

บทที่ 6

การเคลื่อนที่เข้าหากัน

- 6.1 คำนำ
- 6.2 การมุดตัว และแนวโค้งภูเขาไฟ
- 6.3 ร่องสมุทร
- 6.4 ลิ่มพอกพูน
- 6.5 เทือกเขาแบบแอนดีส
- 6.6 เทือกเขาแบบหิมาลัย
- 6.7 การชนกันของทวีปและแนวโค้ง
- 6.8 ภูมิธรณีฉนวน

6.4 ร่องสมุทร

ร่องสมุทร (oceanic trench) เป็นลักษณะภูมิประเทศที่เป็นแนวยาวมากก่อนซีกโลก (hemispheric-scale) ในทะเลหรือมหาสมุทร ซึ่งเป็นผลมาจากการเคลื่อนตัวของแผ่นสมุทรลงไปในชั้นเนื้อโลก และเกิดขึ้นในด้านทะเลหรือมหาสมุทรของแนวเทือกเขา นับได้ว่าร่องสมุทรเป็นส่วนแสดงลักษณะที่เป็นแนวที่ยาวมากและใหญ่ที่สุด และเป็นรอยต่อที่สำคัญที่สุดของแผ่นเปลือกโลกที่เคลื่อนเข้าหากัน ร่องสมุทรของมหาสมุทรแปซิฟิกที่เรียก เปรู-ชิลี (Peru – Chile Trench) มีความยาวถึง 4,500 กม และลึกจากพื้นสมุทรทั่วไปถึง 2-4 กม หรือประมาณ 7-8 กม จากระดับน้ำทะเล โดยทั่วไปมักมีความกว้าง 50-100 กม ดังนั้นในภาพตัดขวางจึงเป็นร่องลึกคล้ายรูปตัววี (V-shape) แบบไม่สมมาตร โดยด้านที่ตรงข้ามกับด้านที่มุดตัวมีความชัน 8-20 จากแนวตั้ง ตะกอนที่เข้ามาภายในร่องสมุทรจึงแทบไม่มีเลย เช่นที่พบในร่องสมุทรตองกา-เคอร์มาเดค (Tonga-Kermadec Trench) ซึ่งยาวเกือบ 2,500 กม และมีภูเขาไฟใต้น้ำถึง 100 ลูก หรืออาจมากมายมหาศาลอย่างเช่น ร่องสมุทรเลซเซอร์-แอนทิลีส (Lesser Antilles Trench) ร่องสมุทรมักแสดงค่าความโน้มถ่วงที่เป็นลบอย่างมาก อันเป็นมาจากการที่เนื้อโลกอยู่ต่ำลงไปเรื่อยๆ นั่นเอง

ในรูป 8.25 จะเห็นได้ว่ารูปร่างลักษณะของแผ่นสมุทรที่มุดตัวลงไปมีรูปแบบที่คล้ายๆกัน ดังนั้นจึงไม่ขึ้นกับปริมาณของตะกอนที่เดิมลงไปร่อง จึงอาจกล่าวได้ว่าน้ำหนักของตะกอนไม่มีส่วนในการทำให้เกิดเป็นรูปร่างร่องสมุทรได้ อย่างไรก็ตามตะกอนเหล่านี้ อาจมีการเปลี่ยนแปลงไปจากการมุดตัว ซึ่งทำให้เกิดเป็นลิ้มพอกพูนได้ (ดูหัวข้อถัดไป) ตาราง 6.1 แสดงร่องสมุทรสำคัญของโลกในปัจจุบัน ส่วนตาราง 6.2 แสดงร่องสมุทรโบราณที่สำคัญของโลก และมีผู้ศึกษา

6.5 ลิ้มพอกพูน

ลิ้มพอกพูน (accretionary prism หรือมวลเชิงซ้อนมุดตัว subduction complex หรือ accretionary wedge) เป็นมวลที่มีลักษณะรูปร่างคล้ายลิ้มที่เกิดขึ้นในผนังส่วนในของร่องสมุทร โดยมากโครงสร้างภายในลิ้มพอกพูนนี้ได้มาจากรูปตัดคลื่นไหวสะเทือนชนิดสะท้อน (seismic reflection profiles) และจากการวิเคราะห์ตัวอย่างจากลิ้มพอกพูนอายุปัจจุบัน ลิ้มพอกพูนนี้เกิดจากการที่ตะกอนน้ำขุ่นขึ้นในร่องสมุทร (trench-fill turbidites) ตมทะเลลึก (pelagic sediment) และหินเปลือกสมุทร (ในบางครั้ง) ถูกครูดันขึ้นจากแผ่นเลื่อนลง (underthrusting) ที่ถูกปิดทับด้วยแผ่นที่วางด้านบน (overlying plate) ดังนั้นโครงสร้างของลิ้มพอกพูนจึงประกอบด้วยชุดรอยเลื่อนซ้อนลิสติกซับซ้อน (imbricate listric thrusts) ที่วางตัวทำมุมเอียงเทเข้าไปหาแนวโค้งเหมือนกับลิ้ม

ที่วางตัวซ้อนกัน โดยมีรอยโค้งเกิดขึ้นภายในแต่ละลิ่ม (ดูรูป 8.26) ดังนั้นเมื่อการมุดตัวดำเนินต่อไปเรื่อยๆ ลิ่มที่เก่าแก่กว่าจึงถูกทำให้เลื่อนขึ้นมาและเสยตัวขึ้นไปทางฝั่งด้านแนวโค้ง เนื่องจากมีลิ่มตะกอนชุดใหม่เกิดขึ้น ดังนั้นลิ่มที่เก่าแก่กว่าจึงมีมุลาดชันที่มากกว่าพวกที่อายุน้อยกว่า การที่มีการครูดออกเรื่อยๆ จนได้ลิ่มใหม่เกิดขึ้นเรื่อยๆ ทำให้เราได้ลิ่มพวกพูนมากขึ้นเรื่อยๆ โดยยื่นออกไปสู่ทะเลหรือมหาสมุทร อีกทั้งด้วยมุมที่ชันนี้เองที่เป็นผลให้แผ่นวางด้านบนแอ่นตัว (sagging down) เกิดเป็นแอ่งหน้าแนวโค้งได้

จากการศึกษาลิ่มพอกพูนโบราณ (เช่น Erust, 1975) พบว่าก็เกิดลักษณะเดียวกัน โดยเฉพาะในเรื่องของอายุตะกอนและชั้นการแปรสภาพที่เพิ่มขึ้นจากร่องสมุทรมายังแนวโค้ง ด้วยเหตุนี้เราจึงอธิบายได้ว่าทำไมชั้นลิ่มที่มีการแปรสภาพมากกว่าและอายุเก่ากว่าจึงอยู่ด้านบน ส่วนลิ่มที่แปรสภาพน้อยกว่าและอายุน้อยกว่าอยู่ด้านล่างได้ หินพวกที่เก่าแก่นี้ปกติมักเกิดที่ความลึกถึง 30 กม ถูกเลื่อนดันขึ้นมาข้างบนได้เมื่อการมุดตัวดำเนินต่อไป นอกจากนั้นเขายังเชื่อว่าหินแปรสภาพสูงนี้อาจไม่ได้เกิดการขรุดออกเพียงอย่างเดียว แต่อาจเกิดจากการลอยตัว (buoyant) จึงสูงขึ้น แต่เรากลับพบว่าหินเก่ากว่าพวกนี้มีความหนาแน่นมากกว่าพวกที่อายุน้อยกว่า อย่างไรก็ตามบางท่านก็เชื่อว่าอาจเป็นเพราะตะกอนในลิ่มที่ถูกลากจูงลงไปในขณะเกิดการมุดตัวและไหลเป็นมวล (mass flow) ขึ้นมาได้เมื่อถึงส่วนลึกที่สุดภายในตัวลิ่มนั้น (Cowan & Silling, 1978 และ Secley, 1979) ต่อมา Davis และคณะ (1983) ได้อธิบายถึงกระบวนการในการเกิดลิ่มพอกพูนว่าเปรียบเหมือนกองดินที่ถูกรถแมคโฮว์ไถดันกองดินในลิ่มจะเปลี่ยนลักษณะภายในจนความลาดชันของลิ่มสูงขึ้นถึงระดับหนึ่ง ด้วยเหตุนี้เมื่อมีการเติมตะกอนชุดใหม่ขึ้นมา การเปลี่ยนลักษณะภายในลิ่มจึงเกิดขึ้นเรื่อยๆ จนถึงจุดคงที่ซึ่งน้ำหนักหรือแรงโน้มถ่วงในลิ่มสมดุลกับแรงเสียดทาน (friction) ตรงฐานแผ่นมุดตัว (Platt, 1986)

Karing (1988) ได้เสนอว่าแนวการเคลื่อนตัวของตะกอนในลิ่มพอกพูนอาจเป็นผลมาจากหลายสาเหตุ เช่น ความหนาและสมบัติเชิงกลภายในตะกอน สภาพความขรุขระหรือสูงต่ำของพื้นบนของแผ่นมุด หรืออัตราการเคลื่อนเข้าหากัน (convergent rate) ด้วยเหตุนี้ถ้าปริมาณตะกอนมาก ความใหญ่โตหรือขนาดของลิ่มก็จะมากด้วย โดยสัมพันธ์กับความพูนและแรงยึดภายในตะกอนที่เข้าไปในร่องลึก รูป 6.28 แสดงถึงวิธีการที่ตะกอนถูกนำพาจากร่องลึกเข้าไปในลิ่ม เช่น ในบริเวณแนวโค้งคาสเคด (Cascade arc) ประกอบด้วยตะกอนขุนขึ้นชั้นหน้าในร่องลึก วางตัวบนตมทะเลลึกที่บางกว่า จนทำให้เกิดการเลื่อนย้อนในส่วนฐานของชั้นตะกอนขุนขึ้น (รูป 6.28 ก) ส่วนในบริเวณแนวโค้งมาคราน (Makran arc) ประกอบด้วยชั้นตะกอนขุนขึ้นที่หนามากกว่า 6 กม ในร่อง จึงทำให้ตะกอนส่วนบนที่หนา 2 ถึง 2.5 กม ถูกครูดไปเกิดเป็นลิ่มพอกพูน (รูป 6.28 ข) สำหรับกรณีที่ชั้นตะกอนบางปรากฏในร่องลึก อย่างเช่น แนวโค้งมาเรียนา (Marianas arc) ทำให้ขณะที่แผ่นมุดตัวเคลื่อนที่ลง ส่วนบนแผ่นมุดกลับแตกและเลื่อนจนทำให้เกิดเป็นเนินและหุบ (horse-graben) สูงๆ ต่ำๆ (รูป 6.28 ค) ซึ่งเป็นอีกลักษณะหนึ่งที่ทำให้หลายคนเชื่อว่า แผ่นเปลือก

สมุทรไม่เป็นเนื้อเดียวกัน โดยแสดงสมบัติแตกหักง่ายตรงส่วนบนและอ่อนนุ่มกว่าในส่วนล่าง (Kearey & Vine, 1996) ปัจจุบันเราพบว่าลึมหอกพูนมักเกิดในลักษณะเดียวกับของแนวโค้งมาคราน (รูป 6.28 ข) ซึ่งชั้นตะกอนที่เปลี่ยนลักษณะน้อยมาก วางตัวอยู่ข้างใต้ชั้นตะกอนที่เปลี่ยนลักษณะมากกว่า Westbrook และคณะ (1982) ได้แสดงให้เห็นว่าชั้นตะกอนส่วนบนที่หนาประมาณหนึ่งในสามของชั้นตะกอนทั้งหมดในพื้นที่มหาสมุทรแอตแลนติกที่ถูกนำไปยังลึมหอกบาบาโดส (Barbados accretionary wedge) ทางทะเลแคริบเบียน ส่วนที่เหลือทั้งหมดเลื่อนลงใต้ลึมหอก จึงเกิดแนวรอยต่อเลื่อน (decolment) ระหว่างแผ่นเปลือกโลก 2 แผ่นที่นี่ และตรงรอยต่อนั้นจะมีชั้นตะกอนที่พัฒนาขึ้นมาใหม่เป็นชั้นตะกอนไม่จับตัวแข็งอีกประเภทชั้นหนึ่งที่ประกอบด้วยตะกอนกึ่งตมทะเลลึก (hemipelagic sediment) ที่มีสภาพการไหลซึมผ่าน (permeability) ต่ำ วางตัวอยู่ใต้ชั้นตะกอนชั้นบนที่มีการไหลซึมดีกว่า (Moore, 1989) ชั้นตะกอนใหม่ที่ถูกครูดขึ้นมาฝังจมตัวไม่ลึกนัก และยังคงปรากฏตัวอยู่นานซึ่งเราอาจเห็นได้ในลักษณะของการแปรสภาพไปเป็นชุดลักษณะบลูชีส (blue schist) หรือเอกโคไลท์ (eclogite) ที่กำหนดความลึกว่าประมาณ 30 กม

ตะกอนที่อยู่ระหว่างแนวรอยต่อเลื่อนนี้เคลื่อนตัวลงไปลึมหอกพูนอย่างรวดเร็ว จนไม่มีโอกาสดึงน้ำในตัวตะกอนออก (dewatering) เพราะถูกฝังกลบอย่างรวดเร็ว จึงเป็นไปได้ที่ระบบอุทกวิทยาอาจเป็นตัวควบคุมลักษณะรูปร่างของลึมหอกพูนได้ เนื่องจากลึมหอกพูนวางตัวเอียงเทเล็กน้อยจนแนวระดับและความแข็งแกร่งของตะกอนไม่มาก หลายคนจึงคิดว่าแรงเค้นเฉือนตามแนวรอยต่อเลื่อนนี้มักมีค่าน้อยด้วย และเชื่อว่ารอยต่อนี้มีความดันของไหลน้อยกว่าบริเวณข้างเคียงโดยรอบ ซึ่งต่อมาความดันของไหลอาจเพิ่มขึ้นเมื่อมีปริมาณตะกอนมากขึ้น และความดันของไหลที่เพิ่มขึ้นนี้อาจถูกปลดปล่อยออกมาตามรอยแตกที่อยู่ข้างบนจนทำให้เกิดเป็นโคลนไหลออกมาตามรอยแตกจนได้ ภูเขาไฟโคลน (mud volcano) นั้นเอง ซึ่ง Moore (1989) เรียกกระบวนการนี้ว่ากลไกการสูบออก (pumping mechanism)

6.10

การที่จะบอกหรือสรุปว่าเป็นดินแดนพลัดถิ่นหรือดินแดนนำจมนหรือไม่ ผู้ศึกษาต้องตรวจหาอย่างละเอียดให้ได้ว่าดินแดนหรือพื้นที่ที่เราสนใจมีความแตกต่างในแง่ประวัติการลำดับชั้นตะกอน ซึ่งในบางครั้งพบว่าอาจถูกทำลายไปเนื่องจากรอยเลื่อน รอยโค้ง หรือการแปรสัณฐานหลายอย่างหลายครั้งผสมกัน ดังนั้นในการตรวจสอบจึงจำเป็นต้องอาศัยหลักฐานอย่างแน่นหนาถูกต้อง และวิเคราะห์เป็นอย่างดี Yorath & Chase (1981) และ Skermer และคณะ (1989) ได้เสนอความแตกต่างที่ใช้เป็นเกณฑ์ในการจำแนกดินแดนพลัดถิ่นไว้ ดังนี้คือ

- (1) ประวัติการสะสมตะกอนและการลำดับชั้นตะกอน
- (2) ประวัติการกำเนิดและศิลาวิทยาของหินชนิด
- (3) ประวัติ พฤติกรรม และรูปแบบการเปลี่ยนแปลงลักษณะ (โครงสร้าง)
- (4) บรรพชีวินวิทยา และสภาวะแวดล้อมบรรพกาล และ
- (5) ประวัติและข้อมูลทางสภาวะแม่เหล็กบรรพกาล

จากการศึกษาด้วยวิธีการดังกล่าวเกี่ยวกับดินแดนพลัดถิ่นในแถบตะวันตกของทวีปอเมริกาเหนืออย่างละเอียด ทำให้ Jones และคณะ (1983) สามารถจำแนกชนิดของดินแดนพลัดถิ่นดังกล่าวได้และแบ่งออกเป็น 4 ชนิด ได้แก่

- (1) พลัดถิ่นในแง่การลำดับชั้น (stratigraphic terrains) ซึ่งแบ่งย่อยออกเป็น
 - ก) ชิ้นส่วนทวีป (continental fragments) ซึ่งส่วนใหญ่ประกอบด้วยตะกอนที่มาจากบนบก (land-derived sediments) ที่มีหินฐานเป็นหินอัคนีหรือหินแปร (crystalline basement)
 - ข) ชิ้นส่วนมหาสมุทร (oceanic fragments) ซึ่งโดยมากเป็นหินจากเปลือกสมุทร (oceanic crust) โดยมีหินจำพวกตะกอนทั้งจากผลึก (deep sea sediment) และตะกอนของทวีป (continental margin) ปกคลุมอยู่ข้างบน
 - ค) ชิ้นส่วนแนวโค้งหมู่เกาะ (island arc fragments) ซึ่งส่วนใหญ่มักเป็นพวกหินอัคนีบาดาล หินภูเขาไฟ และตะกอนภูเขาไฟ
- (2) พลัดถิ่นแตกปนเป (disrupted terrains) ได้แก่ พวกที่มาจากหลากหลายกำเนิดมาอยู่ด้วยกัน (heterogeneous assembly) ซึ่งอาจเป็นพวก กลุ่มหินฟลิช หินเซอร์เพนทิน หินบลูชีส ซึ่งมักมาจากผลการมุดตัว (subduction zone complex)
- (3) พลัดถิ่นแบบแปรสภาพ (metamorphic terrains) ได้แก่ พวกที่ถูกกระบวนการแปรสภาพทำลายการลำดับชั้นหินเดิมจนหมด

(4) พืดดินเชิงซ้อน (composite terrains) ได้แก่ พวกที่ประกอบด้วยชิ้นส่วนที่พืดดินอย่างน้อยสองชิ้นส่วน แต่เชื่อมเข้าด้วยกันก่อนที่จะเข้ามาผนวกพืดดินเข้ากันกับทวีปใหญ่ เช่น ทวีปอเมริกาเหนือ

ลำดับชั้นทางเวลาการผนวกดินแดนพืดดินเข้ากับทวีปหลักหรือทวีปใหญ่สามารถกำหนดได้จากช่วงเหตุการณ์หลังการผนวกและการเชื่อมเข้ากับดินแดนข้างเคียง ซึ่งอาจมีได้ 3 ลักษณะ คือ (ก) การสะสมของตะกอนในแอ่งขวางของรอยต่อของดินแดนพืดดิน (terrain boundary) (ข) การปรากฏของตะกอนที่ถูกพัดพามาจากดินแดนข้างเคียง (provenance linking) และ (ค) การกำเนิดหินอัคนีบาดาลชนิดเย็บติด (stitching plutons) ในเขตรอยต่อ (ดูรูป 9.26)

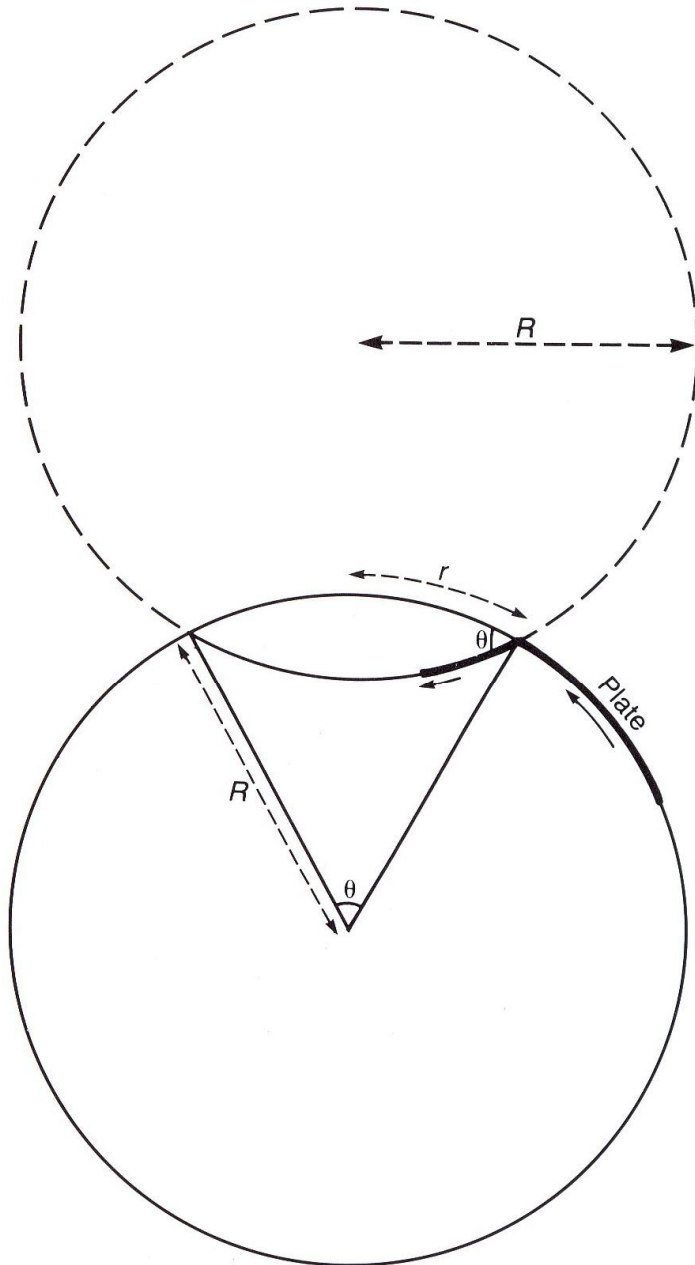
Coney และคณะ (1980) ได้ศึกษาดินแดนพืดดินของทวีปอเมริกาเหนือโดยละเอียด โดยเฉพาะฝั่งคอร์ดีลเลอร์แลนด์ (Cordilleran coast) ตั้งแต่ลัสกาจนถึงเม็กซิโก และสรุปว่าพบดินแดนพืดดินดังกล่าวทั้งหมด 41 ดินแดน รวมความกว้างได้ถึง 500 กิโลเมตร และกินเนื้อที่ถึงร้อยละ 30 ของทวีปอเมริกาเหนือ (ดูรูป 9.27) พวกเขาทำนายว่าจะมีดินแดนพืดดินอีกมากเพียงแต่มีขนาดเล็กเกินไป (unmappable unit) ที่จะบรรจุหรือแสดงขอบเขตได้ชัดในแผนที่ ดินแดนเหล่านี้ อาจมีอายุตั้งแต่มหายุคพรีแคมเบรียนจนถึงยุคจูแรสซิก และผนวกเข้ากับภาคตะวันตกของทวีปอเมริกาเหนือตั้งแต่ยุคไทรแอสซิก ต่อมา Coney (1989) ได้ค้นพบอีกว่า ดินแดนพืดดินเหล่านี้ โดยมากเป็นชิ้นส่วนหินมหาสมุทรที่เดินทางมาไกลโพ้น และมักเชื่อมต่อกันด้วยรอยเลื่อนย้อนที่เลื่อนตัวไปเกยหรือเสยไปบนดินแดนพืดดินที่เคลื่อนเข้ามาก่อน หรืออาจเสยไปบนเขตหินเก่าขนาดเล็ก (craton) ได้ จากข้อมูลการเคลื่อนที่ของแผ่นธรณีภาค ทำให้ Debiche และคณะ เชื่อว่าเส้นทางการเคลื่อนที่ของดินแดนพวกนี้น่าจะมาจากอีกฟากหนึ่งของมหาสมุทรแปซิฟิก โดยมีนัยการเลื่อนที่เป็นแบบหล่อมกันไปในแนวเหนือใต้เมื่อผนวกเข้ากับทวีปอเมริกาเหนือ โดยเฉพาะดินแดนที่เรียกแคชด์ครีก (Cache Creek) ซึ่งยาวกว่า 1,800 กม และกระบวนการดังกล่าวนี้ก็ยังคงดำเนินอยู่ในปัจจุบัน ตามที่เห็นได้จากแนวรอยเลื่อนซานแอนเดรียสนั้นเอง จนทำให้นักธรณีวิทยาหลายคน เช่น Woodcock (1986) เชื่อว่าแนวรอยเลื่อนหล่อมข้างใหญ่ๆ นี้่าจะมีส่วนควบคุมการแตกหลุด (dismemberment) ของดินแดนพืดดินนี้ และเรียกรอยเลื่อนดังกล่าวว่า รอยเลื่อนหล่อมข้างเชื่อมร่องสมุทร (trench-linked strike slip fault) โดยที่ Woodcock อธิบายถึงการเกิดรอยเลื่อนดังกล่าวว่าเป็นผลมาจากการมุดแบบเฉียง (ไม่ใช่มุดตรงๆ) ทำให้แผ่นมุด (underthrusting plate) ทำมุมกับแผ่นเกย (overlying plate) ประมาณ 35-50° กับแนวร่องสมุทร ผลจากการมุดเฉียงทำให้เกิดการเลื่อนตามแนวระดับด้วยในบริเวณขอบแผ่นทวีปที่ขนานและที่อยู่ห่างจากร่องสมุทรเป็นระยะทางประมาณ 100 กม ตัวอย่างสำคัญก็คือรอยเลื่อนอะตากามา (Atacama Fault) ในทวีปอเมริกาใต้ ซึ่งวิ่งขนานกับร่องสมุทรเปรู-ชิลี (Peru-Chile Trench) ที่มีชื่อเสียง

อาณาบริเวณดินแดนพลาตตินที่มีผู้ศึกษามากของสหรัฐอเมริกาก็คือ ดินแดนแรงเจเลีย (Wrangellia) โดย Jones และคณะ (1977) โดยได้ชื่อมาจากเทือกเขาแรงเจเลีย (Wrangel Mountain) ในอลาสกา (ดูรูป 9.27) ซึ่งประกอบด้วยชุดหินจากแนวโค้งหมู่เกาะ (island arc) ที่เกิดในมหาสมุทรแปซิฟิกตอนปลายที่มีหินละลายไหลบนบก (subaerial lava flow) และหินปูนยุคไทรแอสซิกวางปิดทับข้างบน จากลักษณะเฉพาะทางธรณีวิทยาดังกล่าวทำให้เกิดการค้นพบดินแดนประหลาดน่าฉงนอื่นๆ อีกเป็นระยะทางกว่า 2,500 กม ของแนวบรรพตรังสรรค์คอร์คิลเลอร์ชา และครอบคลุมพื้นที่รวมๆ ตามแนวละติจูดหรือเส้นรุ้งประมาณ 24° ซึ่งจากข้อมูลสภาวะแม่เหล็กบรรพกาลบอกเราว่าแต่ก่อนดินแดนพลาตตินนี้ผนวกรวมพื้นที่ตามละติจูดได้ประมาณ 40° แต่ต่อมาจึงเกิดการแตกตัวและแยกตัวหลังการผนวก (post-accretion fragmentation and separation) และน่าจะอยู่ห่างจากเส้นศูนย์สูตรประมาณ 10° ซึ่งสอดคล้องกับหลักฐานทางสภาพแวดล้อมที่เป็นเขตร้อนชื้น นักธรณีวิทยาส่วนใหญ่เชื่อว่าแรงเจเลียนี้ น่าจะมีต้นกำเนิดมาจากมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตก ประมาณแถบประเทศนิวซีแลนด์ในยุคไทรแอสซิก และเดินทางชนิดข้ามฝากสมุทรมาผนวกกับทวีปอเมริกาเหนือ และต่อมาจึงแตกตัวออกจากกันและเลื่อนตัวมาตามรอยเลื่อนเลื่อนเหลี่ยมข้างหลักฐานจากดินแดนพลาตตินของทวีปอเมริกาเหนือและของที่อื่น เช่น กิตากามิใต้ของญี่ปุ่น (ดู Pigram & Davies, 1987) และ Bunyongkul และคณะ (2000) เชื่ออย่างหนักแน่นว่าดินแดนน่าฉงนและพลาตตินพวกนี้น่าจะมีต้นกำเนิดจากหินบนทวีป หินในมหาสมุทร และหินจากแนวโค้งหมู่เกาะไปมาประชิดติดกับขอบทวีปอเมริกาเหนือในแนวมุดตัว และต่อมาจึงเลื่อนย้อนหินพวกนี้ให้เคยไปบนเขตหินเก่าได้ Ben-Avraham และคณะ (1981) ได้เสนอไว้นานแล้วว่าอาณาบริเวณในปัจจุบันที่จะก่อให้เกิดดินแดนพลาตติน ได้แก่ สันสมุทร (oceanic ridge) ส่วนยกสมุทร (oceanic rises) และที่ราบสูงสมุทร (oceanic plateau) ซึ่งครอบคลุมอาณาบริเวณพื้นสมุทร (oceanic basin) ถึงประมาณร้อยละ 10 (ดูรูป 9.28) โดยที่พื้นที่สูงเหล่านี้ไม่ได้เกี่ยวกับขอบแผ่นจลน์ (active margin) เลย แต่อาจเป็นแนวโค้งหมู่เกาะเดิม หรือจุลทวีปใต้ทะเล (submerged microcontinent) และเปลือกสมุทรยกตัว (uplifted oceanic crust) อาณาบริเวณที่เป็นชิ้นส่วนทวีป เขตหินยูงเยิง (mclanger zone) และแนวโค้งรูปเกาะของโอโค-แปซิฟิกในแถบเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ก็มีลักษณะคล้ายดินแดนพลาตตินของทวีปอเมริกาเหนือ ก่อนเข้าผนวกกับทวีปได้ นักธรณีวิทยาหลายท่าน (เช่น Coffin & Eldholm, 1994) เชื่อว่าดินแดนพลาตตินในทะเลเหล่านี้ น่าจะถือกำเนิดจากหินอัคนีเนื่องจากการไหลเวียนของกระแสการพาที่ซับซ้อนขณะที่แผ่นสมุทรเกิดการเคลื่อนตัว ข้อมูลทางธรณีฟิสิกส์และการเก็บตัวอย่างหินจากพื้นสมุทรทำให้เราทราบว่าหลายส่วนของเขตที่สูงบนพื้นสมุทร (topographic high) มีลักษณะคล้ายทวีป และประกอบด้วยหินจำพวกแกรนิต (granitic substrate) และมีความหนาแน่นมากกว่าหินเปลือกสมุทรปกติถึง 2-5 เท่า เขตที่สูงพื้นสมุทรเหล่านี้ตั้งอยู่ในบริเวณที่มหาสมุทรหดตัว และในที่สุดก็จะถูกพาไปยังร่องสมุทร แต่ด้วยความที่ตัวเองหนาและมีแรงลอยตัวสูง (high buoyancy) จึงทำให้เสียดลอกจากการมุดตัวในเขตร่องสมุทรได้ แต่ถ้ามัน

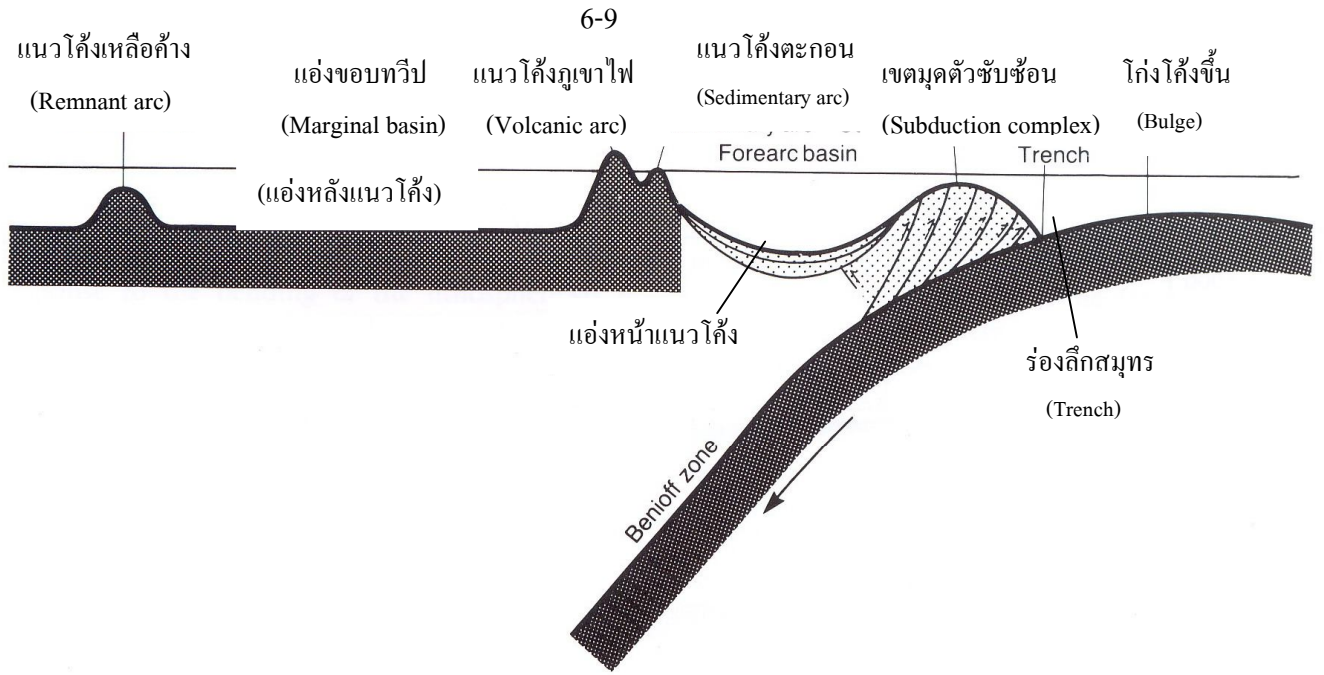
ยังคงมุดตัว ก็อาจทำให้รูปร่างเขตมุดตัวผิดปกติไป และยังมีผลต่อกระบวนการกำเนิดหินหนืดในเขตมุดตัวได้ด้วย รูป 9.29 แสดงให้เห็นถึงเขตที่สูงมหาสมุทร (oceanic rises) ใกล้เขตร่องสมุทรแปซิฟิก ที่มีลักษณะคล้ายกับพื้นที่แถบร่องสมุทรมานไก (Nankai Trough) ของญี่ปุ่น (ดู Hirakara, 1981) เขตที่สูงมหาสมุทรเหล่านี้ทำมุมเฉาะกับทิศทางที่แผ่นมุดลง (underthrusting) จนทำให้พื้นที่บนทวีปถัดจากร่องสมุทรปราศจากแนวภูเขาไฟเลย ส่วนในรูป 9.30 แสดงถึงการเปรียบเทียบระหว่างการกระจายตัวของจุดเกิดแผ่นดินไหวตามทิศทางของเขตมุดตัวปกติ (normal subduction zone) กับในเขตการชนกันของทวีป (continental collisional zones) ให้สังเกตว่าการลอยตัวขึ้นของแผ่นที่มุดตัวบางส่วนทำให้เขตมุดตัวมีมุมเอียงเทน้อยกว่าแผ่นมุดปกติ และทำให้เกิดช่องว่างไร้การไหวสะเทือน (seismic gap) คือไม่เกิดแผ่นดินไหวนั่นเอง

รูป 9.31 แสดงถึงวิวัฒนาการเกิดทะเลระหว่างอัลสกากับรัสเซียตะวันออก ซึ่งในบริเวณพื้นทะเลนี้ประกอบด้วยเขตที่สูงอานัก (Umnak Plateau) สันเขาเวอ์ (Bowers Ridge) และสันเชอร์ชอฟ (Shirshor Ridge) เป็นเขตที่สูงและประกอบด้วยเปลือกโลกที่หนาข้างใต้ ปัจจุบันเขตที่สูงอานักและสันเขาเวอ์เป็นแนวโค้งหมู่เกาะภูเขาไฟที่หมดพลัง (extinct island arc) แล้ว และในยุคครีเตเชียสได้เคลื่อนตัวมาจากทางใต้จนขวางกั้นแนวมุดตัวเดิมที่อยู่ชิดกับของชายฝั่งคัมชัสกาในไซบีเรียและอัลสกา (รูป 9.31 a) และทำให้เกิดแนวมุดตัวใหม่ที่เป็นร่องสมุทรในปัจจุบัน ส่วนสันเชอร์ชอฟอาจแทรกดันขึ้นมาจากการเคลื่อนตัวตามแนวรอยเลื่อนแปลงเดิม ซึ่งปัจจุบันหยุดการเคลื่อนตัวแล้ว แนวคิดสมัยต่อมา (เช่น Cooper และคณะ, 1992 และ Shermer และคณะ, 1984) ได้นำเสนอจินแดนพลัดถิ่นจากในหลายพื้นที่ในโลก จนทำให้ Nur & Ben Auraham (1982) ได้จัดทำเป็นแผนที่โลกที่แสดงดินแดนพลัดถิ่นขึ้น ซึ่งปัจจุบันเราไม่นับรวมแผ่นโซมาเลีย อาหรับ และอินเดีย จากดินแดนพลัดถิ่น เพราะเนื่องจากแผ่นเหล่านี้ใหญ่เกินกว่าที่จะเป็นดินแดนนำงง (suspect terrane) อีกต่อไป

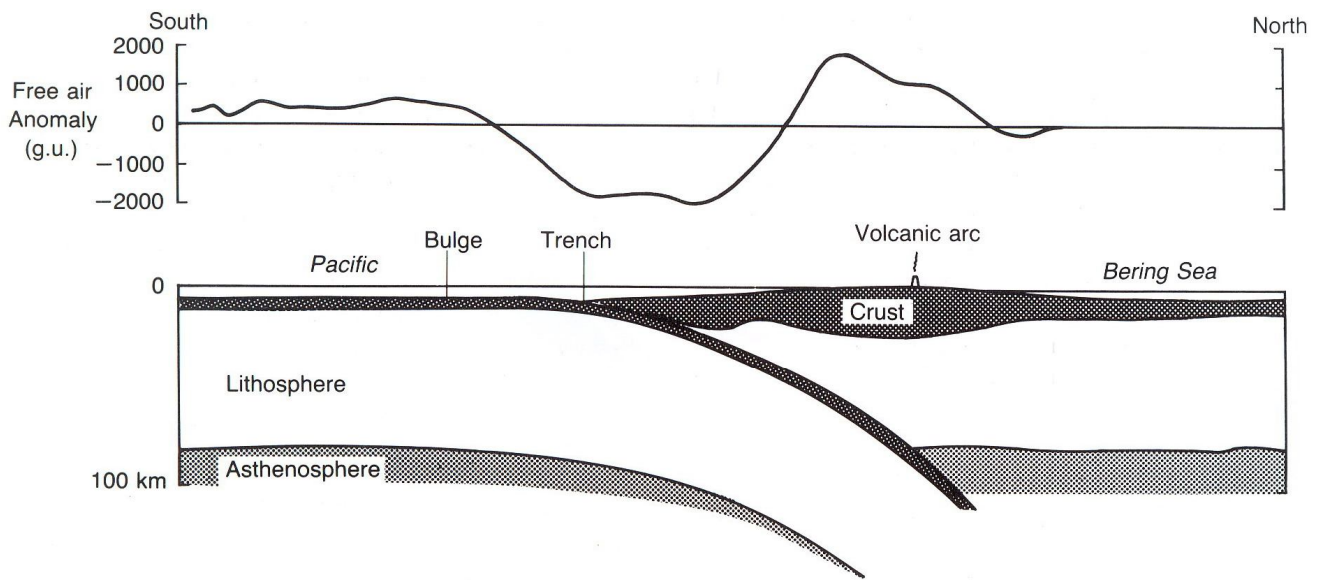
จากแนวคิดนี้ทำให้เกิดการต่อภาพเดิมของดินแดนพลัดถิ่นที่แยกตัวออกจากตอนเหนือของมหาทวีปกอนวานาและเคลื่อนที่ผ่านทะเลทีทีสโบราณ (Palestethys) ไปผนึกกับขอบทางใต้ของมหาทวีปลอเรนเซียได้ (ดูรูป 9.33) ปัจจุบันถึงเชื่อกันว่าดินแดนโดยรอบมหาสมุทรแปซิฟิกก็อาจมีกำเนิดมาจากมหาทวีปกอนวานาตะวันออกอย่างไม่ต้องสงสัย Kamp (1980) ได้เสนอชื่อเขตแดนอันเป็นถิ่นที่อยู่เดิมของดินแดนพลัดถิ่นที่เคลื่อนเข้ามาผนึกกับทวีปอเมริกาเหนือว่า “แปซิฟิกา” (Pacifica) และน่าจะเป็นเขตที่สูงของพื้นโลก (ในสมัยนั้น) ได้ โดยถือกำเนิดจากการเป็นจุดร้อนโบราณที่ทำให้เกิดภูเขาไฟเป็นหย่อมๆ ได้ ดังนั้นเมื่อดินแดนพิสวงเหล่านี้เดินทางจากไกลโพ้นมาชนทวีปจึงดูเหมือนเกิดการเลื่อนดันหรือเห็นตัวขึ้น (obduction) ตามที่เสนอโดย Oxburgh (1972) (ดูรูป 9.34) การเห็นขึ้นของกลุ่มหินโอไฟโอไลต์จนโผล่ให้เราเห็นในปัจจุบันหรือการงอกเงยของทวีปสมัยพรีแคมเบรียนก็เกิดขึ้นมาในลักษณะเดียวกันนี้ และหลายคนอาจเรียกการแปรสัณฐานของเปลือกโลกลักษณะนี้ว่า การแปรสัณฐานพอกพูน (accretionary tectonics)



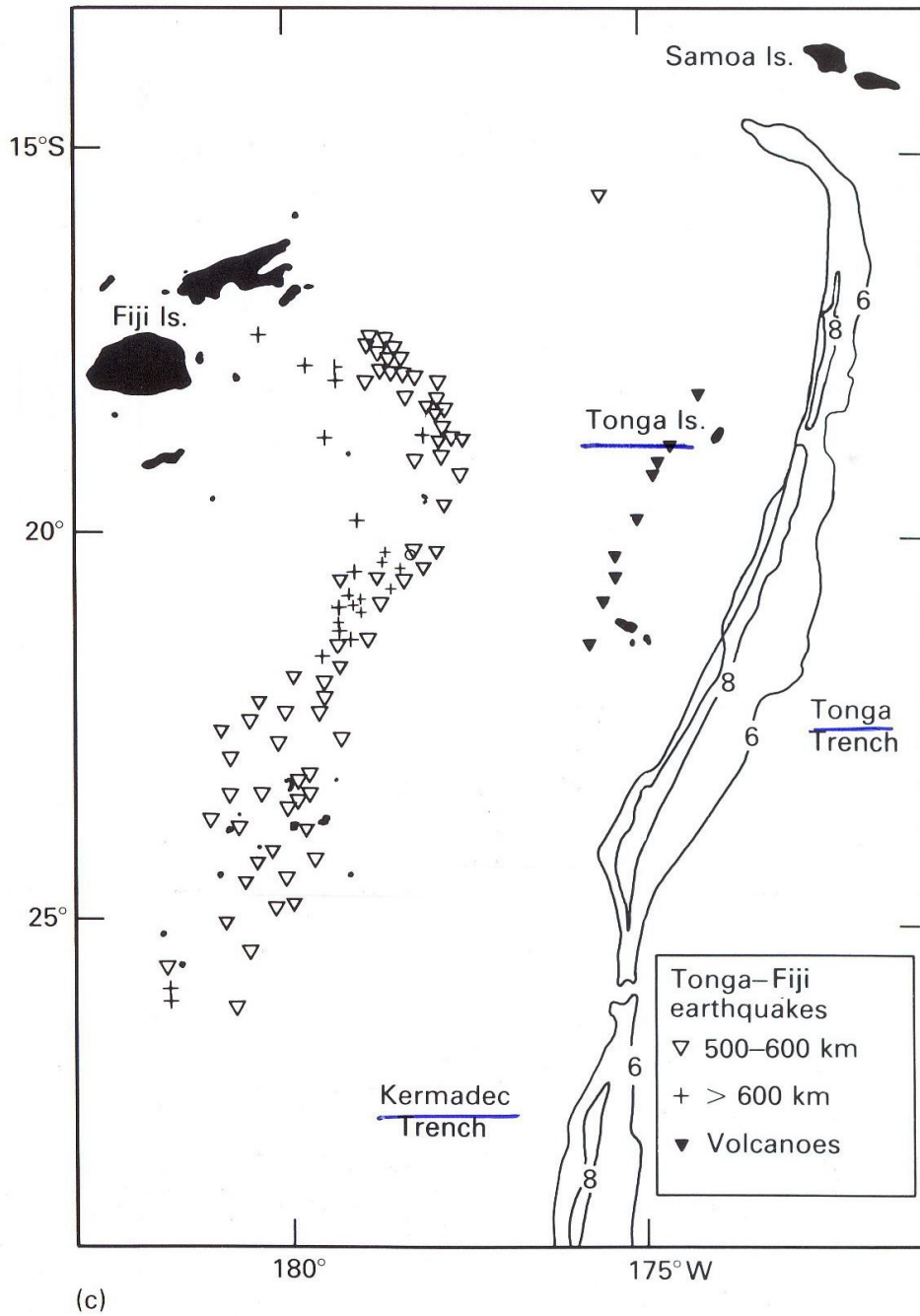
รูป 6.1 ลักษณะทางเรขาคณิตของการชนกัน (indentation) ในสสารทรงกลมที่ไม่ยืดหยุ่น
(Bott, 1982a)



รูป 6.2 แบบสำรวจอย่างง่ายของการมุดตัวของแผ่นสมุทร



รูป 6.3 ค่าความผิดปกติของแรงโน้มถ่วงในเขตมุดตัวของแผ่นเปลือกสมุทร (Grow, 1973)



รูป 6.4 จุดเหนือศูนย์กลางแผ่นดินไหวในบริเวณตองกา-ฟิจิ ในมหาสมุทรแปซิฟิก จากแผ่นดินไหว (ก) ระดับตื้น (แสดงเส้นชั้นความลึกเป็น กม)

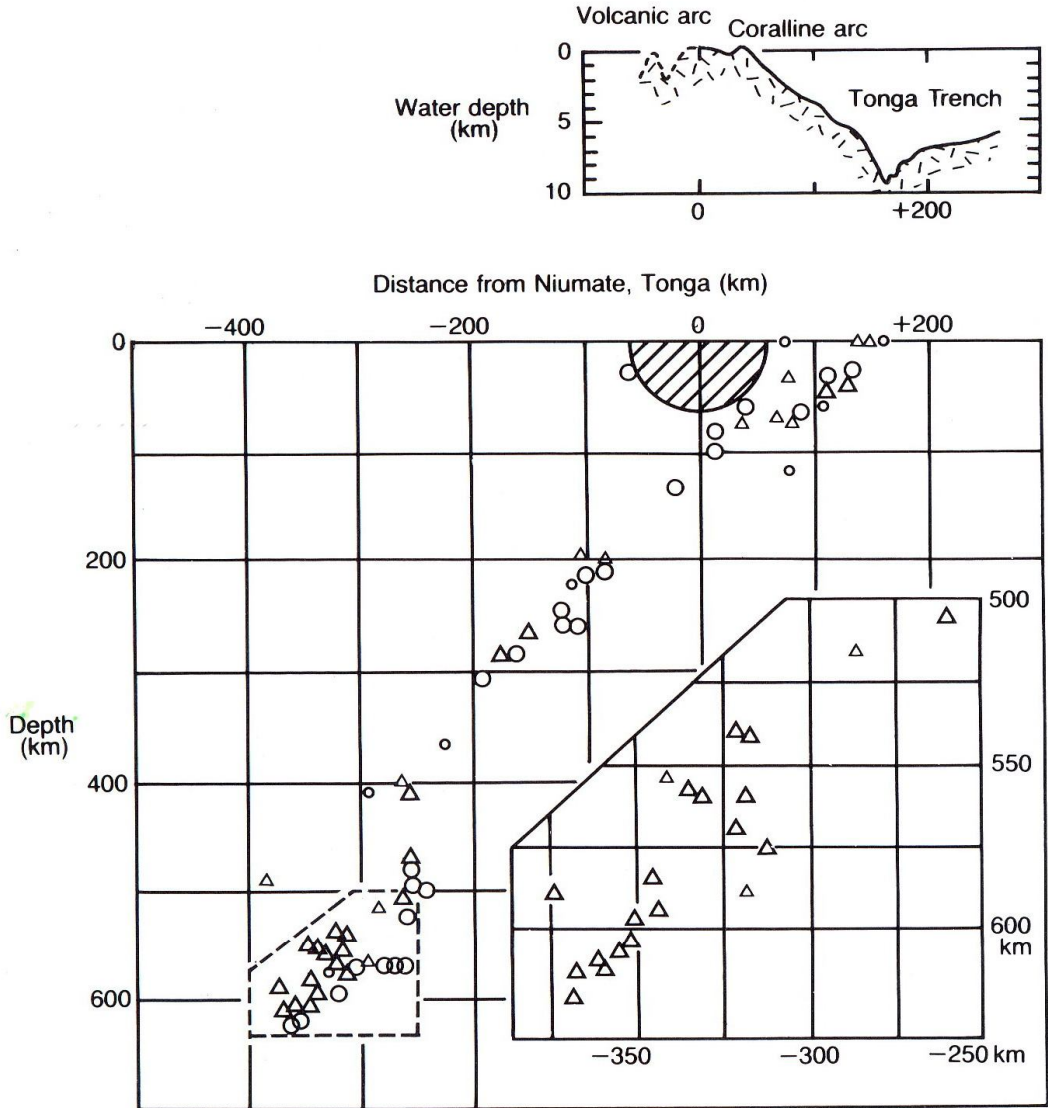
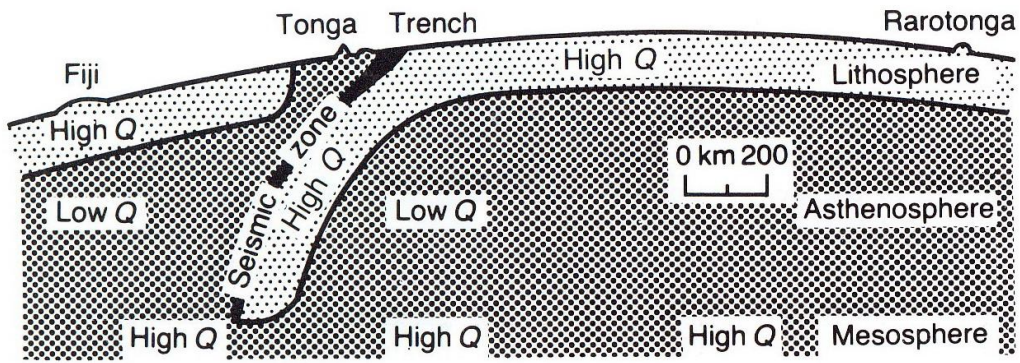
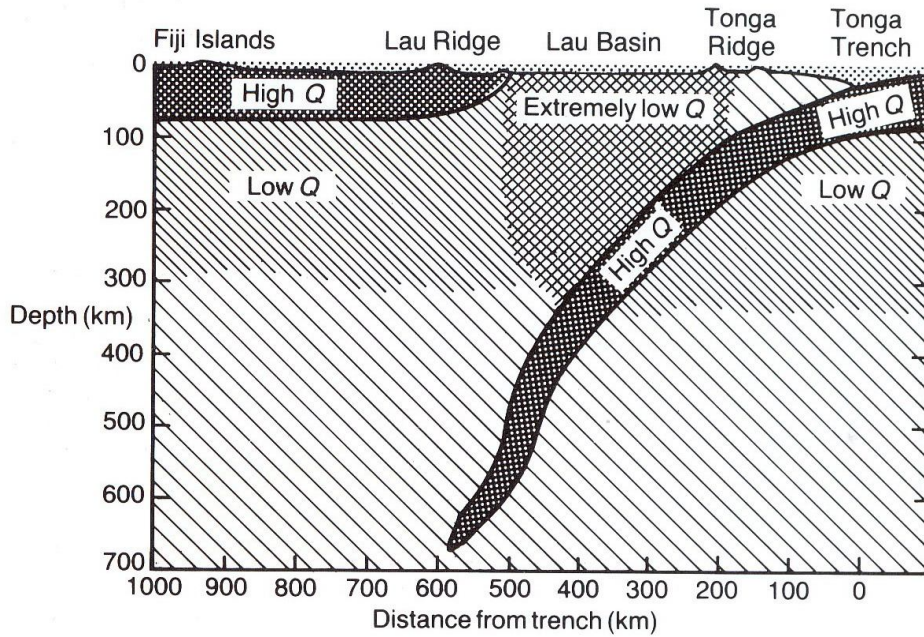


Fig. 8.5 Vertical section perpendicular to the Tonga arc

รูป 6.5 ภาคตัดขวางแนวตั้งขวางแนวโค้งต่งก้ำ (Tonga arc) แสดงศูนย์กลางแผ่นดินไหว (earthquake foci) เมื่อปี พ.ศ. 2508 วงกลม คือ ศูนย์กลางที่ถ่ายทอดจากระยะทาง 0-150 กม ไปทางเหนือ และ สามเหลี่ยม คือ ศูนย์กลางที่ถ่ายทอดจากระยะทาง 0-15 กม ไปทางใต้

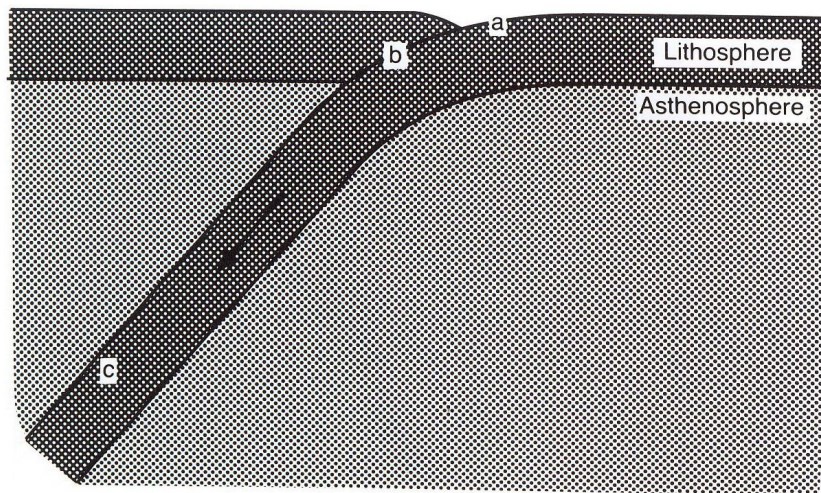
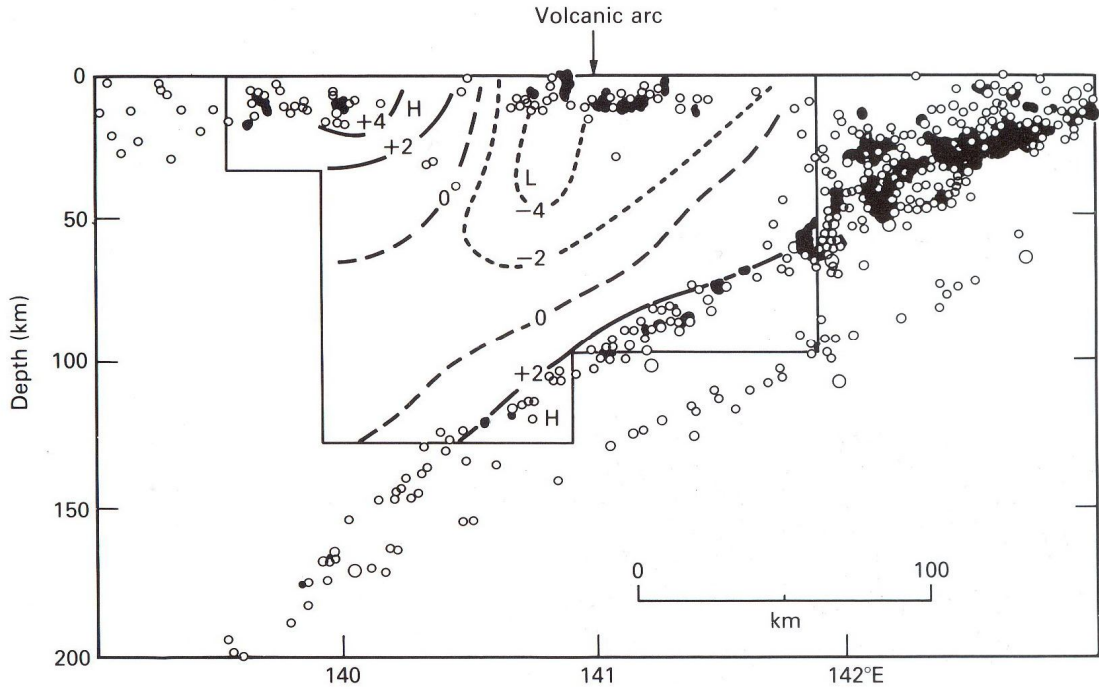


รูป 6.6 ภาพตัดขวางอุณหภูมิตลอดแนวโค้งตองกา (Tonga arc) โดยอาศัยการลดทอนการไหวสะเทือน (Oliver & Isacks)

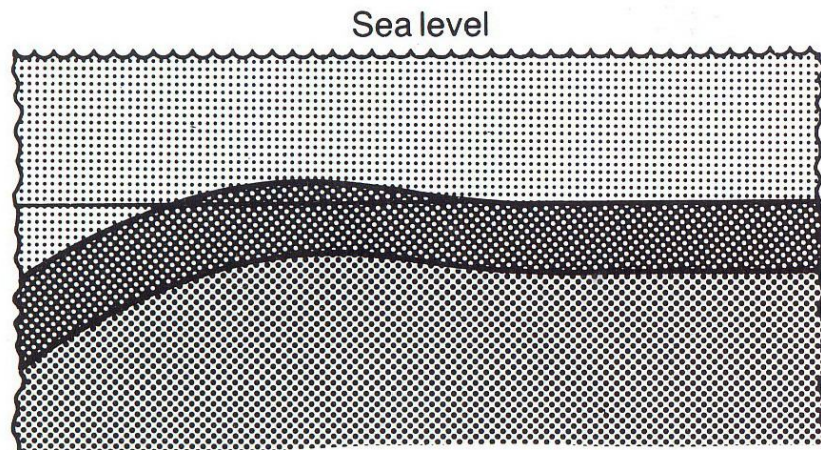


รูป 6.7 ภาพตัดขวางอุณหภูมิตลอดแนวโค้งตองกา (Tonga arc) แสดงเขตการลดทอนการไหวสะเทือนในแถบแอ่งขอบทวีปลาอู (Lau marginal basin) (Barazangi & Isacks, 1971)

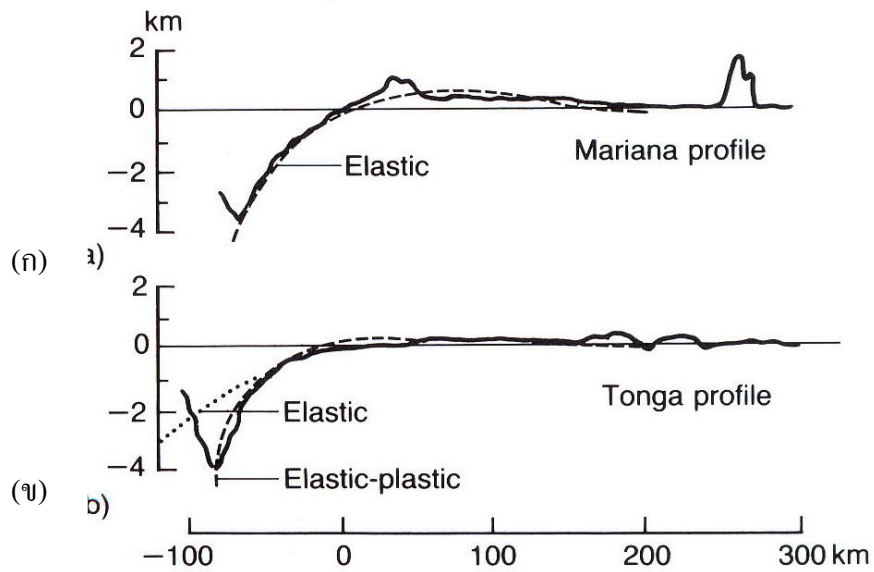
รูป 6.8 ภาพตัดขวางผ่านเขตการมุดตัวของละติจูด 29.8 องศาเหนือ แสดงเส้นความเร็วแผ่นดินไหว
 เท่า จุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว แสดงถึงเขตการมุดตัวสองแนว (double Benioff zone)



รูป 6.9 แบบจำลองของแผ่นธรณีภาคในเขตการมุดตัว a, b, และ d แสดงถึงเขตที่แสดงกลไก
 แผ่นดินไหวได้ชัดเจน (Turcotte และคณะ, 1978)



รูป 6.10 การโค้งลงของแผ่นธรณีภาคแบบพลาสติกหยุ่นตัว (elastic) ในเขตมุดตัว (Turcotte และคณะ, 1978)

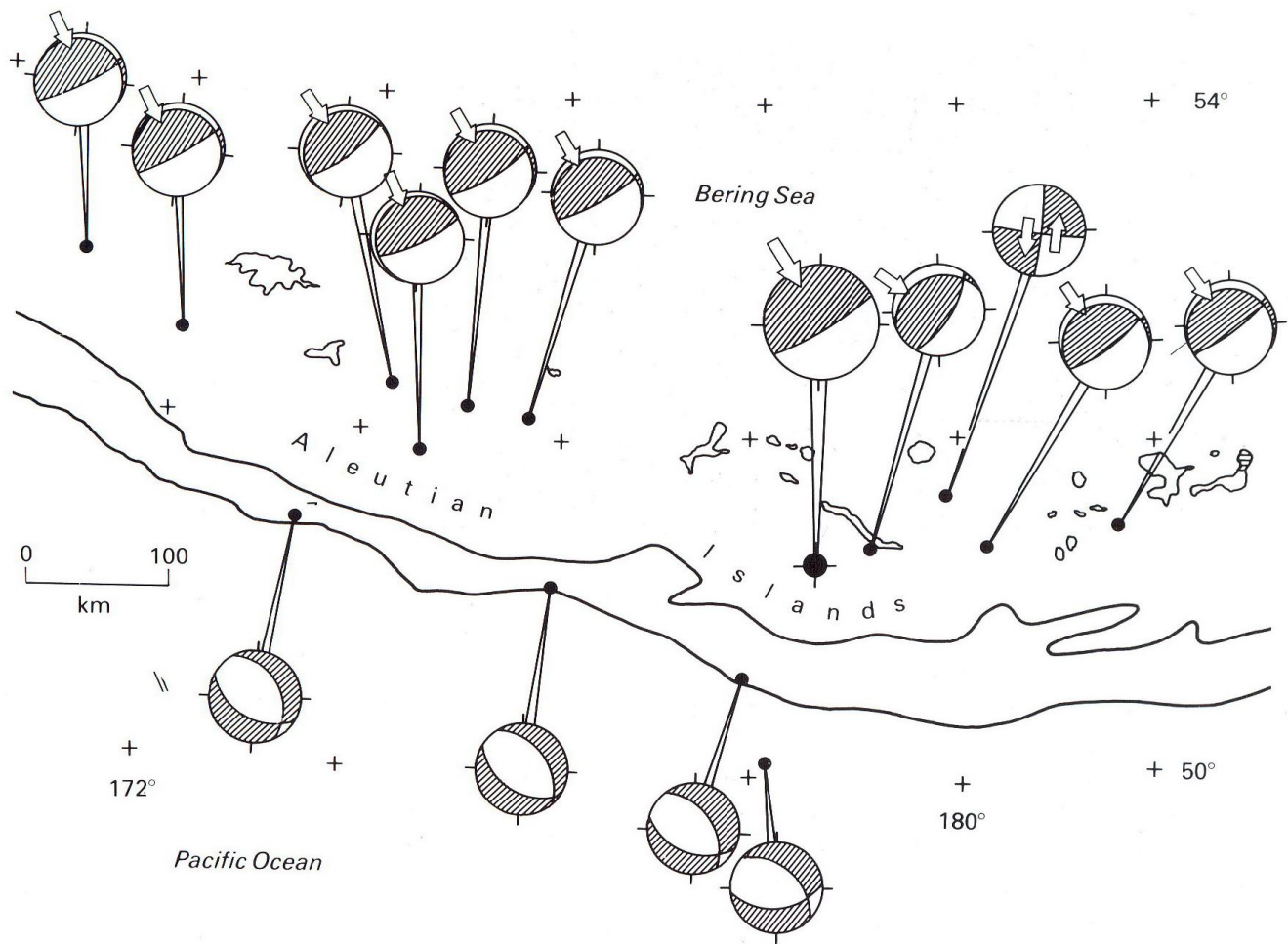


รูป 6.11 แนวตัดของแผ่นธรณีภาคที่โค้งตัวลงในร่องลึกสมุทร จากทั้งแบบสังเกตการ (observed) และตามทฤษฎี (theoretical)

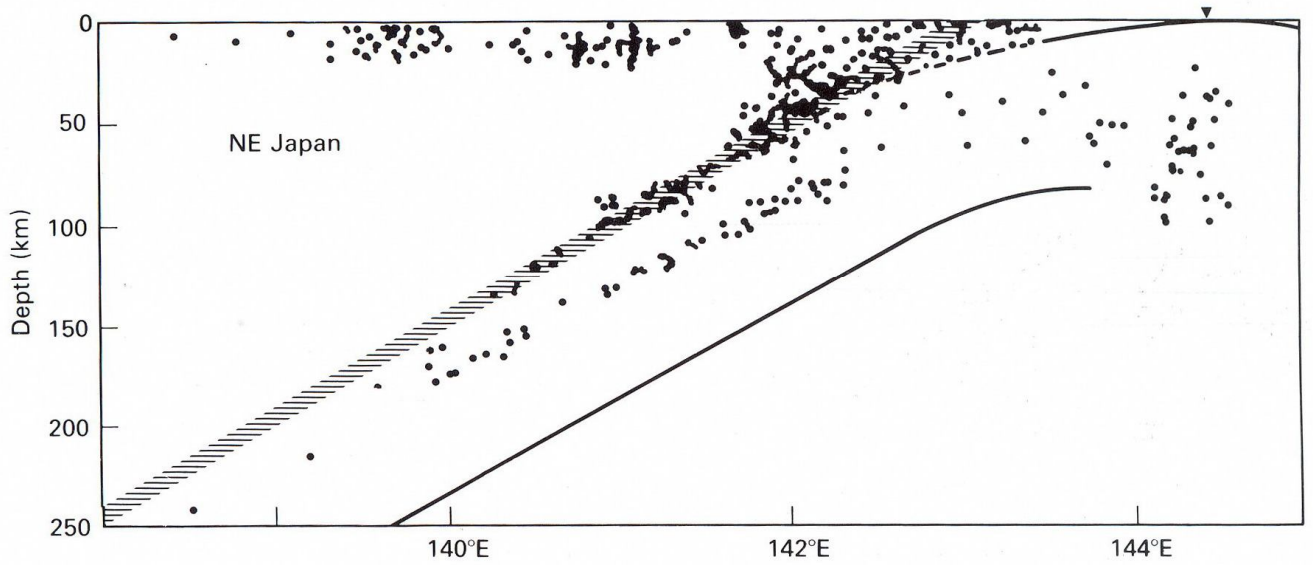
(ก) Mariana Trench ที่มีแผ่นธรณีภาคมุดตัวแบบหยุ่นตัว (elastic) หนา 29 กม และ

(ข) Tonga Trench ที่มีแผ่นมุดตัวแบบพลาสติก หนา 32 กม

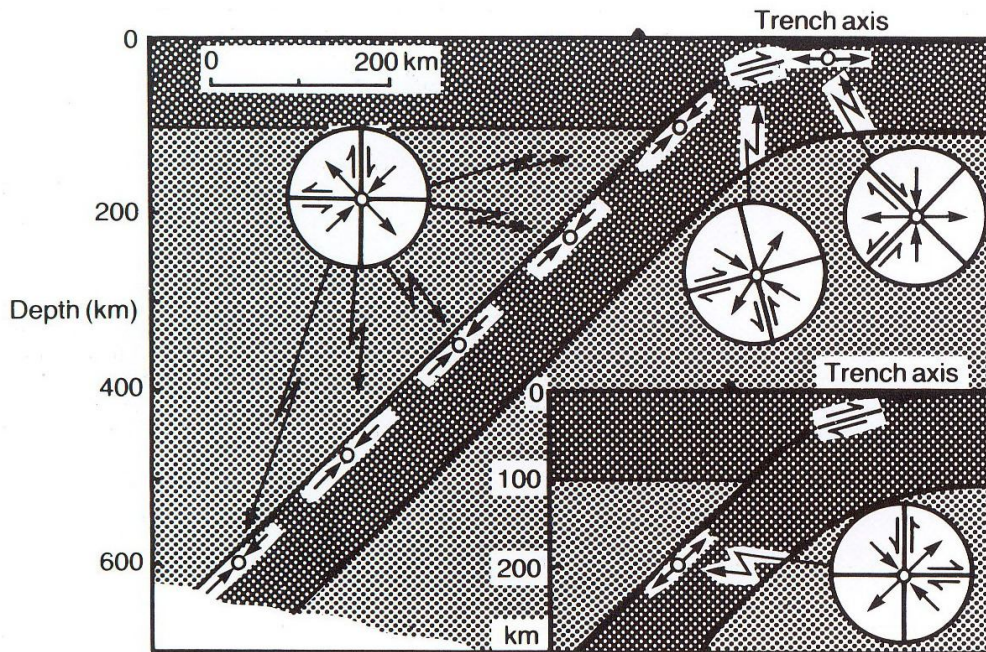
(Turcotte และคณะ, 1978)



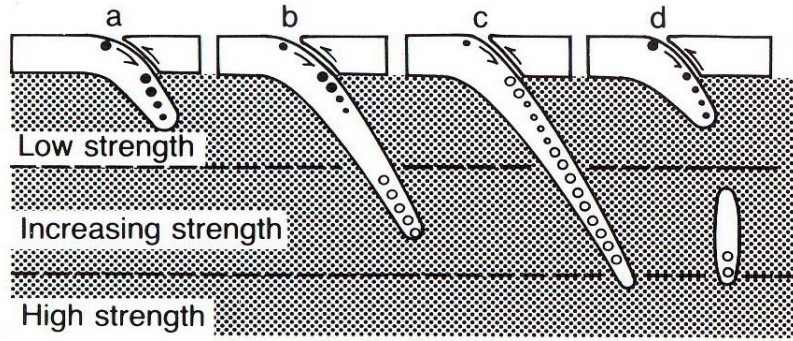
รูป 6.12 กลไกการเกิดแผ่นดินไหวของแผ่นดินไหวในบริเวณแนวโค้งเอลิวเทียน (Aleutian arc) ส่วนที่เป็นแลงาในวงกลม คือ แรงอัด (Stauder, 1968)



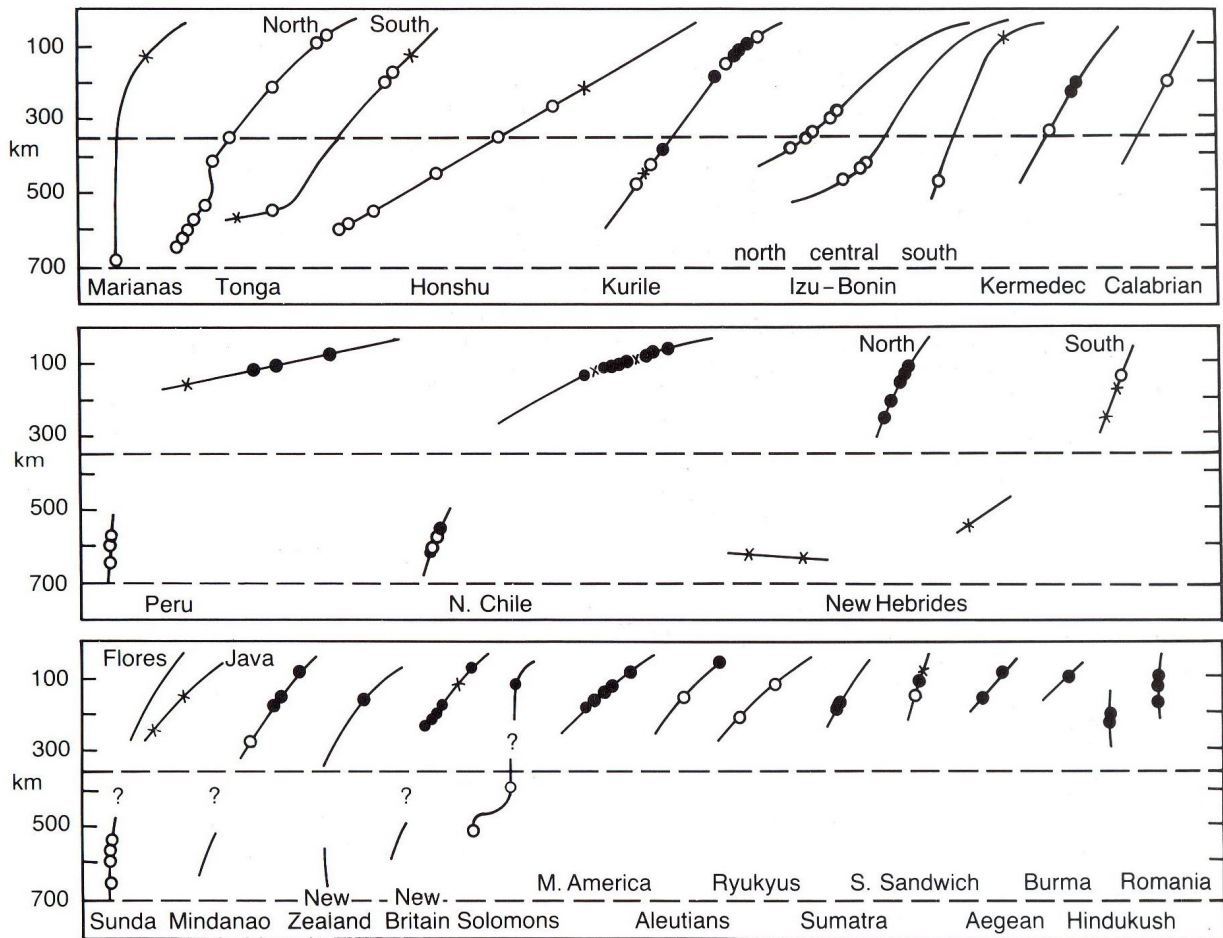
รูป 6.13 การกระจายตัวของจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหวใต้แนวโค้งทางตะวันออกเฉียงเหนือของญี่ปุ่น แนวและเงาแสดงถึงส่วนบนของแผ่นมุดตัว (Hasegawa และคณะ, 1978)



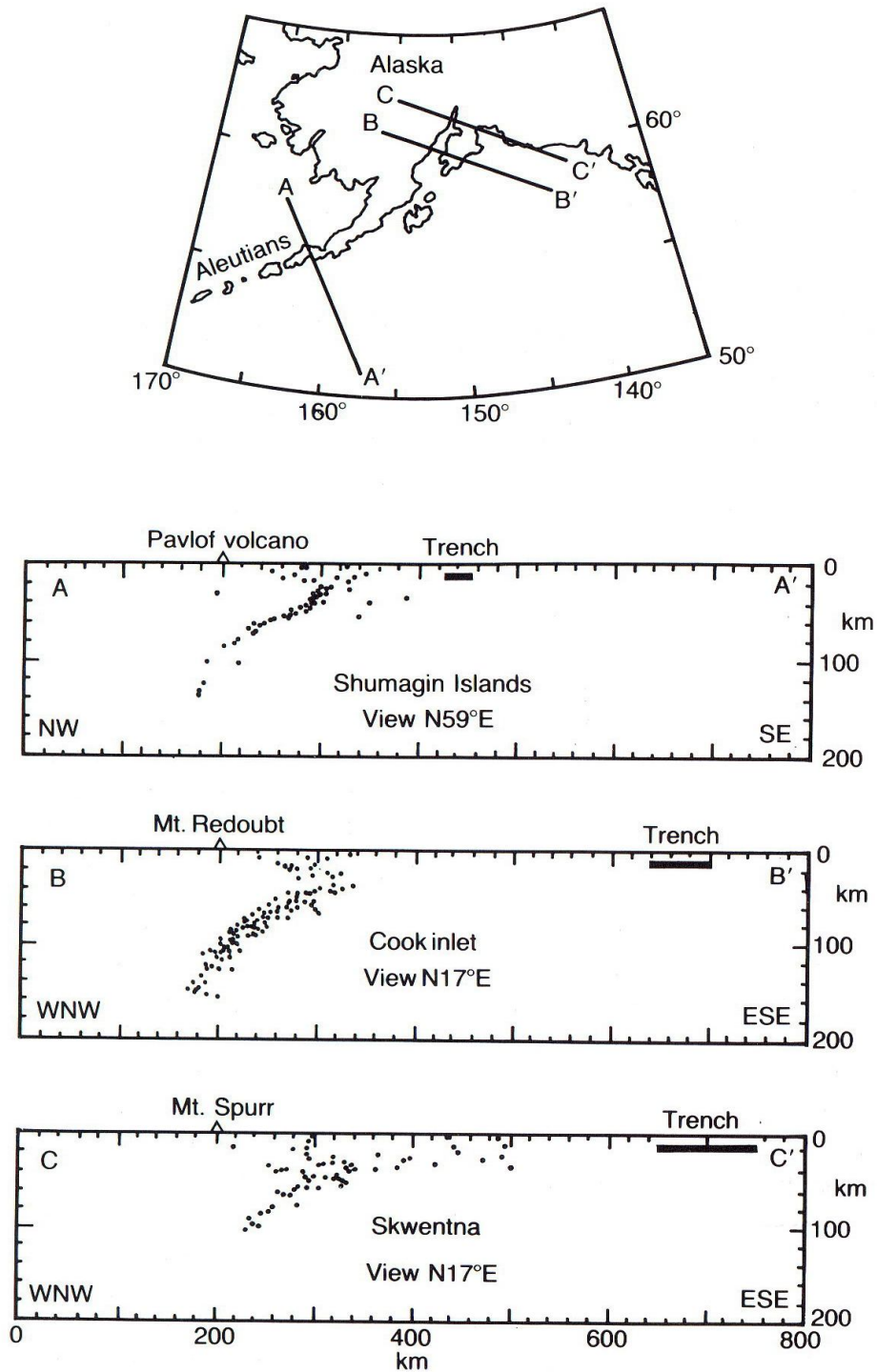
รูป 6.14 แบบจำลองภาพตัดขวางของกลไกการเกิดแผ่นดินไหวแบบแรงอัดตัวและขยายตัว รูปแทรกเป็นกลไกการเกิดแผ่นดินไหวแบบลึกลับปานกลาง (Isacks และคณะ, 1969)



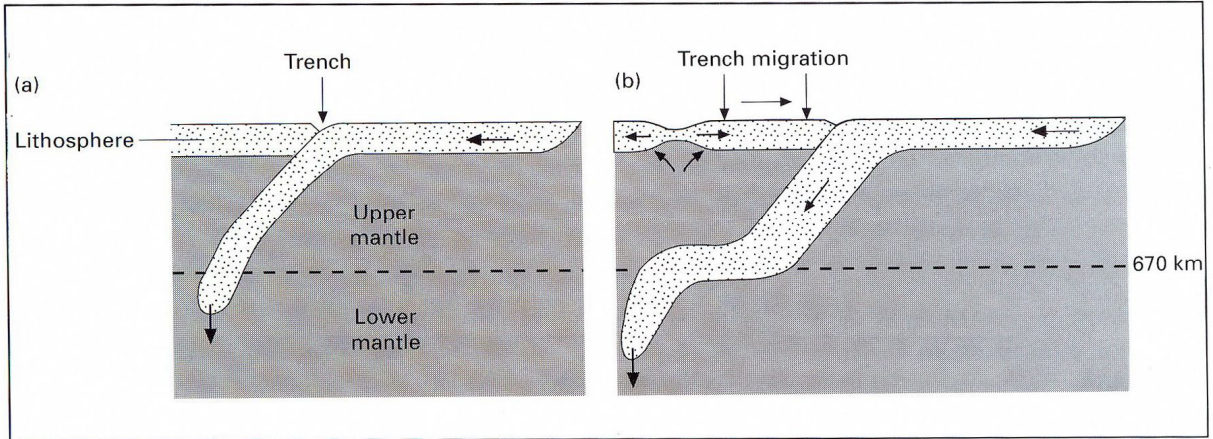
รูป 6.15 แบบจำลองการกระจายตัวของแรงเค้นในแผ่นมุดตัว เทียบกับความลึก วงกลมเปิด แสดงแรงเค้นขยายตัว และวงกลมปิด แสดงแรงเค้นแบบอัดตัว (Isacks & Molnar, 1969)



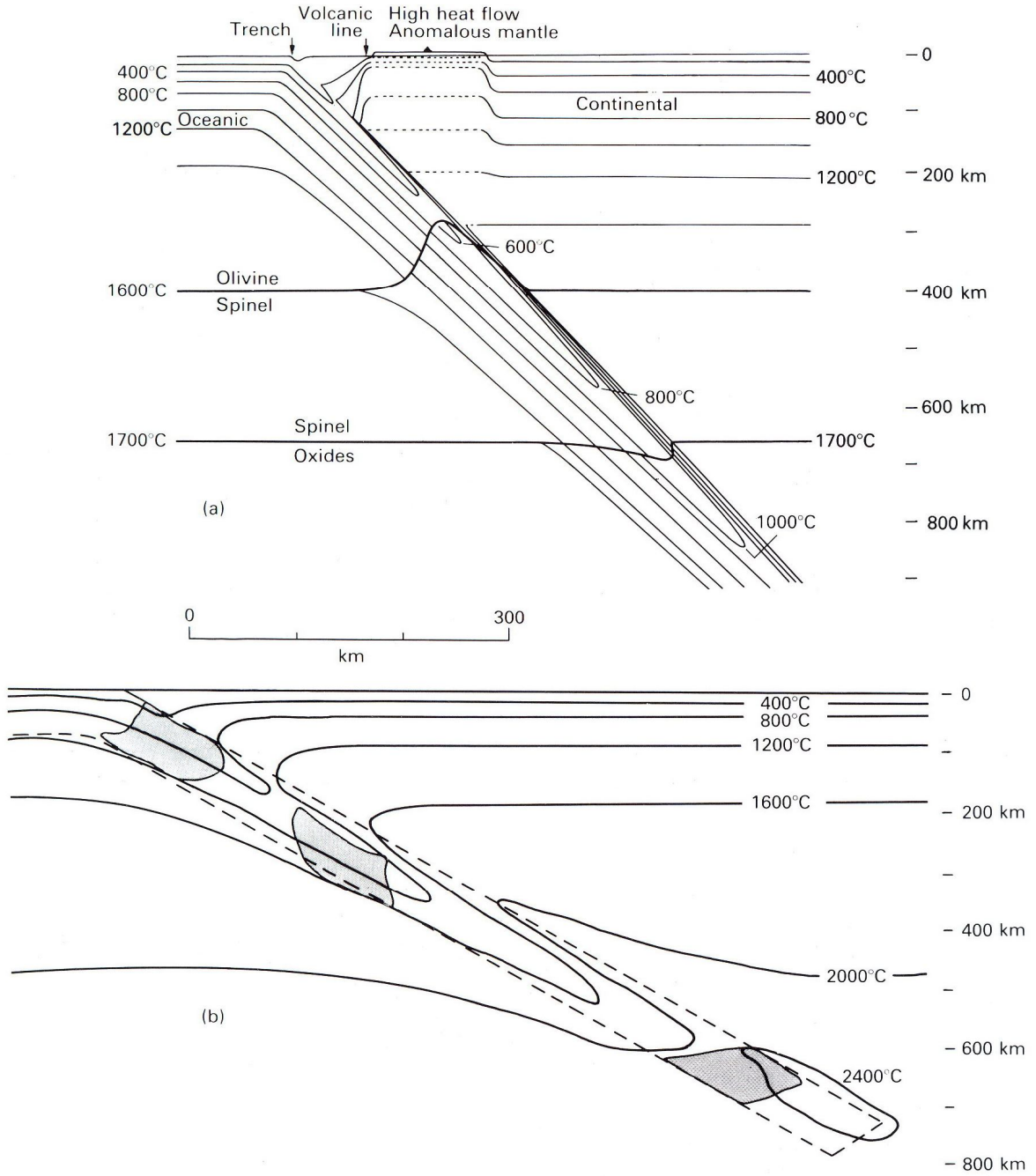
รูป 6.16 ภาพสรุปของการกระจายตัวของแรงเค้นในเขตมุดตัวตามความลึก จุดเกิดแผ่นดินไหวที่แกนแรงเค้นอัดขนานกับแนวการมุดตัว วงกลมปิด แสดงแกนแรงเค้นขยายตัว เครื่องหมาย + ไม่แสดงทั้งอัดและขยาย



รูป 6.17 (ก) ดัชนีแผนที่บริเวณทะเลอลิวเตียน แสดงตำแหน่งแนวตัดขวางที่ผ่านจุดศูนย์กลางแผ่นดินไหว ตามความลึก
 (ข) แนวตัดขวาง A A' ผ่านแนวภูเขาไฟพาฟลอฟ
 (ค) แนวตัดขวาง B B' ผ่านภูเขาวิเค้าท และ
 (ง) แนวตัดขวาง C C' ผ่านแนวภูเขาสเปร์ (Jacob และคณะ, 1977)



รูป 6.18 ภาพตัดขวางอย่างง่ายที่แสดงถึงแนวการมุดตัวและร่องลึกสมุทร (trench) ที่ได้จากการแปลความหมายจากคลื่นไหวสะเทือน (ก) เมื่อไม่ปรากฏการแผ่ขยายด้านหลังแนวโค้ง โดยแผ่นเปลือกสมุทรมุดตัวลงไปข้างใต้เนื้อโลกส่วนล่างโดยตรง เช่น ที่แนวโค้งเคอร์มาเดค (Kermadec arc) และ (ข) การแผ่ขยายด้านหลังแนวโค้ง (Back-arc spreading) (ภูเขาไฟ) จนทำให้ร่องสมุทรเคลื่อนที่เขยิบออกไปในแนวระดับไปยังด้านมหาสมุทร เช่น ที่แนวโค้งตองกา (Tonga arc) (van der Hilst, 1995)



รูป 6.19 แบบจำลอง 2 แบบของโครงสร้างอุณหภูมิ (thermal structure) ของแผ่นธรณีภาคที่กำลังมุดตัว (ก) จากข้อมูลของ Schubert และคณะ (1975) ให้สังเกตระดับความลึกของโอลิวินที่เปลี่ยนไปเป็นสปิเนล ณ ระดับ 400 กม และ (ข) จากข้อมูลของ Toksoz และคณะ (1971) ให้สังเกตจุดเปลี่ยนแปลงชนิดแร่ที่เป็นแรงงา

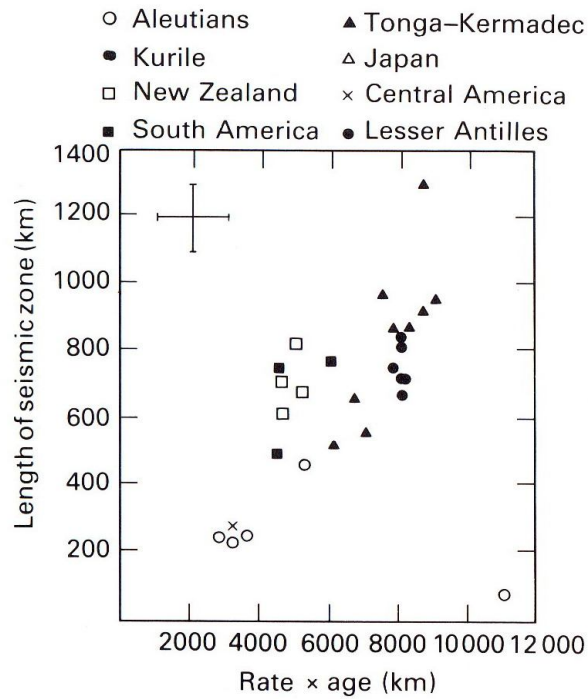
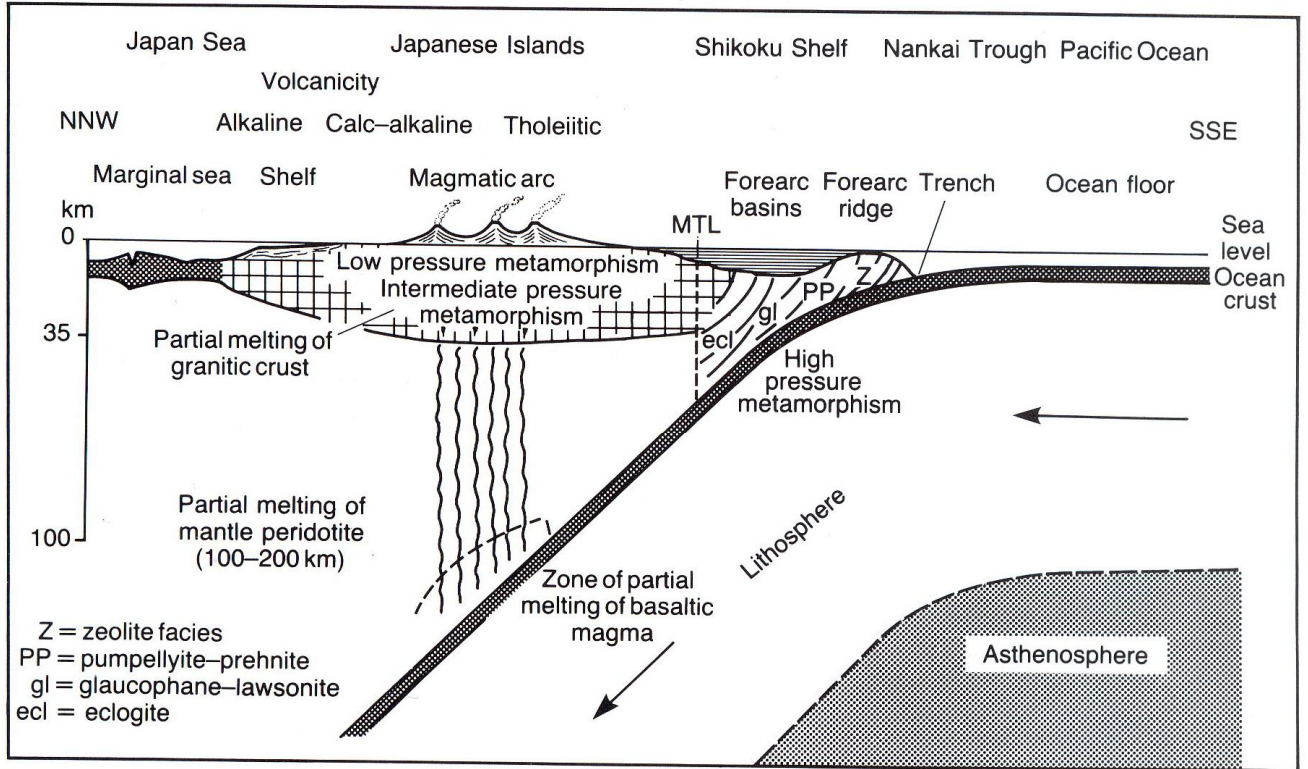
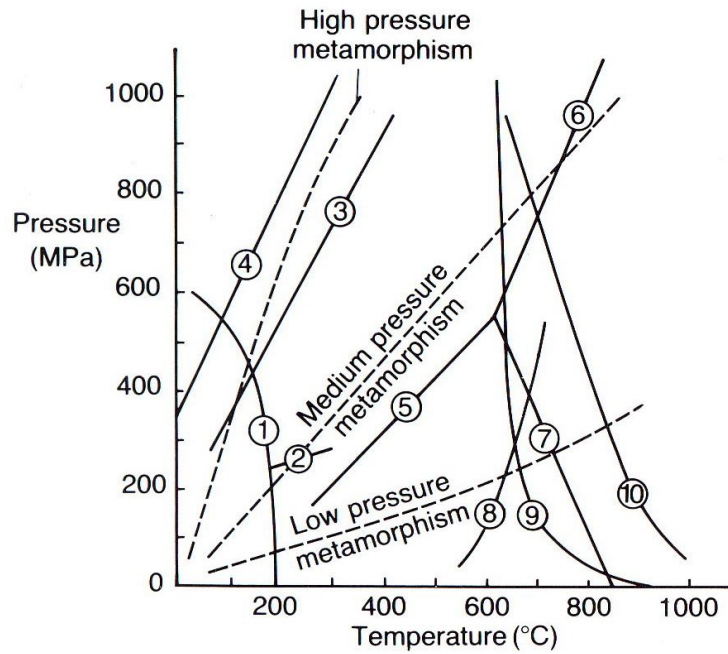


Fig. 8.20 (Top) Relationship between length of Benioff zone and the product of spreading rate and age. Approximate uncertainties given by error bars in upper left corner (redrawn from Molnar *et al.*, 1979, with permission from the Royal Astronomical Society).

รูป 6.20 ความสัมพันธ์ระหว่างความยาวของแผ่นมุดตัว (descending slab) ในเขตมุดตัวเบนิออฟ (Benioff) กับผลรวมระหว่างอัตราการแผ่ขยายพื้นที่ทะเลกับอายุ (กม) เครื่องหมายบวก (+) ตรงส่วนบนด้านซ้ายของกราฟแสดงถึงความไม่แน่นอน (uncertainties) (Molnar และคณะ, 1979)

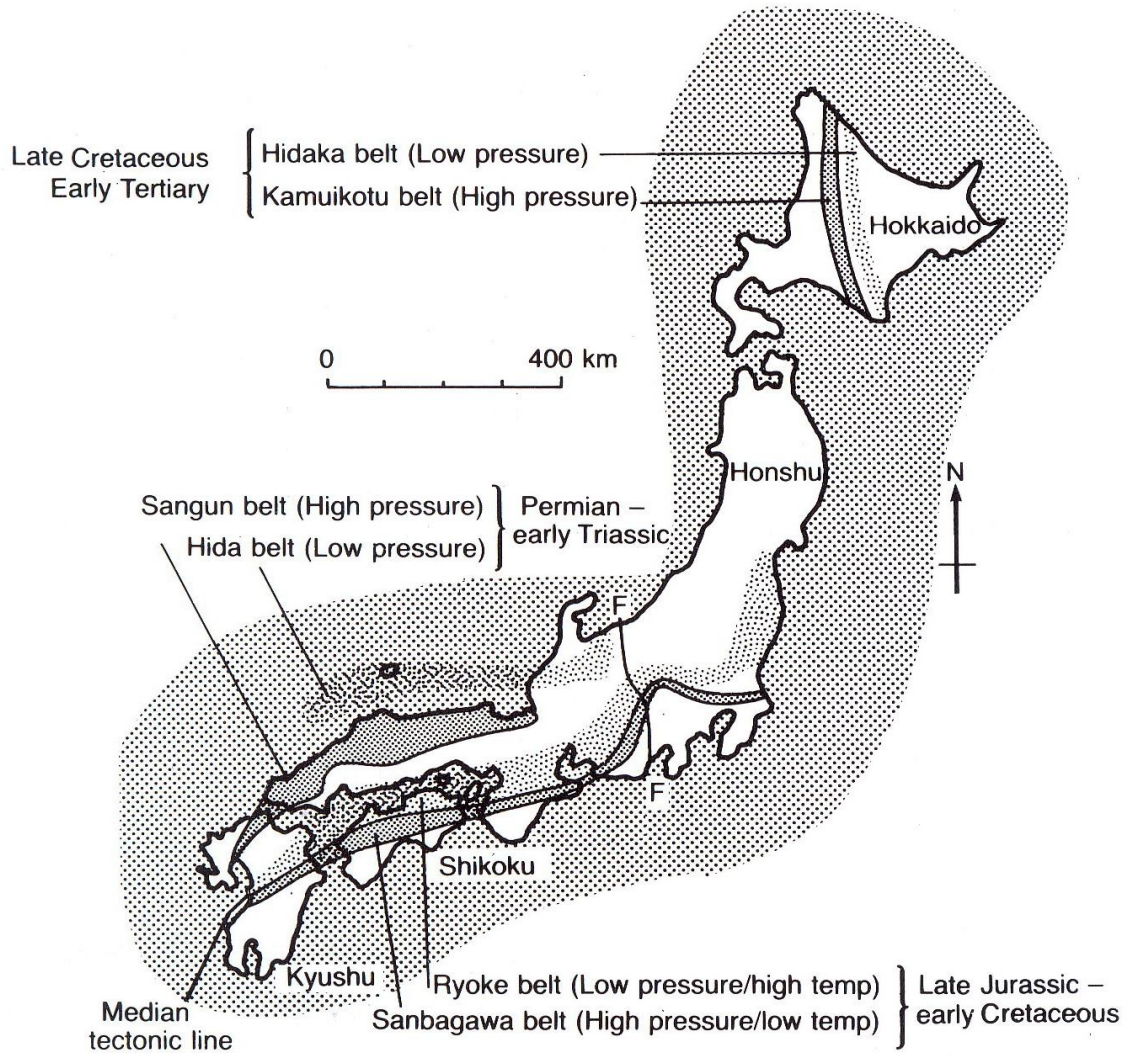


รูป 6.21 แบบจำลองแสดงขอบแผ่นธรณีภาคที่เคลื่อนที่เข้าหากัน ซึ่งสามารถประยุกต์กับภาคตะวันออกเฉียงใต้ของประเทศไทย ในรูป MTL = Median Tectonic Line (Barber, 1982)

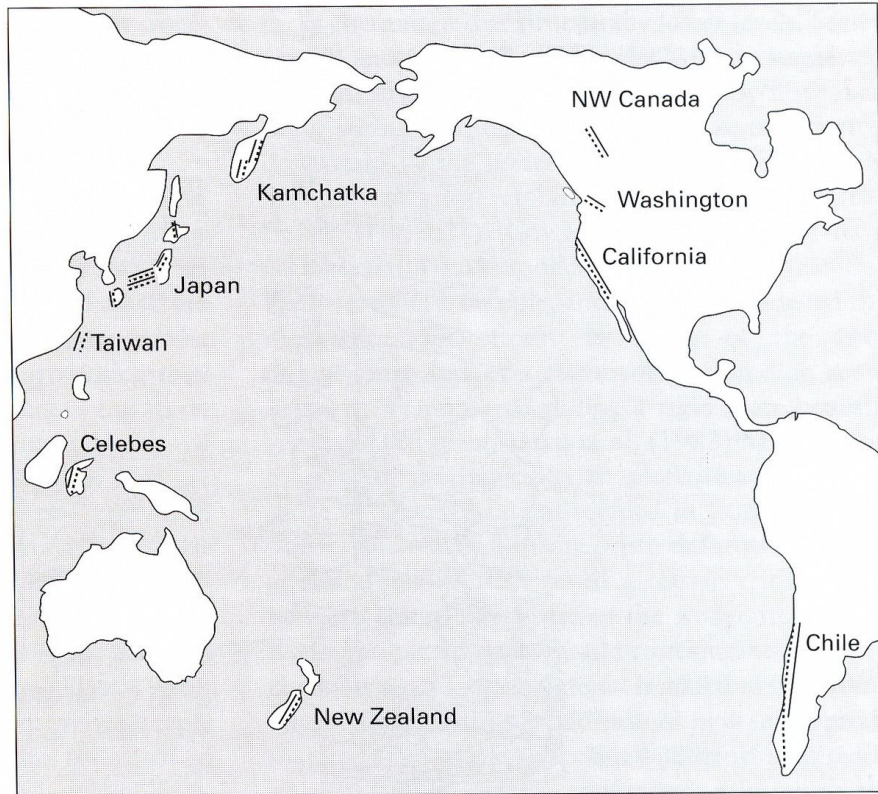


๘๘

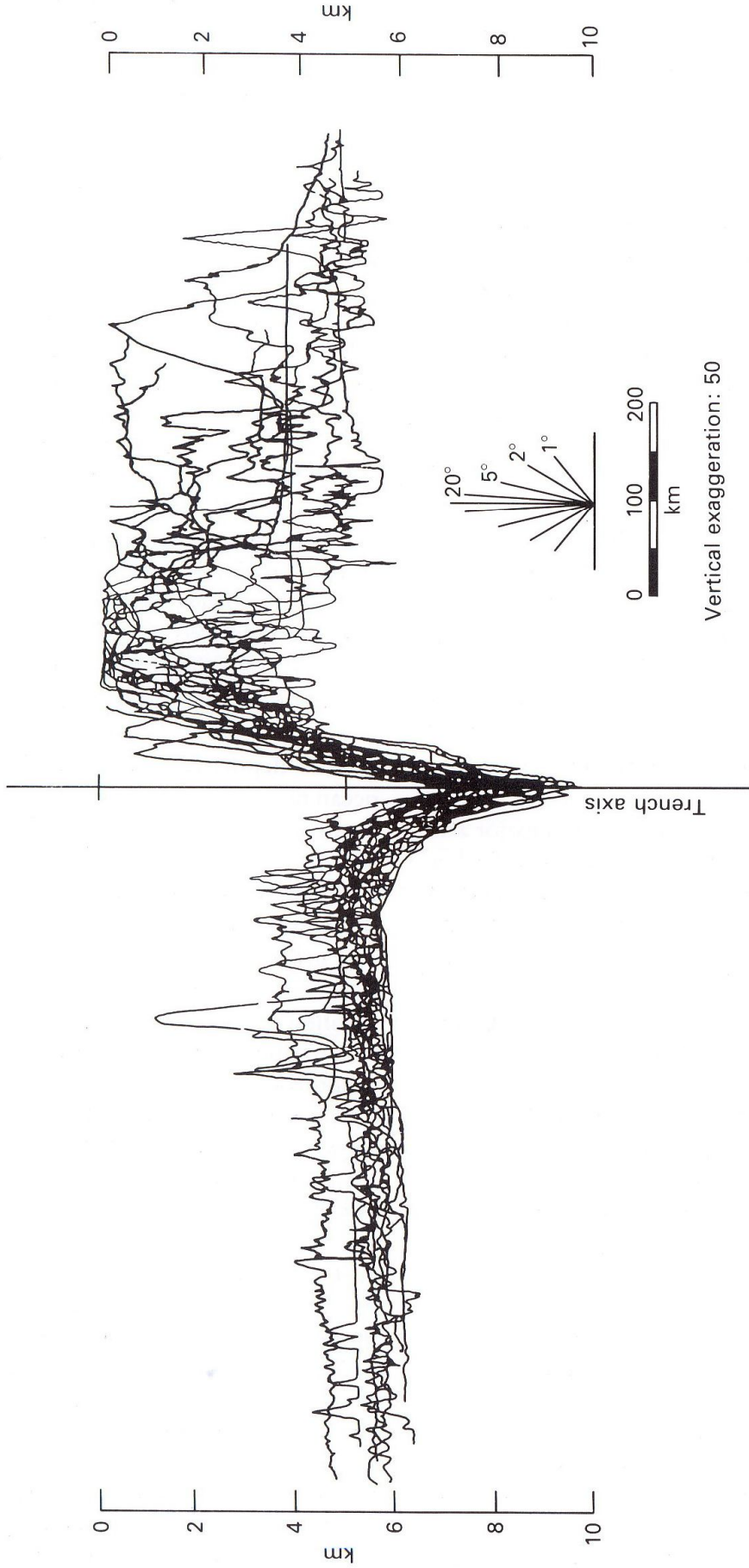
รูป 6.22 ความสัมพันธ์ระหว่างความดัน (MPa) กับอุณหภูมิ (๐ซ) ในการแปรสภาพหิน เส้นปะแสดงเส้นอุณหภูมิธรณี (geothermal curves) ของการแปรสภาพชั้นสูง (ก) ปานกลาง (ข) และชั้นต่ำ (ค) ส่วนเส้นตรงที่มีหมายเลขเป็นเส้นสมดุลย์ (equilibrium curves) สำหรับปฏิกิริยาของการแปรสภาพที่ค้นพบโดย (Miyashiro, 1973)



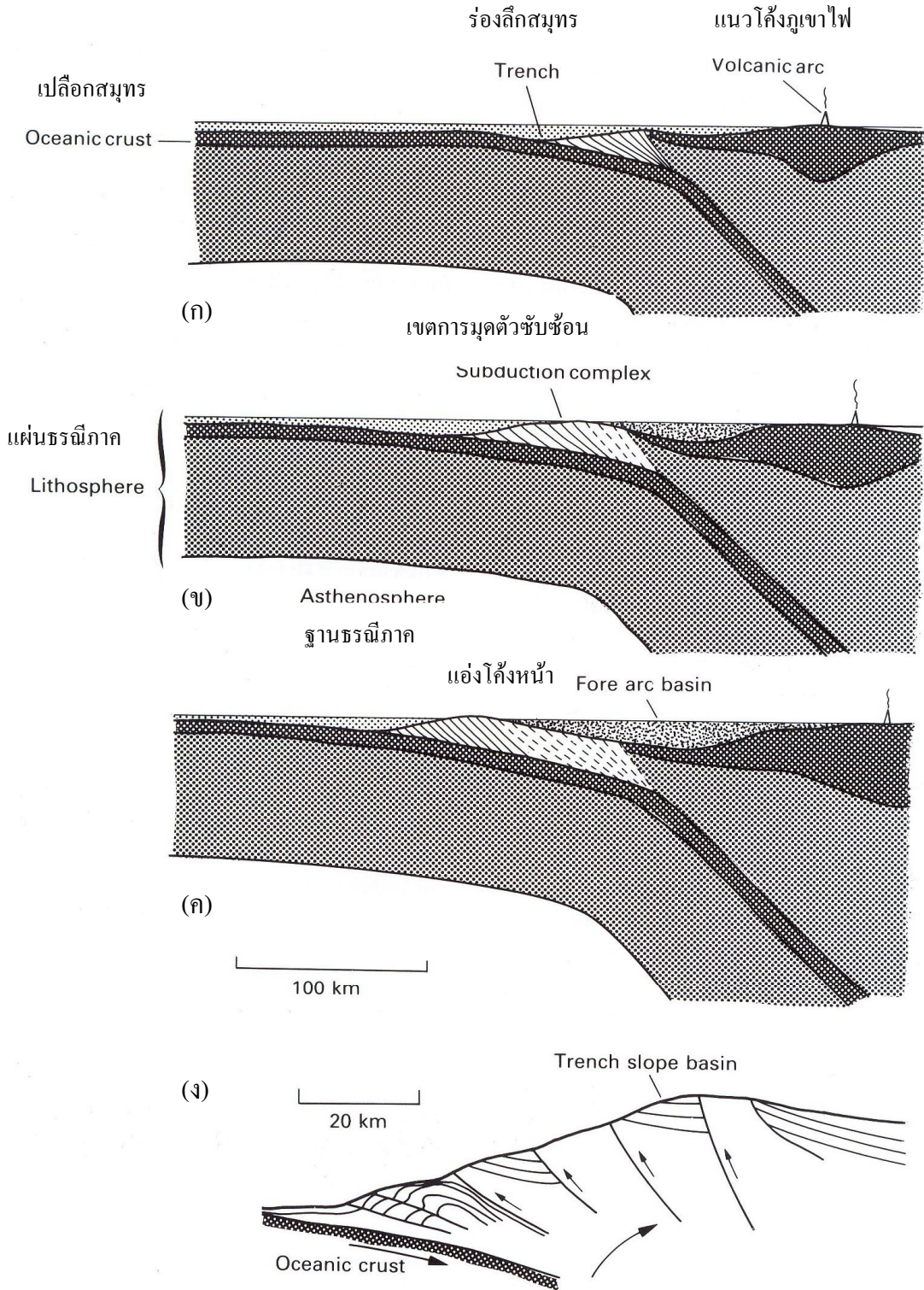
รูป 6.23 แนวการแปรสภาพคู่ 3 แนวหลักของญี่ปุ่นที่ค้นพบโดย Miyashiro (1972) ในรูป F-F คือ Itoigawa-Shizuoka Line



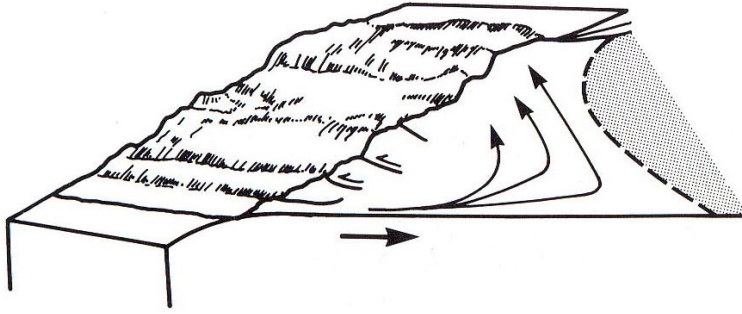
รูป 6.24 แนวการแปรสภาพคู่ออบมหาสมุทรแปซิฟิก เส้นจุด คือ แนวความดันสูง ส่วนเส้นทึบ คือ แนวความดันต่ำ (Miyashiro, 1973)



รูป 6.25 ภาพการวางซ้อนจากแนวตัดภูมิประเทศ 35 แนวผ่านเขตการมุดตัวของมหาสมุทรแปซิฟิก (Hayes & Ewing, 1970)

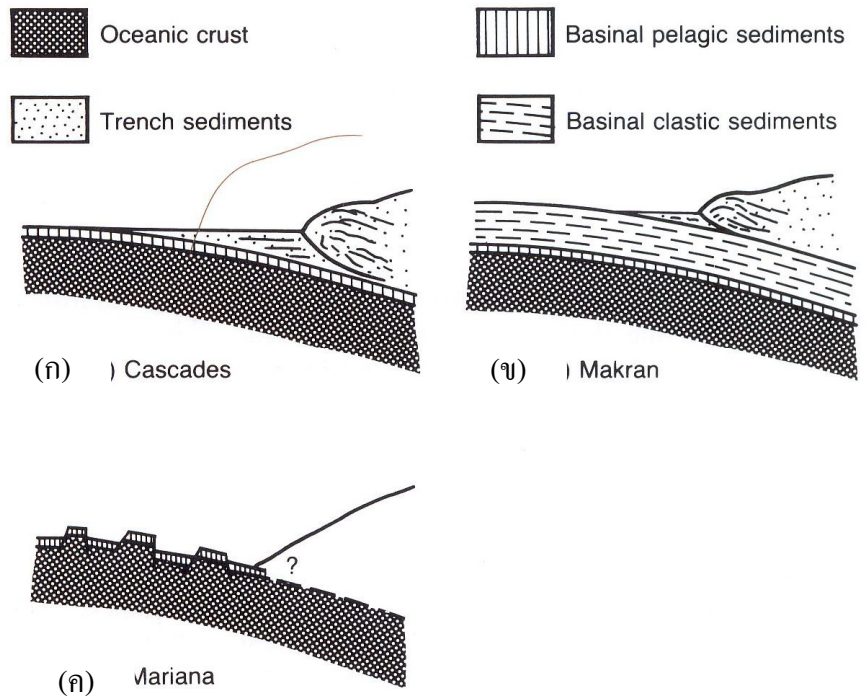


รูป 6.25 ขั้นตอนการพัฒนาหลุมพอกพูน (accretionary prism) (Dickinson, 1977) (ก) ขั้นแรกเริ่มที่มีแค่เขตการมุดตัวซับซ้อน (ข) ขั้นเจริญวัยของแอ่งโค้งหน้า และ (ค) ขั้นสมบูรณ์ของแอ่งโค้งหน้า ให้สังเกตเส้นทึบในเขตการมุดตัวซับซ้อน คือ รอยเลื่อนย้อนมีพลังและเส้นปะ คือ รอยเลื่อนหมดพลัง และ (ง) ภาพขยายใหญ่ของเขตการมุดตัวซับซ้อน (Cowan & Siling, 1978)



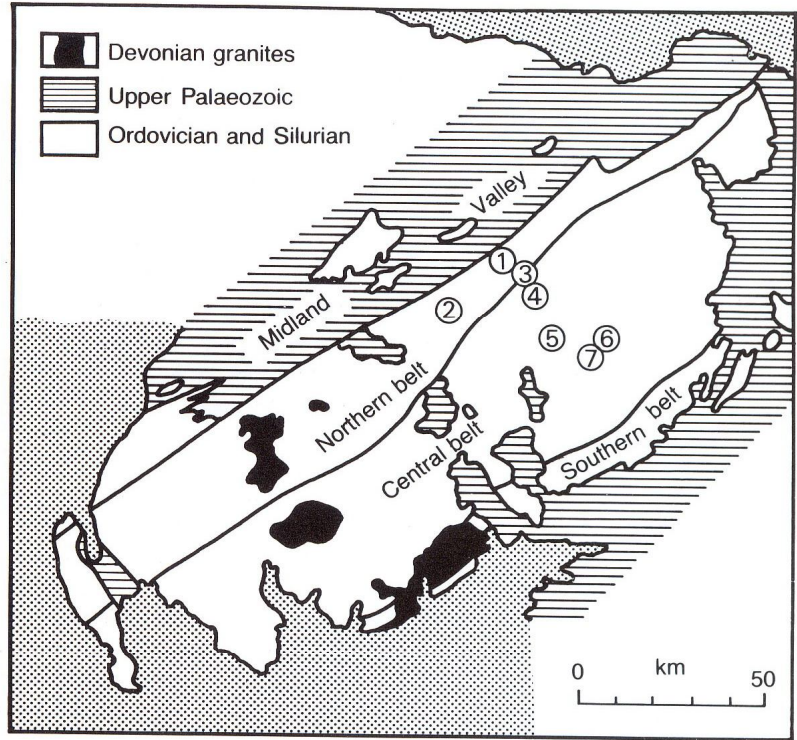
รูป 6.26

ภาพสามมิติแสดง
ลักษณะและสภาพการ
พอกพูน (accretion) ใน
เขตการมุดตัว (Cowan
& Silling, 1978)

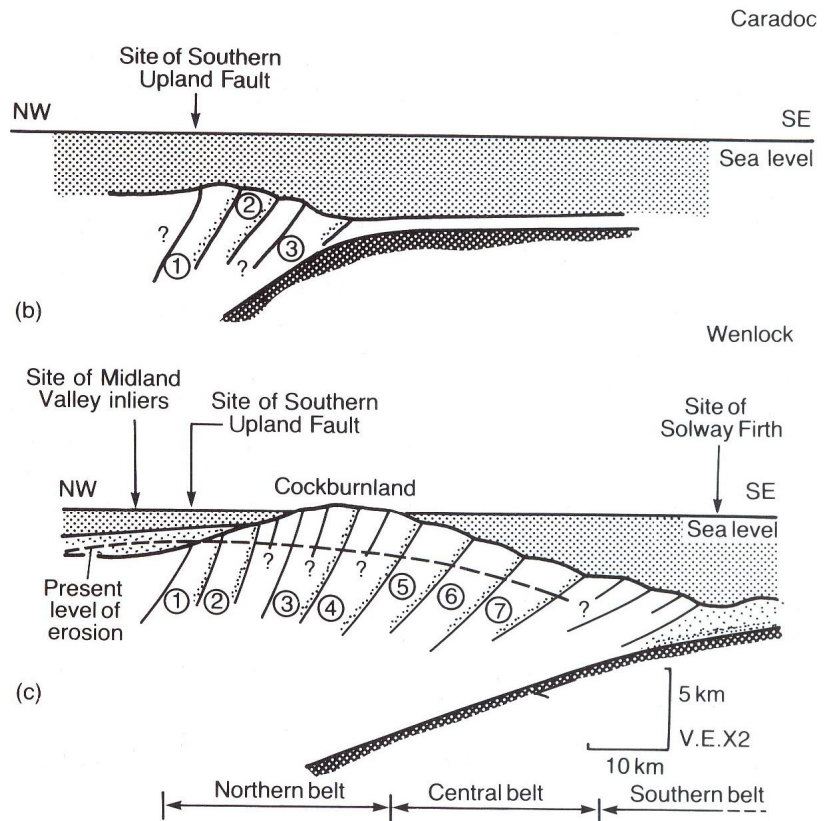


รูป 6.27

แบบจำลองการพอกพูน
อันเป็นผลจากภาวะการสะสม
ตะกอนที่ปิดท้ายแผ่นเปลือก
สมุทรที่กำลังมุดตัวลง (Karig,
1982)



(a)



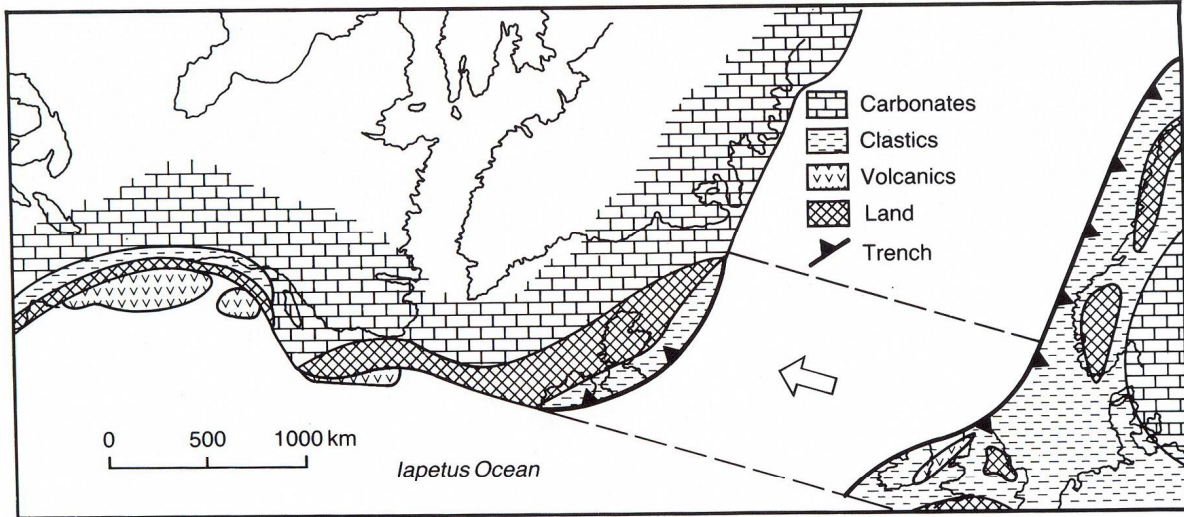
(b)

(c)

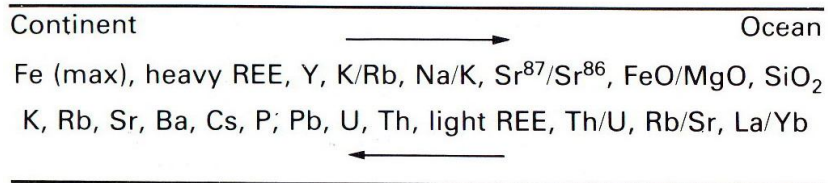
รูป 6.28

(ก) แผนที่ธรณีวิทยาอย่างง่ายของเขตการมุดตัวบริเวณ Southern Uplands ประเทศสกอตแลนด์ ตัวเลข 1 ถึง 7 แสดงตำแหน่ง รูป (ข) และ (ค)

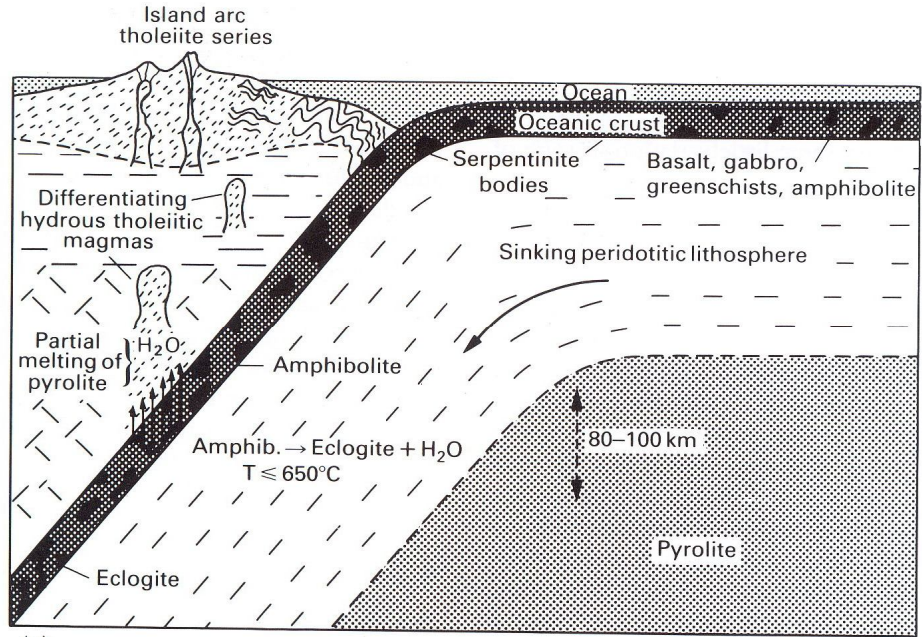
(ข) เขตปริซึมหรือลิ้มพอกพูนในช่วงเวลา Caradoc และ (ค) เขตปริซึมหรือลิ้มพอกพูนในช่วงเวลา Wenlock (McKerrow และคณะ, 1977)



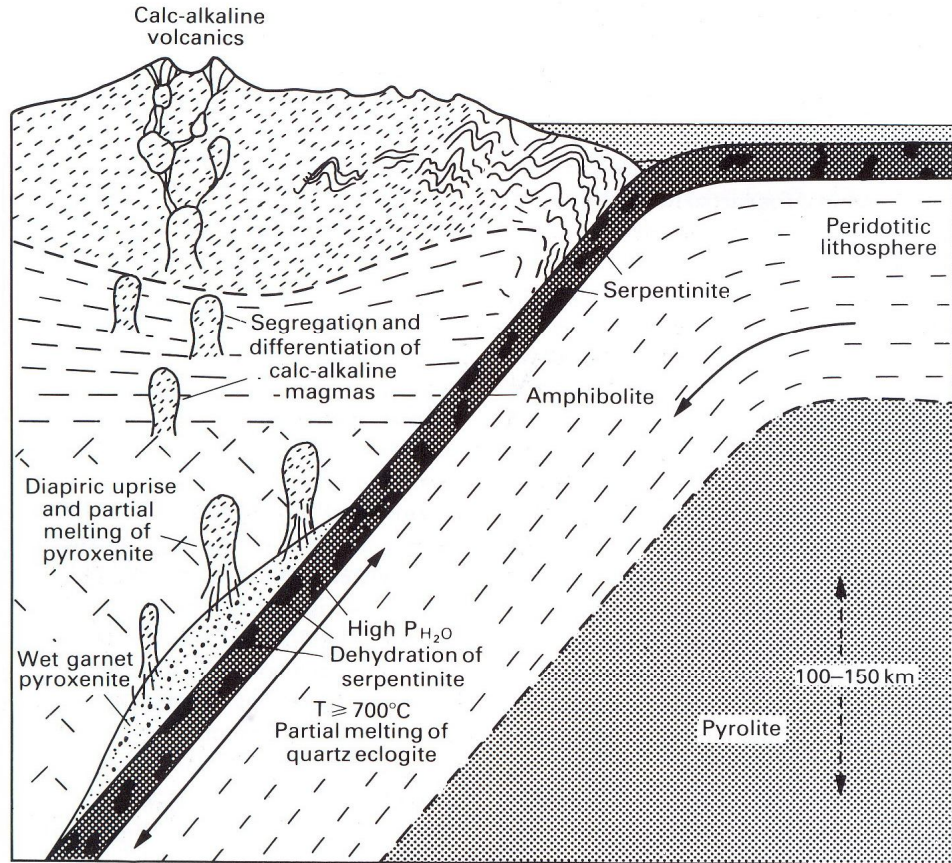
รูป 6.29 ภาพของมหาสมุทรไอเอพิทัส (Iapetus Ocean) และขอบทวีปในยุคออร์โดวิเชียรตอนปลาย (Leggett และคณะ, 1982)



รูป 6.30 ภาพการเปลี่ยนแปลงปริมาณธาตุและอัตราส่วนของธาตุต่างๆ ที่ตัดขวางผ่านเขตการมุดตัว ลูกศรแสดงทิศทางที่เพิ่มขึ้น (Windley, 1984)

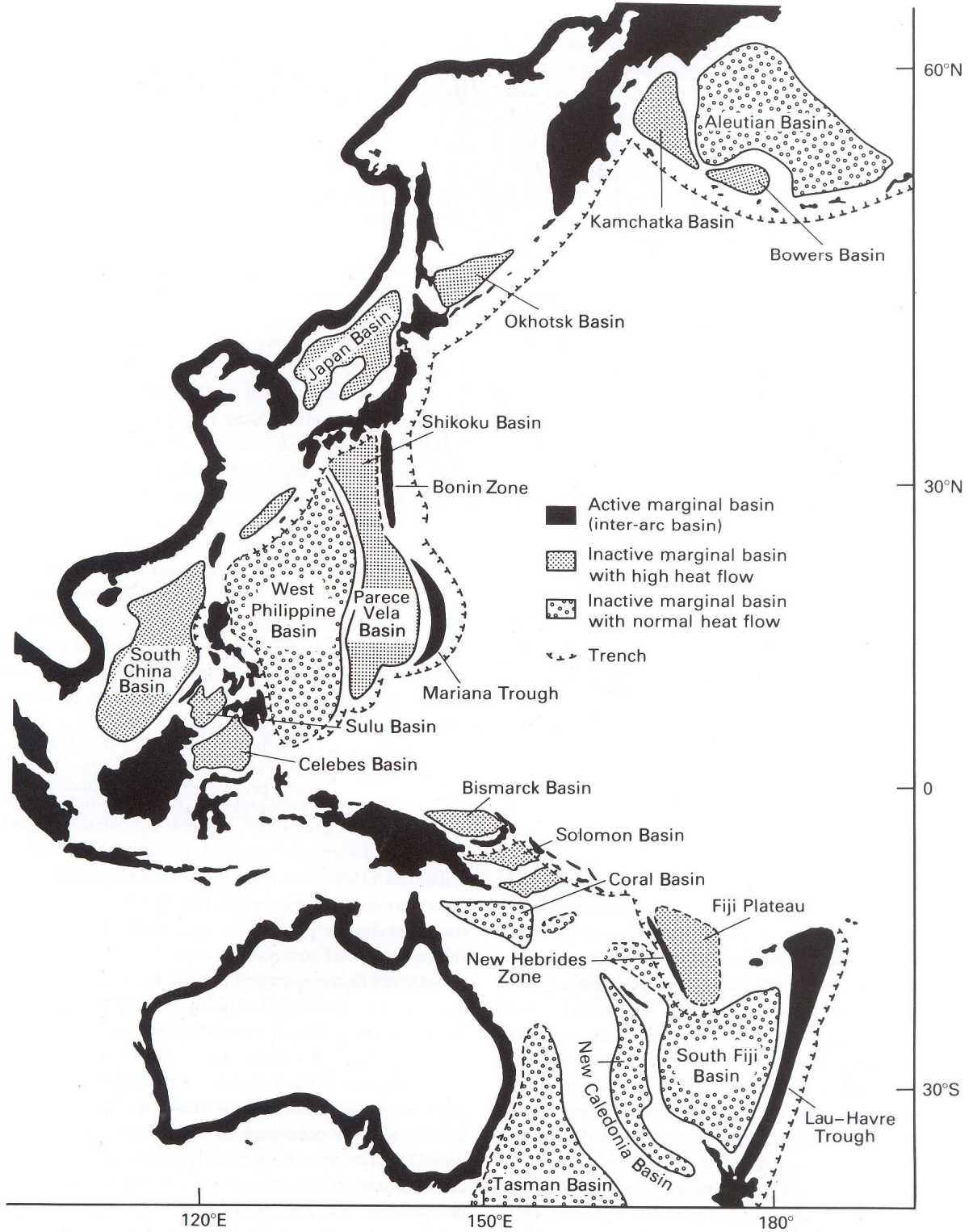


(a)

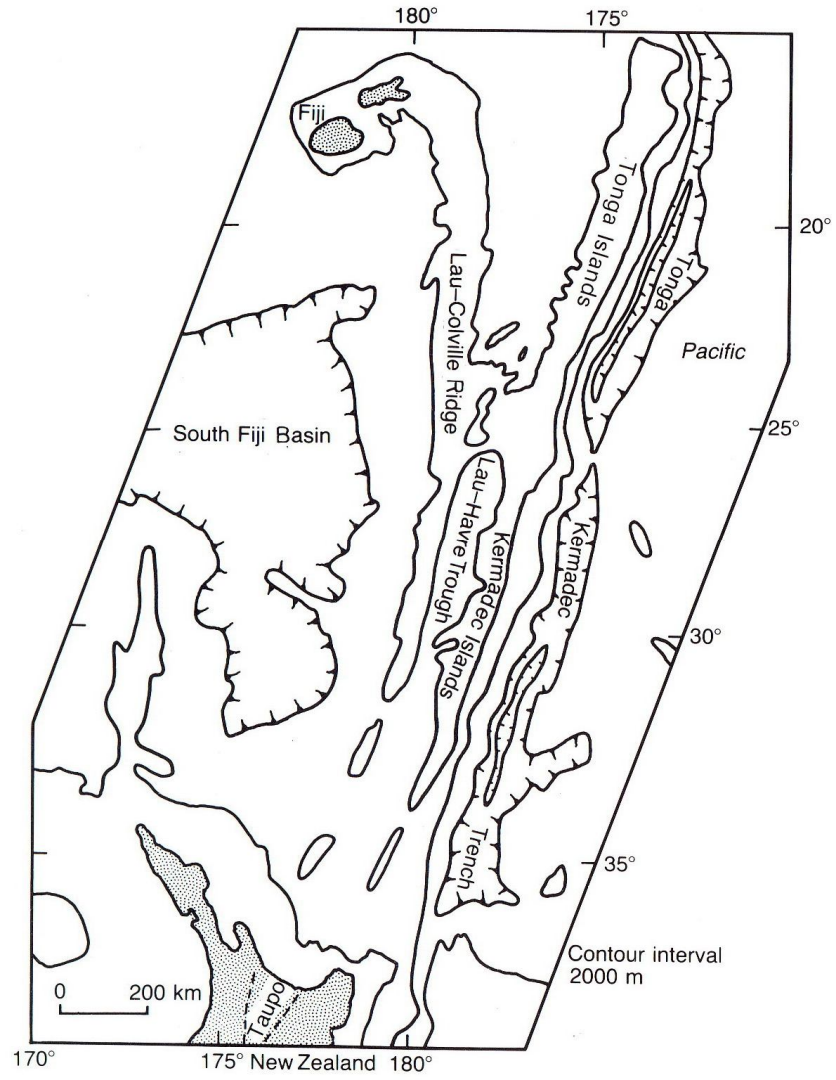


(b)

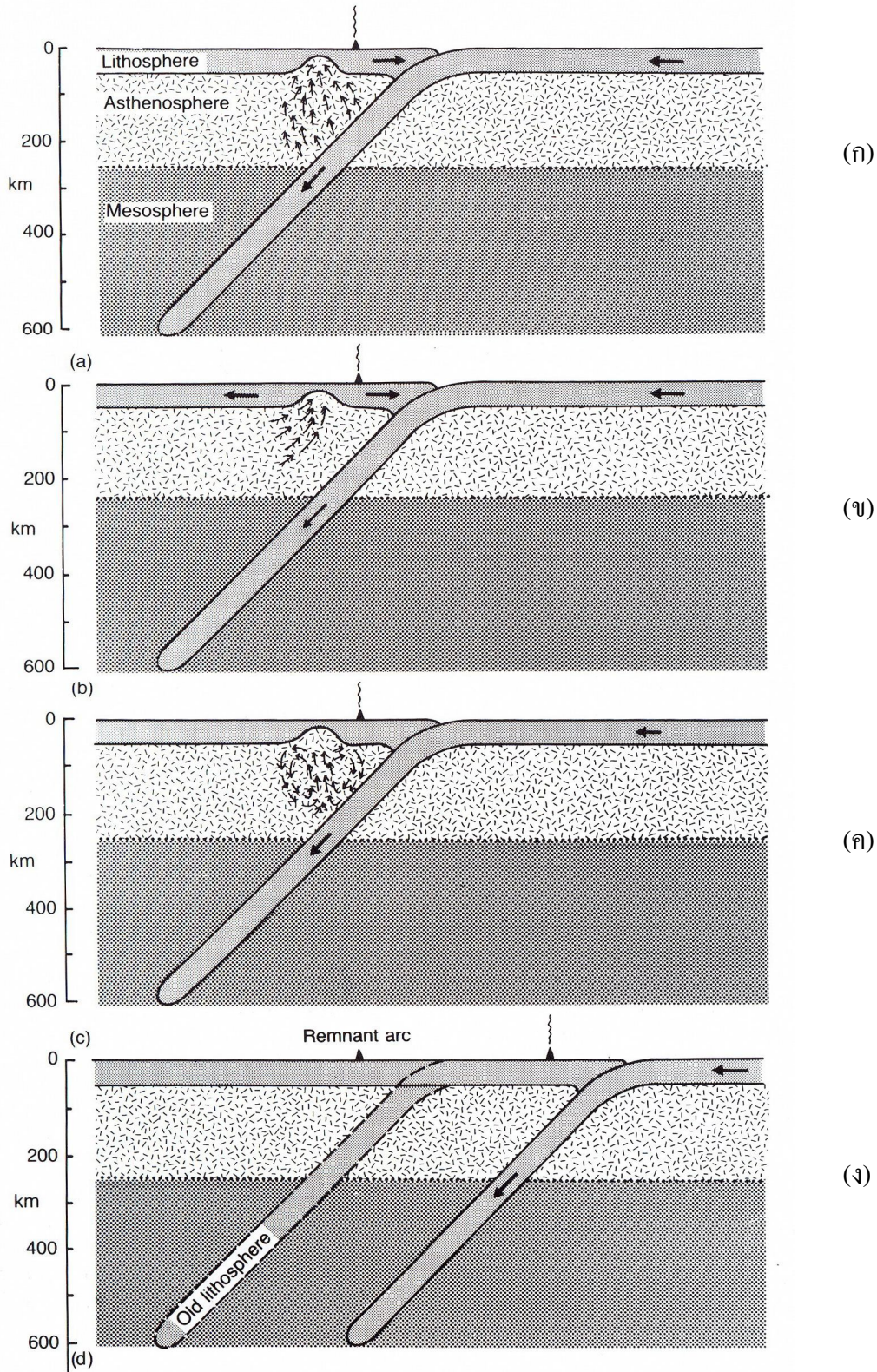
รูป 6.31 วิวัฒนาการของเกาะโค้ง (island arc) (ก) ช่วงแรกของการพัฒนา และ (ข) ช่วงหลังของการพัฒนา (Ringwood, 1974)



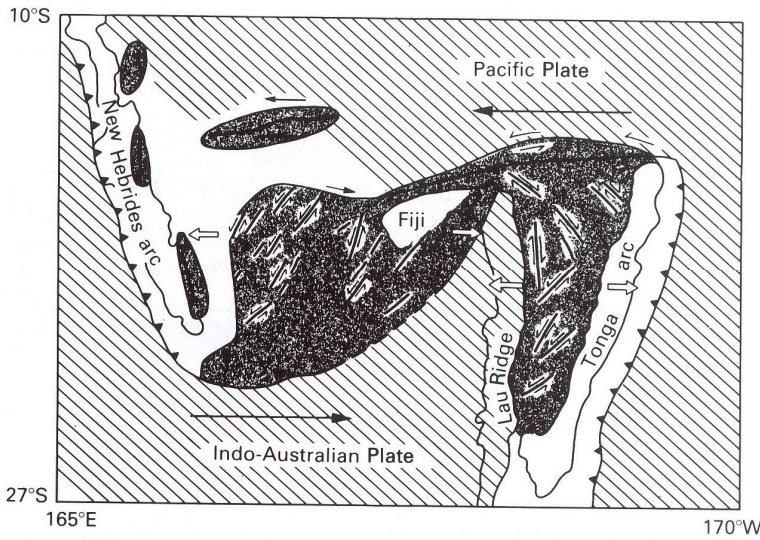
รูป 6.32 การกระจายตัวของทะเลขอบทวีป (marginal seas) ในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกด้านตะวันตก (Karig, 1971)



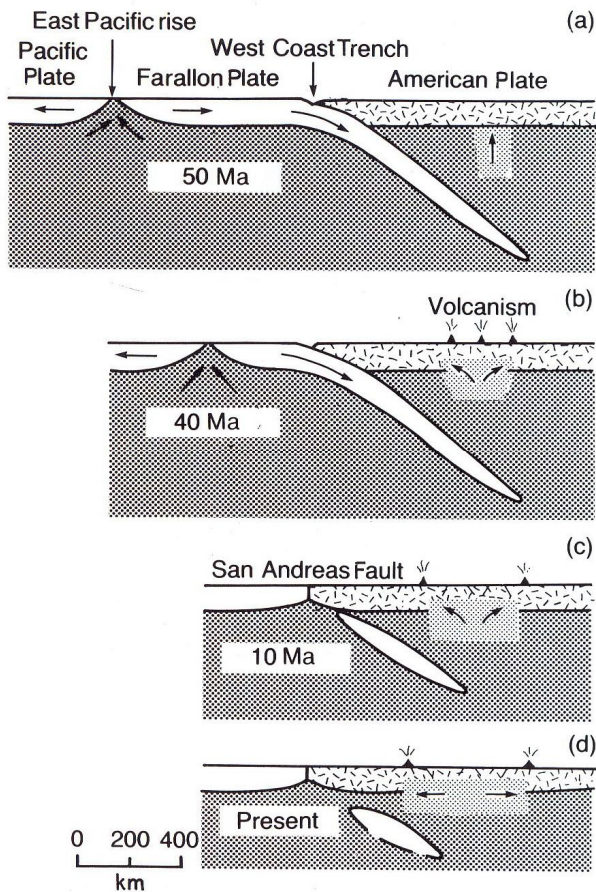
รูป 6.33 แผนที่เส้นชั้นความลึกในทะเลของเขตเคอร์มาเดค (Kermadec region) ตอนเหนือของนิวซีแลนด์ (Karig, 1971)



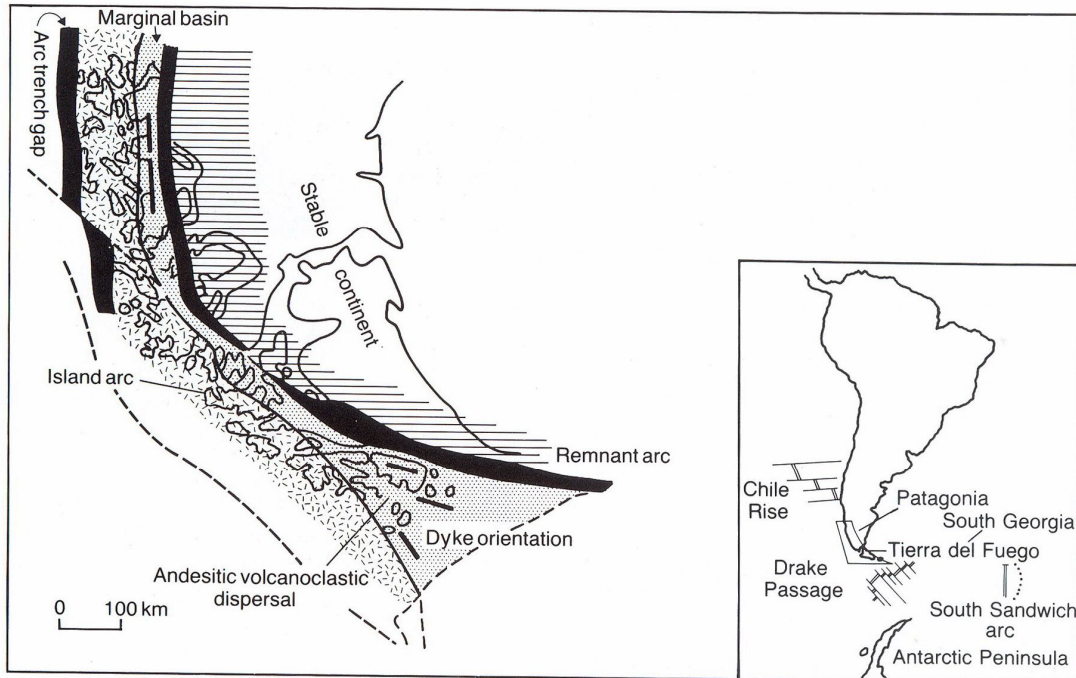
รูป 6.34 แบบจำลองการเกิดทะเลของทวีป (marginal seas) ที่เป็นผลจาก (ก) การพวยพุ่งของความร้อนจากแผ่นมุดตัว (ข) แรงเค้นดึง (tensional stress) ของแผ่นด้านเหนือมุดตัวจนเกิดการพวยพุ่ง (ค) กระแสการพาเล็กๆ ในฐานธรณีภาค และ (ง) การเลื่อนออกของแผ่นมุดตัว (Karig, 1984)



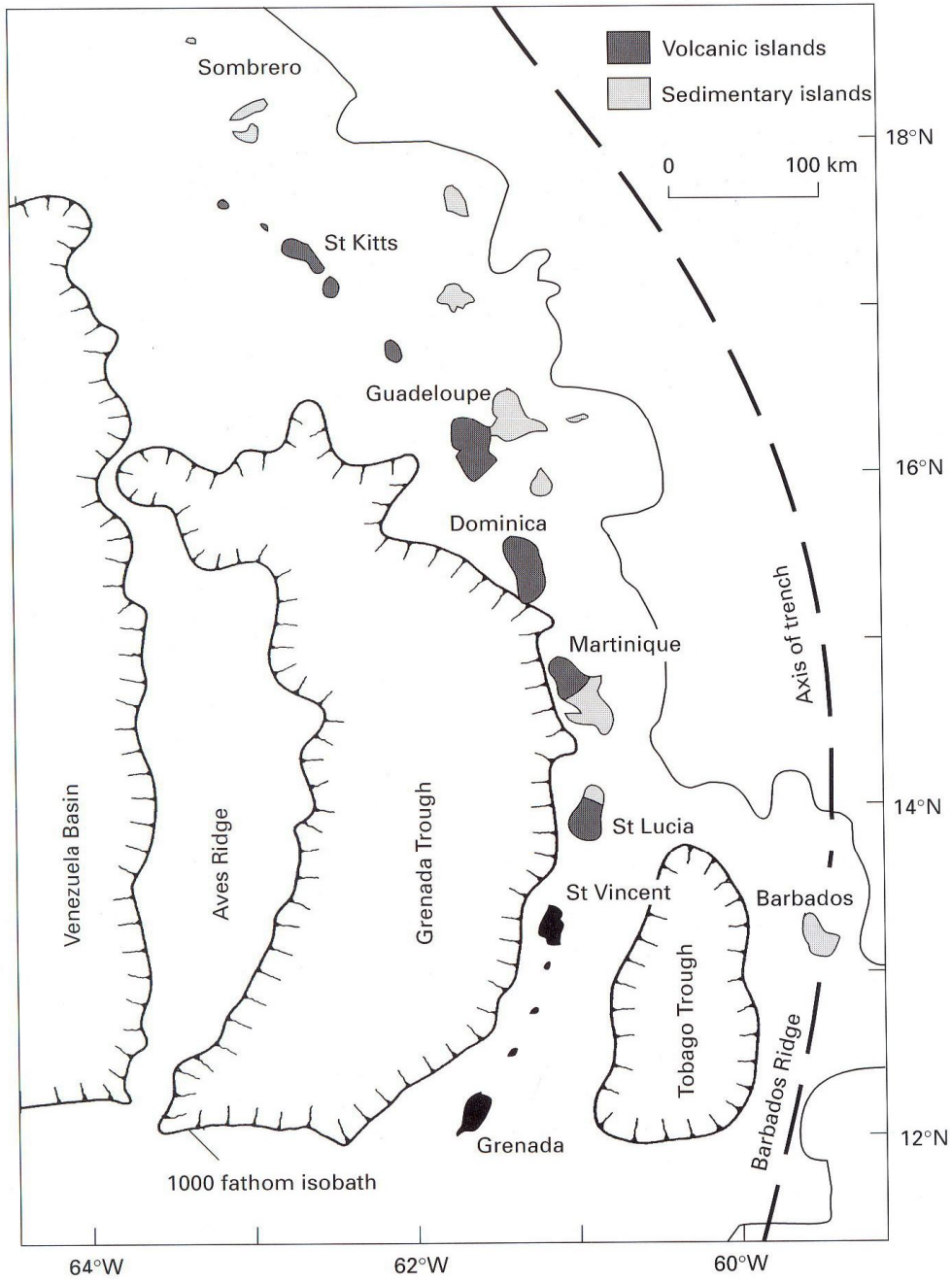
รูป 6.35 แบบจำลองการเปลี่ยนแปลงลักษณะในบริเวณที่อยู่ระหว่างเขตแนวโค้ง New Hebrides และ ลูกศรหัวดำแสดงทิศทางการเคลื่อนที่สัมพัทธ์ของแผ่นแปซิฟิกกับแผ่นอินโด-ออสเตรเลีย, ลูกศรหัวขาวแสดงทิศการเกิดแอ่งดึงออก (pull-apart basin) พื้นที่แสงเงาแสดงเขตการเปลี่ยนแปลงลักษณะ (Hamburger & Isacks, 1988)



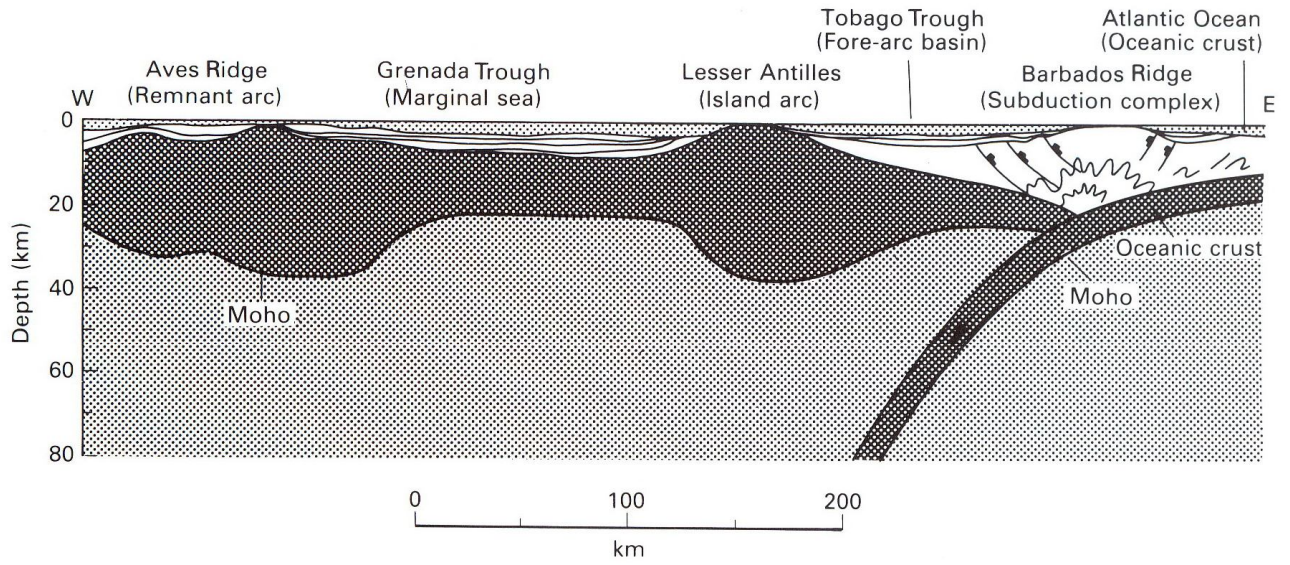
รูป 6.36
วิวัฒนาการของการมุดตัวจนทำให้เกิดเขตหุบและเทือก (Basin and Range Province) ทางตะวันตกเฉียงใต้ของอเมริกา
(ก) เมื่อ 50 ล้านปีมาแล้ว
(ข) เมื่อ 40 ล้านปี
(ค) เมื่อ 10 ล้านปี และ
(ง) ปัจจุบัน
ตามแนวคิดของ Schoiz และคณะ (1971)



รูป 6.37 ภาพวาดของเขตซับซ้อนโรคาส เวิร์เดส (Rocas Verdes complex) ทางตอนใต้ของประเทศชิลี ในยุคครีเตเชียสตอนต้น ซึ่งเป็นส่วนที่อาจต่อเลยมาจากสันนูนชิลี (Chile Rise) (de Wit & Stern, 1981)



รูป 6.38 ภาพวาดอย่างง่ายแสดงเกาะโค้งเลสเซอร์ (Lesser Antilles island arc) ทางด้านตะวันออกของทะเลแคริบเบียน



รูป 6.39 ภาพตัดขวางอุดมคติผ่านทะเลแคริบเบียนด้านตะวันออกแสดงแนวโค้ง (island arc) ทะเลขอบทวีป (marginal sea) และโค้งเหลือค้าง (remnant arc) (Westbrook, 1982)