล่าวมีมากและต่อเนื่องรวดเร็ว ผลจะทำให้เราได้มหาสมุทร B' C' ที่เกิดใหม่ได้ ให้สังเกตแผ่นเปลือกทวีป A B' (ใหม่) และ C' D มีการเคลื่อนที่สลับทิศไปทางทิศใต้ได้ ดังนั้นเมื่อกาลเวลาผ่านพ้นไปมหาสมุทร A D จะเกิดการตีบเข้าๆ และในที่สุดก็จะปิดสนิทได้เหมือนกัน Vink และคณะ (1984) ได้แสดงให้เห็นว่าความแกร่งของแผ่นทวีปจะลดลงเมื่อเปลือกโลกหนาขึ้น ดังนั้นจุดที่ชนกันจนเกิดเป็นตะเข็บธรณี (geosuture หรือ suture) และทำให้เปลือกโลกหนามากขึ้นกว่าเดิม จึงเป็นบริเวณที่เปลือกโลกบริเวณนั้นอาจเป็นจุดกำเนิดของการแตกตัวได้ในอนาคต

ดังนั้นในรูป 2.16 (a) A D จึงเปรียบเสมือนมหาสมุทรแอตแลนติกในปัจจุบัน และ B C คือมหาสมุทรแปซิฟิก ส่วนรูป 2.16 (C) A D คือแปซิฟิก B' C' คือทะเลแดง (Red Sea) ในปัจจุบันนั่นเอง หลายคน (เช่น Gurnis, 1988) เชื่อว่าวัฏจักรวิลสันมักเกิดเป็นช่วงๆ (episodic) มากกว่าที่จะเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง และแผ่นทวีปมักจะวางตัวอยู่บนอาณาบริเวณที่เย็น (cold downwelling region) ของเนื้อโลก ดังนั้นทวีปจึงมักเคลื่อนตัวไปรวมหรือกระจุกตัวอยู่ในบริเวณดังกล่าวนี้ หลายคนจึงเชื่อว่าทุกทวีปจกเว้นอฟริกา จึงเคลื่อนตัวไปในบริเวณที่ที่เย็น ส่วนอฟริกาอยู่บนที่เย็นอยู่แล้วจึงแทบไม่ได้เคลื่อนที่ไปจากตำแหน่งเดิมนัก และคงอยู่กับที่นับตั้งแต่ 200 ล้านปีที่ผ่านมา ดังนั้นการที่อภิมหาทวีปแพนเวีย แตกออกอาจเป็นผลมาจากมันวางตัวอยู่เหนือตำแหน่งร้อน หรือแนวผิวโลก (geoid high) นั่นเอง

รูป 2.18 แสดงวัฏจักรวิลสัน ซึ่งสรุปว่ามีทั้งหมด 6 ขั้นตอนที่มีการกระทำต่อเนื่องกัน

<u>ความหมายของ Passive margins</u>

ในเรื่องการแปรสัณฐานกับแอ่งตะกอนมีคำที่มีความสำคัญอยู่ 3 คำด้วยกันคือ

1. ขอบทวีปภาในแผ่น (intraplate continental margins)
2. ขอบทวีปสถิตย์ (passive margins) และ
3. การไร้บรรพรตรังสรรค์ภายในทวีป (intracontinental anorogenics)

ทั้งสามคำเป็นคำที่มีความหมายใกล้เคียงกัน กล่าวคือ หมายถึง บริเวณขอบของแผ่นเปลือกทวีปที่ไม่ค่อยถูกรบกวนจากกระบวนการแปรสัณฐาน เช่น แนวมุดตัว แนวแผ่นดินไหว และบรรพรตรังสรรค์ หรืออาจกล่าวได้ว่าเป็นบริเวณที่มีเสถียรภาพมาก

<u>การกำเนิดของ Passive margins</u>

บริเวณที่เรียกว่า ขอบทวีปสถิตย์ (intraplate continental margins or passive margins) นั้น เกิดจากกระบวนการเคลื่อนที่จากกัน (divergent plate margins) โดยเกิดจากการที่ บริเวณที่เป็นแผ่นเปลือกทวีปเดิม(continental crust) ถูกรบกวน ทำให้แผ่นเปลือกทวีปบริเวณนั้นบางลง และมีการเปลี่ยนแปลงระดับความสูงของแผ่น plate เนื่องจากรอยเลื่อนปกติ (normal fault) เหตุการณ์เหล่านี้น่าจะเป็นสาเหตุที่ทำให้เกิดการแตกออก(rifting) ของแผ่นเปลือกทวีปจากนั้นจึงเกิดการเลื่อนทวีป(drifting) โดยที่หินหนืดที่อยู่ด้านล่างของแผ่นเปลือกโลกนั้นได้ดันตัวแทรกขึ้นมาตรงบริเวณที่เป็นรอยแยกนั้น เกิดเป็นหินอัคนีบาดาลและหินภูเขาไฟ ทำให้ได้แผ่นเปลือกโลกใหม่ ที่เรียกว่า เปลือกสมุทร(oceanic crust) โดยเปลือกสมุทรที่เกิดขึ้นนี้มีขอบด้านหนึ่งอยู่ติดกับขอบของแผ่นเปลือกทวีป ในขณะที่ขอบอีกด้านหนึ่งอยู่ติดกับสันสมุทร (oceanic spreading center) เปลือกสมุทรนี้จะดันให้บริเวณขอบเปลือกทวีปเคลื่อนตัวไกลออกไปจากบริเวณที่เป็นสันสมุทรเรื่อยๆ ทำให้บริเวณที่เป็นขอบสถิตย์ (passive margins) นี้อยู่ลึกเข้าไปและไม่ถูกรบกวนจากกระบวนการแปรสัณฐานดังที่ได้กล่าวไปแล้ว

<u>ลักษณะ และสมบัติของบริเวณขอบสถิตย์</u>

ในบริเวณที่เป็นขอบสถิตย์ (Passive margins) เรามักพบลักษณะที่สำคัญดังนี้

- บริเวณที่เป็นขอบสถิตย์ จัดว่าเป็นรอยต่อระหว่างเปลือกทวีปกับเปลือกสมุทรและมีสภาพแวดล้อมในการสะสมตะกอนตั้งแต่ ตะกอนบกn(on-marine deposit) ตะกอนน้ำตื้น(shallow marine deposit) ไปจนถึงตะกอนน้ำลึก(deep water marine deposit)

- บริเวณฐาน (Basement) ของขอบสถิตย์มักพบหลักฐานของการแตกตัวของทวีปและการแผ่ขยายพื้นทะเล ทำให้ฐานส่วนใหญ่ประกอบด้วยหินภูเขาไฟ (บะซอลต์) หินไดอะเบส หินภูเขาไฟที่ประกอบด้วย แร่ไพรอคซีนและแคลเซียมแพลจิโอเคลส์ และส่วนที่เป็นหินอัคนีบาดาลสีเข้ม เช่นหินแกบโบร

- บริเวณขอบสถิตย์ คือว่ามีการกระจายตัวของแผ่นดินไหวไม่มาก ถ้ามีก็เป็นแบบขนาดไม่ใหญ่นัก ที่มาจากรอยเลื่อนงอกเงย (Growth faults)

- หลักฐานของกระบวนการแปรสภาพ ที่พบในบริเวณขอบสถิตย์นี้ ไม่ได้เกี่ยวข้องกับกระบวนการเกิดเป็น Passive margins แต่เป็นหลักฐานที่คงอยู่มาก่อนที่เกิดการ rifting ส่วนรอยเลื่อนปกติ (normal faults) ที่พบบริเวณฐานขอบสถิตย์นั้น เป็นรอยเลื่อนที่เกิดขึ้นเนื่องมาจากการแตกออกของทวีปนั่นเอง

- บริเวณนี้มีการยุบตัว (Subsidence) เนื่องมาจากการเย็นตัวลงของแผ่นเปลือกโลกใหม่ และเนื่องมาจากน้ำหนักของตะกอนที่กดทับด้วย

- เนื่องจากสภาพแวดล้อมในการสะสมตัวตะกอนมีหลายชนิด กล่าวคือ มีตั้งแต่ ตะกอนบกจนถึงตะกอนทะเลลึก ดังนั้นลักษณะของตะกอนที่พบจึงมีความแตกต่างกัน นอกจากนี้ ยังพบลักษณะ

การเปลี่ยนแปลงทางด้านข้าง(Lateral facies changes) ทำให้ตะกอนที่สะสมตัวในบริเวณนี้มีรูปร่างเป็นรูปลิ่ม(wedge)และวางตัวอยู่เหนือเศษตะกอนแตกหัก (rift basin fragments)

- ในแง่แหล่งแร่ โดยเฉพาะส่วนที่เรียกว่า Mississippi Valley-type base metal อาจสะสมตัวในสภาพแวดล้อมแบบขอบสถิตย์นี้ โดยการแทรกดันของชั้นเกลือ (salt peircements) อันเป็นบริเวณที่สะสมตัวลงมาในภายหลังของกำมะถันและเป็นบริเวณที่สำคัญในการทำเหมืองเกลือ ส่วนพวกลานแร่หนัก (heavy mineral placers) ยังคงมีอยู่ และส่วนมากมักถูกฝังกลบอยู่ในที่ลึก

- ตะกอนที่พบได้ในบริเวณขอบสถิตย์นี้ได้แก่ ตะกอนชายฝั่ง ตะกอนลุ่มน้ำ ตะกอนบกบนชายฝั่ง ตะกอนทะเลตื้นเนื้อประสม (shallow marine clastic), ตะกอนตื้นคาร์บอเนต (shelf carbonate), รวมทั้งหินโดโลไมต์ เกลือระเหย และหินปูนปนกระดูกชั้นหนา (ซึ่งแสดงถึงการจมตัวอย่างเร็ว) นอกจากนั้นยังมีหินเพลาจิกต์ หินทราย/หินโคลน

-ตัวอย่างของพื้นที่ที่มีลักษณะสภาพแวดล้อมเป็นแบบ Passive margins
ได้แก่ บริเวณ Atlantic coasts, North America, South America , Niger delta and Africa

2.4 ธรณีแปรสภาพการเลื่อนตัวเหลื่อมข้าง (Strike-Slip Tectonics)

การอธิบายกระบวนการแปรสัณฐานบนพื้นที่ที่มีลักษณะเด่นของการเลื่อนไปตามแนวระดับใช้ทฤษฎีที่เรียกว่า Strike-slip tectonics ซึ่งสามารถแบ่งได้เป็น 2 ประเภท โดยพิจารณาจากลักษณะการแปรสัณฐาน(Plate Tectonic Setting) ดังแสดงในFig. 12.3

1.Transform Fault หมายถึง strike-slip fault ที่ตัดลงไปได้ลึกทั้ง lithosphere จึงหมายถึงส่วนที่เป็น Plate Boundary แบ่งออกเป็น –3 แบบ คือ

1.1 Ridge Transform Fault คือ Fault ที่แบ่ง Oceanic Crust เป็น 2 ส่วน มีทิศทางการเคลื่อนตัวแบบ Spreading Vector

1.2 Boundary Transform Fault คือ ส่วนที่แยก Plate ออกจากกัน และเคลื่อนตัวไปตามแนว Boundary

1.3 Trench-Linked Strike-Slip Fault คือส่วนที่เป็น Oblique Displacementเกิดที่บริเวณ Convergent Plate Boundary และถ้า Fault ชนิดนี้ตัดครึ่ง back-arc basin จะเรียกว่า Trench-Linked Transform Fault

2.Transcurrent Fault หมายถึง strike-slip fault ที่ตัดลงไปได้เพียงระดับตื้น หรือเพียงส่วนที่มีตะกอนมาปกคลุม แบ่งได้เป็น 4 แบบ คือ

2.1 Indent-Linked Strike-Slip Fault เกิดที่บริเวณ Convergent Plate Boundary และวางตัวบนส่วนของ Continental Crust เท่านั้น เนื่องจากPlateส่วนที่ยื่นออกไป ส่งแรงกระทำกับ Plate ที่อยู่ตรงกันข้าม ขณะที่เกิดการมุดตัวของ Plate

2.2 Tear Fault คือ Strike-Slip Fault ขนาดเล็ก เกิดเพียงส่วนที่ตะกอนปกคลุม หรือในส่วนของ Upper Crust โดยที่วางตัวขวางกับ Extensional Belt หรือ Contractional Belt

2.3 Transfer Fault คือ Tear Fault ที่เชื่อมStructure 2 ตัว เช่น เชื่อมระหว่าง Overstepping Fault

2.4 Intra-Plate Strike-Slip Fault คือ Fault ที่เกิดห่างออกไปจากPlate Boundary โดยแรงจาก Intra-Plate มากระทำที่ Fault เดิม ทำให้เกิดเป็น Active Fault อีกครั้ง และบริเวณที่ไม่เคยปรากฏ Fault ก็ได้รับแรงนี้ด้วย และได้ Fault ใหม่

<u>ลักษณะ Structure ใน right simple shear และการทดลองที่ใช้สนับสนุน</u>

รอยแตกที่เกิดจากแรงเฉือนแนวระดับ (Strike-Slip Shear) เป็นโครงสร้างที่พบมากใน Brittle Zone จาก Fig. 12.8 แสดง Principle Displacement Zone ที่วางตัวในแนว Southeast เนื่องจาก Right Simple Shear, แรง σ1 (Shortening) กระทำในแนวดิ่ง, แรง σ2 (Lengthening) กระทำในแนวนอน, ได้ Extension Fracture วางตัวในแนวดิ่ง(เส้นขนาน), Fold Axis ในแนวนอน (เส้นหยัก), ส่วน P, R, R' คือ P Fracture, Synthetic Riedel Shear, และ Antithetic Riedel Shear ตามลำดับ P, R, R' วางตัวห่างไปจากแนว Principle Displacement Zone Φ/2, Φ/2, และ90- Φ/2 ตามลำดับ (มุม Φ คือ มุมของ Internal Friction) ซึ่งข้อมูลเหล่านี้ถูกรวบรวมข้อมูลทางทฤษฎี และจากการทดลอง

จากการทดลองที่ใช้สนับสนุนรอยแตกที่เกิดจากแรง Fig. 12.8 (Naylor et al., 1986) ได้จำลองให้ Overburden (ในที่นี้ใช้ Sandpack) ที่เปราะ ยึดติดกับ Basement ที่รองรับอยู่ด้านล่าง และ Basement Fault มีการเคลื่อนที่แบบ Right Simple Shear ผลที่ได้คือที่ผิวบนของ Sandpack จะเกิดโครงสร้างเป็นวิวัฒนาการของShear Zone ดังแสดงใน Fig. I.4-10 ; A เกิดเป็น Fault ชุดแรก ที่มีรูปร่างเป็น en echelon เมื่อเกิดเคลื่อนที่ได้ 2.1 cm ; B เคลื่อนที่ ได้ 2.8 cm. เกิดSplay ที่ปลายของ en echelon ; C เคลื่อนที่ได้ 3.5cm. เกิด P shear ; D เคลื่อนที่ ได้ 4.9 cm เกิด Shear lens ; E เกิด Shear lens ตลอดแนวของ Fault Zone

กรณีที่ทำการทดลองบนพื้นที่ wide shear zone (มีระยะห่างระหว่างแรงเฉือน 30 cm.) จะได้โครงสร้างดัง Fig. I.4-12 รูป A แสดง overburden ของ Sandpack และ Fig. I.4-12 B แสดง overburden ของ clay cake ทั้ง Fig. A,B ให้ fracture ที่เกิดจากการกระทำของ Riedel Shear วางตัวตามแนวแรงที่แสดงใน Fig. I.4-12 C โดยที่ Synthetic Riedel Shear เกิดก่อน และ Antithetic Riedel Shear เกิดภายหลัง

จากการทดลองแรก (Fig. I.4-10) เมื่อศึกษาโครงสร้างในแนว Vertical Cross-section จะพบโครงสร้างของ Fault ที่มีลักษณะโค้ง เนื่องจากRiedel Shear ดัง Fig. I.4-8 แสดงโครงสร้างที่เกิดจาก

Synthetic Riedel Shear จาก Fig. I.4-8 A เมื่อ Basement Fault วางตัวในแนวดิ่งเคลื่อนตัวแบบ Right Simple Shear จะเกิดโครงสร้างของ Fault ที่ปลายโค้งเข้า (concave upward) เรียก Tulip Structure มักอยู่ในบริเวณของ Transtention Zone ตรงกลางเกิด Normal Fault Fig. I.4-8 B เมื่อ Basement Fault วางตัวเอียงไปจากแนวดิ่ง จะเกิดโครงสร้างของ Fault ที่ปลายโค้งออก (convex upward) เรียก Palm Tree Structure มักอยู่ในบริเวณของ Transpression Zone ตรงกลางเกิด Reverse Fault

Structural Geometries ที่พบใน strike-slip zone (Fig. 12.8)

1) en echelon pattern ประกอบด้วยการเรียงตัวของโครงสร้างแบบ overlapping overstep ขนานกัน และวางตัว àÍÕÂ§กับ planar zone
2) relay pattern ¤×Í fault ที่ขนานกับ planar zoneแต่ละตัวจะมีระยะในการวางตัวห่าง¡Ñ¹ÁÒ¡
3) astomosing pattern มีสาขาเชื่อมต่อกันเป็น network ของ trace ที่อยู่บน surface
4) overstepping fault ¤×Í overstep ที่ไม่ต่อเนื่องระหว่าง fault 2ตัวที่ขนานกัน โดยปกติแล้วมันจะมีแบบ overlapping and underlapping
    - overlapping overstep ปลายของ fault มีการซ้อนกัน และ rock volume ที่อยู่ระหว่าง overlap เรียก bridge
    - underlapping overstep ที่ปลายของ fault 2 ตัว มีระยะห่าง
5) left or right stepping pattern ¤×Í fault ที่มีการ overstep ไปทางซ้ายเรียก left step และ fault มีการ overlap ไปทางขวา เรียก right step
6) in-line structure เป็นลักษณะ Strike-Slip Fault ที่ขนานกัน คล้าย relay pattern แต่จะชิดกันมากกว่า relay เกี่ยวข้องกับ Principle Displacement Zone โดยตรง อาจจะพบ in-line อยู่ระหว่าง major fault และ sediment ตรงกลางได้รับอิทธิพลจาก transpression เกิดการพับเป็น fold และได้ in-line ดัง Fig. 12.9
7) oblique pattern - เป็น structure ที่มาจากการเปลี่ยนแปลงทางกายภาพของ in-line fault พบที่ zone fault ที่ weak มาก ได้รับ shear stress มาก เนื่องจากตรงนั้นไม่ stable จึงกลายเป็น oblique pattern
8) fault, stepover, bend, straight (Fig. 12.11)
    - straight ส่วนของ strike-slip fault ที่ขนานกับ regional slip vector แต่กรณีที่ wall rock เป็น heterogeneity จะได้ 2 ลักษณะ
    - ถ้ามันไม่ต่อเนื่องกัน เรียก stepover, jog
    - ต่อเนื่องกัน เรียก bends

โครงสร้างพวกนี้มีแรง shear กระทำ ซึ่งแรงกระทำเป็น releasing overstep ทั้ง stepover, bend จะมีแนวโน้มที่จะเกิดการทรุดตัวในแนว Vertical จะให้ลักษณะที่เรียกว่า rhomb graben, pull apart ถ้าเป็น restraining overstep ทั้ง stepover, bend จะได้ rhomb horst ,push-up
releasing overstep, restraining overstep ขึ้นอยู่กับความสัมพันธ์ระหว่างทิศทางของโครงสร้างของพื้นที่นั้นๆ เกิดการ overstep และทิศของการเคลื่อนที่ ดัง Fig. 12.12 ถ้าเป็น right step pattern แล้ว dextral displacement เป็น releasing overstep ถ้าเป็น left step pattern แล้ว ให้restraining overstep และ sinistral displacement มีทิศทางตรงข้ามกับ dextral displacement

9) horse, duplex, fan(Fig. 12.11)

- horse คือ มวลหินขนาดใหญ่ของ country rock ที่ปิดล้อมด้วย fault
- shear lens คือ fault ที่เกิดใน Principle Displacement Zone
- sidewall ripout คือ เป็น shear lens ที่ไม่สมมาตร เนื่องจากผนังด้านหนึ่งถูกครูดออกไปได้รูปร่างดังรูป
- duplex คือการเรียงตัวของ horses มากกว่า 2 ตัว พบว่าเรียงตัวที่ steppver, bend
- extension duplex คือ duplex ซึ่งเกิดที่ bend-releasing มีลักษณะ normal oblique fault
- contractional duplex คือ duplex ซึ่งเกิดที่ bend-restraining มีลักษณะ reverse oblique fault
- imbricate fan, horsetail splays คือ duplex ที่เชื่อมกับ strike-slip fault ที่ปลายด้านเดียว

9) flower structure (Fig. 12.13)

- negative flower structure เป็น normal-oblique fault คือ tulip structure
- positive flower structure เป็น reverse-oblique fault คือ palm tree นั่นเอง

10) block rolation และ domainal structure

- block rotation พัฒนาจากการที่มี shear กระทำอย่างต่อเนื่องทำให้ block crust หมุนไปทิศตาม principal shear stress
  - แรง right simple shear หมุนตามเข็มนาฬิกา
  - แรง left simple shear หมุนทวนเข็มนาฬิกา

ถ้ามีการ rotation ในแต่ละส่วนของ local areas แต่ละพื้นที่เรียกว่า domain สามารถแบ่งขอบเขตได้ชัดเจนด้วยทิศการหมุน domain หลายตัวรวมกันเรียก nested domain

<u>ชนิดของ Basin ที่ strike-slip zone</u>

แบ่งได้ 2 ส่วน Fig. 12.15

1. internal basin - ลักษณะ basin ที่อยู่ใน active fault ถูก fault control โดยตรงอยู่ในพื้นที่ transtension area
2. external basin - basin ที่อยู่ใกล้เคียงกับ active fault อยู่ในพื้นที่ transpressional area ได้ fold ของ cover rock หรือ sediment จาก internal basin มาทับถมใน lithosphere ที่มีความยืดหยุ่น จึงเกิดการ subside ลงไปเป็นแอ่ง

Internal Basin

1.1 Fault-Wedge Basin คือ Fault ที่มีลักษณะเป็นกิ่ง 2 อัน อยู่ที่ปลายของ Strike-Slip Fault เกิดการจมตัวที่ Fault Diverge และ การยกตัวที่ Fault Diverge Fig. 12.16 แสดง Fault Wedge ลักษณะต่างๆ ที่สามารถพบได้ ซึ่งมีลักษณะแตกต่างกันไปขึ้นอยู่กับการวางตัวของ Branch Fault กับ Slip Vector และสัมพันธ์กับขนาดของ Displacement ด้วย

1.2 Pull-Apart Basin คือ Strike-Slip Fault วางตัวขนานกับ Slip Vector และมีลักษณะของ Normal Oblique-Slip Fault ตรงกลางของ Strike-Slip Fault มีลักษณะที่เป็น Rhomb Graben และ Pull-Apart ที่พบที่ปลาย Strike-Slip Fault จะมีลักษณะที่เป็นfan และ Fault Wedge ร่วมกัน

External Basin

2.1 Fault-Angle Depression คือ Strike-Slip Fault ที่วางตัวทำมุมเอียงกับ Slip Vector และเป็น Dip Slip ตะกอนที่ผุพังจาก Slab ที่อยู่สูงกว่าตกทับถมตรงส่วนที่อยู่ต่ำกว่า

2.2 Fault-Margin Sag คือ Fault-Angle Depression ที่เกิดRestraining Bend แรงอัดทำให้Plate ดันตัวเข้าหากัน Slab ข้างหนึ่งทับ Slab อีกข้าง น้ำหนักที่กดทับและตะกอนทำให้ Slab ด้านล่างเกิดลักษณะ sagging

2.3 Push-up block or Rhomb Horst เกิด Restraining Bend ทำให้เกิดการยกตัวขึ้นมาเป็น Rhomb Horst Slab 2 ข้างของ Rhomb Horst กดทับSlab ที่ต่ำกว่า เกิด Fault-Margin Sag 2 ข้างของ Rhomb Horst

2.4 Fault-Flank Depressions เป็นfold systems ที่อยู่ใกล้กับ Strike-Slip Fault มักวางตัวเอียงกับแนว Slip Vector การจมตัวเกิดที่ตำแหน่งของ Synclines โดยน้ำหนักของ overriding slab

บทสรุป(Conclusion)

การแปรสัณฐานแบบ strike-slip ให้ structural geometries ที่สำคัญคือ lineament เมื่อมีการพัฒนาต่อไป หน่วยหินบริเวณนั้นอาจเกิดการยกตัวหรือจมตัวได้ การจมตัวทำให้ได้แอ่งซึ่งตะกอนที่ตกทับถมในแอ่ง มาจากส่วนที่ยกตัวเกิดการผุพัง สามารถพบ strike-slip tectonics ได้ตั้งแต่ abyssal ถึง continental environments structural geometries แต่ละ strike-slip zones แตกต่างกันไปขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายอย่างได้แก่ bulk rheology, คุณสมบัติของหิน, ลักษณะของแรงที่กระทำ(trantension or tranpression) บริเวณที่ brittle zone และมีความเค้นสูงจะให้โครงสร้างที่ซับซ้อน

เอกสารอ้างอิง

1) Busby C. J.and Ingersoll R. V.1995,Tectonics of Sedimentary Basins,*Tectonics of Sedimentary Basins,* Blackwell Science,USA

2) Hancock P.L. (1994), Continental Deformation, Pergamon Press, p.251-262 Busby C.J., Ingersoll R.V. (1995), Tectonics of Sedimentary Basins, Blackwell Science, Inc., p.425-456

.