

แนวแตกเรียบ รั้วขนาน และแนวเส้น

- 8.1 ธรรมชาติแนวแตกเรียบ ผลความเครียดต่อแนวแตกเรียบ ชนิดแนวแตกเรียบ
- 8.2 ธรรมชาติรั้วขนานในหินไมโลไนต์ และในหินแปร
- 8.3 ธรรมชาติแนวเส้น
- 8.4 การเรียกชื่อ
- 8.5 หินเทคโทไนต์

บทที่ 8

แนวแตกเรียบ ริวขนาน และแนวเส้น

(Cleavage, Foliation, and Lineation)

ในบทนี้เรากำหนดให้แนวแตกเรียบ ริวขนาน และแนวเส้นเป็นโครงสร้างรอง(minor structures) ที่ศึกษาได้จากหินโพล์หรือตัวอย่างหิน และเป็นโครงสร้างที่ดีในการแสดงการเปลี่ยนแปลงลักษณะของหิน มีประวัติการเปลี่ยนแปลงลักษณะที่ได้ถูกบันทึกไว้ในโครงสร้างหิน โครงสร้างรองแบ่งย่อยเป็น 2 ประเภท ประกอบด้วย (1) แนวเส้นซึ่งจัดเป็นโครงสร้างที่แสดงด้วยเส้น(linear structure) ได้แก่ การเรียงตัวของใยแร่(mineral fiber) แนวเส้นไต้กรอก(boudins) แนวเส้นลอนขนาด(rods and mullions) และแนวเส้นระนาบตัดกัน และ (2) ริวขนาน(foliation) ซึ่งเป็นโครงสร้างที่แสดงด้วยระนาบ(planar structures) นั่นคือเราวัดการวางตัวในแนวระดับ(strike) และมุมเท(dip) ได้ ซึ่งแตกต่างจากแนวเส้นที่เราวัดค่าทิศการกอด(trend) และมุมกอดหรือพลันจ์(plunge) ของแนวเส้น ริวขนานที่สำคัญได้แก่ สายแร่(veins) แนวพินในหิน(stylolites) แนวแตกเรียบ(cleavage) และแนวการเรียงตัวของ S-C fabrics และรอยแยก เป็นต้น

แนวเส้นและริวขนานเป็นลักษณะที่ปรากฏในเนื้อหินเรียกว่า เนื้อใยหิน(rock fabric) ซึ่งคำว่า “fabric” เรามักใช้กับการเรียก “เนื้อผ้า” สำหรับหินก็มีเนื้อหิน ซึ่งมักมีรูปแบบต่างๆ ทำให้เราเรียก fabric เช่นเดียวกับผ้าที่เป็นเส้นใยต่างๆ ซึ่งทอประสานกันเป็นเนื้อผ้า และมีทิศทางและลักษณะรูปแบบคล้ายคลึงกันในเนื้อหิน ซึ่งในที่นี้เราได้ให้ความหมายของคำว่า fabric ตามที่ Sander (1970) ได้เสนอไว้ว่าหมายถึง เนื้อหินอันเป็นองค์ประกอบโดยรอบระหว่างขนาด รูปร่าง และรูปแบบของเม็ดแร่ในหิน ส่วนคำว่า “texture” หรือเนื้อหินโดยทั่วไปมีความหมายคล้ายกับ “fabric” แต่สำหรับธรณีวิทยาโครงสร้าง เรามักให้ความหมายของ “texture” แตกต่างจาก “fabric” ตรงที่ texture เน้นที่โครงสร้างขนาดเล็ก(microstructure) และเจาะจงถึงรูปแบบการจัดเรียงตัวของโครงสร้างผลึก(crystallographic orientation pattern) ที่ประกอบเป็นหิน เช่น เนื้อหินแกรนิต หรือเนื้อหินทราย เป็นต้น

ในสมัยที่เราเรียนธรณีวิทยากายภาพ เราอาจเข้าใจว่า คำว่าแนวแตกเรียบ ริวขนาน และโครงสร้างแนวเส้นอาจมีคำนิยามที่ไม่ต่างกัน ดังที่จะกล่าวในลำดับต่อไป อีกทั้งการเรียกโครงสร้างแนวแตกเรียบและริวขนานก็อาจคล้ายคลึงกัน ดังนั้นหากโครงสร้างเกิดในเนื้อใยหินขนาดเล็ก(fine fabric) เราจึงมักเรียก “แนวแตกเรียบ” เช่น slaty cleavage แต่ถ้าเนื้อใยหินมีขนาดใหญ่(coarse fabric) มักเรียก “ริวขนาน” เช่น ริวขนานไนส์(gneissic foliation), ริวขนานซีส

(schistosity) เหล่านี้เป็นต้น ดังนั้นคำว่าแนวแตกเรียบหรือริ้วขนาน จึงมักปรากฏคู่กัน และให้ถือว่าแนวแตกเรียบเป็นส่วนหนึ่งของริ้วขนาน

8.1 ธรรมชาติแนวแตกเรียบ(Nature of cleavages)

โดยปกติชั้นหินตะกอนและหินแปรที่คดโค้งมักปรากฏแนวแตกเรียบ(รูป 8.1 และ 8.2) โดยเรามักพบเห็นว่ามีแนวแตกเป็นระนาบต่างๆ ในที่นี้เรานิยามคำว่า แนวแตกเรียบว่าหมายถึง “รอยแตกเล็กๆ ที่เป็นระนาบตรงหรือโค้ง ซึ่งมีระยะห่างในแต่ละระนาบเพียงสั้นๆ” ด้วยเหตุนี้แนวแตกเรียบจึงมักพบร่วมกับชั้นหินโค้งโดยมีทิศทางแนวแตกขนานหรือตั้งขนานกับแกนโค้ง(axial plane cleavage) และทำให้เราแบ่งแนวแตกเรียบว่ามีทั้งแบบที่ทะลุทะลวง(penetrative) และไม่ทะลุทะลวง เข้าไปในเนื้อหิน คำว่าทะลุทะลวงในที่นี้หมายถึงจะต้องพบในทุกมาตราส่วนการสังเกต ดังนั้น การเกิดรอยแตกที่มีขนาดกว้างๆ จึงไม่ถือเป็นแบบทะลุทะลวง เพราะไม่ได้เกิดทั่วไปในเนื้อหิน แต่ถ้าเราดูในแผ่นหินบางเรามักไม่พบการเปลี่ยนแปลงลักษณะในเนื้อหิน หากพบในทุกมาตราส่วนของการสังเกต เรามักถือว่าเป็นแบบทะลุทะลวงซึ่งตรงกันข้ามกับโครงสร้างแบบไม่ทะลุทะลวง(non-penetrative structure) (รูป 8.3) ซึ่งลักษณะโครงสร้างทะลุทะลวงนี้มักพบตัดเข้าไปในชั้นหินในทิศทางต่างๆ โดยที่การวางตัวของชั้นหินไม่ได้มีผลต่อการเกิดแนวแตกนั้นๆ และเมื่อหินมีแนวแตกเรียบเราพบหินจะพบว่าหินแตกตามแนวแตกเรียบ

โดยแท้จริงแล้ว แนวแตกเรียบต่างจากรอยแตกทั่วไปตรงที่แนวแตกเรียบมักเกิดโดยไม่มี การสูญเสียแรงยึดเหนี่ยวระหว่างเนื้อหิน(cohesive force) ด้วยเหตุนี้ผิวระนาบแนวแตกเรียบจึงแตกต่างจากผิวระนาบรอยแตกชนิดอื่น เช่น รอยแยก รอยเลื่อน และรอยแตกเฉือน อีกทั้งแนวแตกเรียบในหิน(rock cleavage) มีลักษณะที่กล่าวในบทนี้แตกต่างจากแนวแตกเรียบในแร่(mineral cleavage) เพราะมีลักษณะการเปลี่ยนแปลงที่ไม่สัมพันธ์กัน หินที่มีแนวแตกเรียบมักจะเป็นหินที่แสดงการโค้ง แต่ชั้นหินโค้งไม่จำเป็นต้องมีแนวแตกเรียบ ดังนั้นถ้าเราพบเห็นหินที่มีแนวแตกเรียบ เราอาจบอกได้ว่าหินนั้นมีการโค้งอย่างแน่นอน และโดยทั่วไปแนวแตกเรียบอันเป็นผลมาจากการคดโค้งมักเป็นแนวที่ขนานหรือเกือบขนานกับแกนโค้ง(fold axis หรือ axial plane) ซึ่งโดยทั่วไปเรามักเรียกรอยแตกลักษณะนี้ว่า แนวแตกเรียบตามแกนโค้ง(axial plane cleavage) (รูป 8.1)

โดยปกติเรามักไม่เห็นแนวแตกเรียบขนานไปกับระนาบการโค้งจริงๆ ในสนาม (รูป 8.4 ก) แต่อาจพบแนวแตกเรียบเปลี่ยนทิศทางเมื่อตัดเข้าไปในหินต่างชนิดกัน ทำให้ได้เห็นแนวแตกเรียบกระจายออกเป็นรูปพัดที่เรียกว่า แนวแตกเรียบรูปพัด(fan cleavage) (รูป 8.3ข) ดังนั้นในกรณีที่ชั้นหินแสดงการสลับกันระหว่างชั้นหินเนื้ออ่อน(soft bed) กับชั้นหินเนื้อแข็ง(hard หรือ stiff bed) เช่น หินทรายที่แข็งกว่าสลับกับหินดินดานที่อ่อนตัวกว่า แนวแตกเรียบที่เกิดในหินทรายมักตั้งฉากกับระนาบชั้นหิน และหักเหออกโดยทำมุมแหลมกับชั้นหินดินดาน (รูป 8.4 ข) ซึ่งเรามักเรียกการ

เปลี่ยนมุมแนวแตกเรียบกับชั้นหินต่างชนิดว่า แนวแตกเรียบหักเห(cleavage refraction) ให้สังเกตแนวแตกเรียบในรูป 8.5 ว่าปรากฏเป็นแนวโค้ง เมื่อมีตะกอนแสดงการค้ำขนาดเม็ด จะเห็นมุมของแนวแตกเรียบลดลงเมื่อมีตะกอนขนาดเล็กลง

ในกรณีที่เป็นชั้นหินโค้งพลิกกลับ(overtured folds) ถ้าเราพบว่ามุมเทของชั้นหินน้อยกว่ามุมเทของ (normal beds) (รูป 8.6) แต่ถ้าเราพบว่าแนวแตกเรียบทำมุมเทน้อยกว่ามุมเทของชั้นหิน แสดงว่าชั้นหินนั้นมีแกนเป็นแกนพลิกกลับ(overtured beds) (รูป 8.6) จากลักษณะความสัมพันธ์ระหว่างแนวแตกเรียบตามแกนของชั้นหินโค้งและชั้นหินช่วยให้เราสร้างภาพของชั้นหินคโค้งโค้งได้ดังแสดงในรูป 8.7

หลายครั้งที่เราพบเห็นหินถูกเอียง แต่ไม่พบว่าชั้นหินแสดงการโค้งให้เห็น แต่เรากลับพบเพียงแนวแตกเรียบเท่านั้น เช่นที่แสดงในรูป 8.8 และ 8.9 ซึ่งโดยทั่วไป แนวแตกเรียบแสดงถึงการยึดตัวตามยาวที่อยู่ในระนาบของ S_1S_2 ของวงรี ความเครียดทำให้เราสามารถบ่งบอกถึงทิศทางการเคลื่อนที่ของรอยเลื่อนในเขตรอยเลื่อนและเขตรอยแตกเอียงได้

จากการวิเคราะห์แนวแตกเรียบในหินอย่างละเอียด เราพบว่าแนวแตกเรียบส่วนใหญ่แสดงถึงการยึดตัวของแร่ ขนาดและรูปร่างเม็ดแร่ ตลอดจนการจัดเรียงตัวกันในเนื้อหินที่เป็นไปอย่างมีระบบ จากลักษณะการเรียงตัวอย่างมีระบบนี้เองทำให้เราทราบว่า แนวแตกเรียบในหิน ไม่ใช่โครงสร้างปฐมภูมิ แต่เป็นผลจากการเปลี่ยนลักษณะภายหลังที่โครงสร้างทุติยภูมิเกิดขึ้นแล้ว

จากลักษณะที่ปรากฏของเนื้อหินและการจัดเรียงตัวกันในหินทำให้เราแยกแนวแตกเรียบในหินได้เป็น 2 อาณาจักรหรือ 2 แฉก ได้แก่ (1) แฉกแนวแตกเรียบ(cleavage domain) และ (2) แฉกศิลาลูกภาค(microlithon domain) (ดูรูป 8.10) แฉกแนวแตกเรียบมักปรากฏให้เห็นคล้ายริ้วขนาน(foliation) จึงมักไม่แสดงด้วยการเรียงตัวของแร่โดยเฉพาะแร่ไมกาไปในแนวขนานกันหรือซ้อนทับกันไปมาเหมือนการถักเปีย(anastomosing) หรือมีแร่บางตัวถูกทำให้สลายตัวไปจนเหลือเพียงบางส่วนไว้เป็นแนวๆ แร่ที่อยู่ในแฉกของแนวแตกเรียบจึงเรียงตัวตามแนวใดแนวหนึ่งจนแตกต่างจากหินดั้งเดิม ส่วนกลุ่มแร่ที่อยู่ในแฉกศิลาลูกภาคคงสภาพของหินเดิมไว้บางส่วนหรือทั้งหมด (รูป 8.10) ซึ่งเราอาจพบแฉกแนวแตกทั้ง 2 แบบได้ในหินโผล่และในแผ่นหินบาง

8.1.1 ชนิดแนวแตกเรียบ

Powell(1979) ได้จำแนกแนวแตกเรียบออกเป็น 2 ชนิดอย่างง่าย โดยอาศัยการมองเห็นความต่อเนื่องของแนวแตกเป็นหลัก ได้แก่ แนวแตกต่อเนื่อง และแนวแตกไม่ต่อเนื่อง โดยที่ถ้าแฉกแนวแตกเรียบ(cleavage domain) และแฉกศิลาลูกภาค(microlithon domain) ที่สามารถมองเห็นด้วยตาเปล่าเราเรียกว่า แนวแตกเรียบไม่ต่อเนื่อง(spaced cleavage) ซึ่งหมายถึงเราพบว่าแนวแตก

ขาดหายไป แต่ถ้าเราไม่สามารถแยกแถบแนวแตกเรียบออกจากแถบสติลาจุลภาคได้ด้วยตาเปล่า เรา
ก็เรียกแนวแตกนั้นว่า แนวแตกเรียบต่อเนื่อง(continuous cleavage)

อย่างไรก็ตาม Twiss & Moores(1992) ได้แบ่งแนวแตกเรียบและริ้วขนานที่แตกต่างไปจาก
ของ Powell (1979) ดังแสดงในรูป 8.12 โดยที่ พวกเขาเห็นว่า การจัดแบ่งโดยนำเอาชื่อเรียกที่แสดง
ถึงการเกิด (origin) โครงสร้างมาจำแนกอาจทำให้เกิดการเข้าใจผิดได้ง่าย ตัวอย่างเช่น เมื่อบรรยาย
ว่าหินมีแนวแตกเรียบแบบหินชนวน (slaty cleavage) จะทำให้คนส่วนใหญ่เข้าใจว่าเป็นหินชนวน
ที่เกิดจากการแปรสภาพแบบไพสาล ทั้งๆ ที่หินนั้นเกิดแนวแตกเรียบเป็นแผ่นแต่มีระยะไม่ต่อเนื่อง
(disjunctive) ซึ่งเกิดจากการเฉือนได้ เป็นต้น ดังนั้น Twiss & Moores (1992) จึงจำแนกแนวแตก
ต่อเนื่องออกเป็น 2 พวกใหญ่ๆ คือ พวกที่มีผลึกละเอียด(fine-grained) กับพวกที่มีผลึกหยาบ
(coarse-grained) โดยพวกผลึกละเอียดยังแบ่งย่อยออกเป็นอีก 3 ชนิด (ดูรูป 8.12)

แนวแตกเรียบต่อเนื่อง(Continuous cleavage) ที่ Powell(1979) จัดแบ่งประกอบด้วยแนว
แตกเรียบหินชนวน(slaty cleavage), แนวแตกเรียบหินฟิลไลต์(phyllitic structure) และแนวแตก
เรียบหินชีส(schistosity)

แนวแตกเรียบหินชนวน(Slaty cleavage) มักเกิดในหินที่มีขนาดเม็ดแร่เล็กกว่า 0.5
มิลลิเมตร และมักประกอบด้วยกลุ่มของแร่ควอตซ์ เฟลด์สปาร์ และไมกา ที่สานเกี่ยวกันเป็น
เกลียวหรือเป็นเปีย(anatomoising) เมื่อหินถูกแปรสภาพที่อุณหภูมิต่ำ ทำให้เกิดแนวแตกเรียบ
หินชนวนได้ โดยที่เมื่อแกะออกหินจะแตกเป็นแผ่นเรียบ ซึ่งผู้คนมักนำมาใช้เป็นฝาบ้านเรือนได้
สวยงาม และเรียกทั่วไปว่าหินกาบ หรือทำกระดานสำหรับเขียนที่เรียกว่า กระดานชนวน (มี
หินชนวนที่สวยงามอยู่เป็นจำนวนมากในบริเวณอำเภอปากช่อง จังหวัดนครราชสีมา) โดยที่ชั้น
บางๆ ที่ประกอบด้วยแร่ไมกาหรือแร่แผ่นมากๆ เรียก อาณาจักรเอ็ม(M-domain) ในแถบแนวแตก
เรียบและแถบที่มักเป็นเลนซ์ขาดเป็นช่วงๆ ของกลุ่มแร่ควอร์ตซ์และเฟลด์สปาร์ เรียก อาณาจักรคิว-
เอฟ(QF domain) ในแถบสติลาจุลภาค ส่วน Twiss & Moores จำแนกแนวแตกเรียบแบบต่อเนื่อง
ดังกล่าวเป็นประเภทแนวแตกเรียบระยะไม่ต่อเนื่อง(microdisjunctive cleavage) โดยไม่ระบุถึงชื่อ
หิน

แนวแตกเรียบหินชีส(Schistosity) มักพบในหินที่มีขนาดเม็ดแร่ระหว่าง 1 ถึง 10 มิลลิเมตร
โดยพบแร่ตระกูลไมกามากมายปรากฏเป็นแผ่นบางๆ ซึ่งส่วนใหญ่พบว่ามีการเกิดตกผลึกใหม่
(recrystallization) ที่เป็นผลมาจากหินถูกแปรสภาพที่อุณหภูมิและความดันปานกลาง (แต่มากกว่า
ช่วงการเกิดแนวแตกเรียบหินชนวน) จึงทำให้แร่เรียงตัวต่อเนื่อง โดยเฉพาะแร่ตระกูลไมกา เช่น
มัสโคไวต์(muscovite) ไบโอไทต์(biotite) คลอไรต์(chlorite) และซีริไซต์(sericite) นอกจากนี้ใน
บริเวณเขตรอยแตกเหมือนอาจมีโครงสร้างหินชีสเกิดขึ้นได้ โดยมีการเฉือนในหินเดิม(คือแกรนิต)
ภายใต้สภาวะที่มีน้ำเข้าร่วมในปฏิกิริยาจนทำให้แร่เฟลด์สปาร์ในหิน(แกรนิต) เปลี่ยนเป็นไมกา

แนวแตกเรียบหินฟิลไลต์(Phylliticity) มักพบในหินที่มีขนาดเม็ดแร่ระหว่างแนวแตกเรียบ หินชนวน และแนวแตกเรียบหินชีส คือระหว่าง 0.5-1.0 มิลลิเมตร บริเวณหินโผล่จะพบหิน ฟิลไลต์(phyllite) มีความวาวเมื่อกระทบกับแสงแดด แต่ไม่พบว่าแร่ไมกาแยกตัวอย่างชัดเจน เช่นเดียวกับหินชีส ซึ่งหินฟิลไลต์มักแยกได้เป็นแผ่นๆ น้อยกว่าหินชนวน แต่ก็สามารถแยก ออกเป็นแผ่นได้

แนวแตกเรียบแบบไม่ต่อเนื่อง(Spaced cleavage) แนวแตกเรียบแบบไม่ต่อเนื่อง แบ่งออก ได้อีก 2 ประเภท คือ แนวแตกเรียบทิ้งระยะ กับแนวแตกเรียบตัดกัน

(1) **แนวแตกเรียบทิ้งระยะ(Disjunctive cleavage)** แนวแตกแบบนี้ประกอบด้วยแถบแนว แตกเรียบ และแถบศิลาลูกกลมๆ ซึ่งแนวแตกเรียบมักเป็นแนวขนานเล็กๆ ไปจนถึงแนวที่ประสาน สายกลับกัน ไปมาเหมือนถักเปีย(anastomosing) หรือพบคล้ายรอยแตกที่มีขนาดเม็ดแร่เท่าหินหรือ แคลไซต์แทรกอยู่ในช่องว่างของแนวแตกในชั้นหินที่โคงแต่ไม่ถูกแปรสภาพ(รูป 8.14, 8.15 และ 8.16) ซึ่งคำว่า “disjunctive” มาจากภาษาละตินว่า “disjunctus” หมายถึง ไม่เชื่อมกัน(disjoined) หรือขาดออกจากกัน(detached) ซึ่งโดยมากเรามักพบแนวรอยแตกเรียบทิ้งระยะ(disjunctive cleavage) ในหินปูนสกปรก มาร์ล และหินทราย ระยะทางของแนวแตกเรียบพบได้ตั้งแต่ 1 ถึง 10 เซนติเมตร ดังนั้นในแถบศิลาลูกกลมๆจึงหนาๆ ส่วนความหนาของเม็ดหินที่แทรก(ประมาณ 0.02-1.0 มิลลิเมตร) โดยมีเงื่อนไขสำคัญของแนวแตกเรียบทิ้งระยะ คือ มีการแสดงด้วยการเลื่อน (offset) และไม่พบรอยครูดใดๆ ในผิวระนาบของแนวแตกเรียบ

(2) **แนวแตกเรียบตัดกัน(Crenulation cleavage)** แนวแตกแบบนี้แถบแนวแตกเรียบซึ่งตัด กับแนวแตกเรียบเดิมหรือริ้วขนาน(foliation) ที่เกิดอยู่ก่อน และแบ่งย่อยออกเป็น 2 ชนิดย่อยได้แก่ (ก) พวกที่ตัดกันแบบชัดเจน(discrete crenulation) และ(ข) พวกที่ตัดกันไม่ชัดเจน (zonal crenulation) (ดูรูป 8.17 และ 8.18) พวกแรกมักแสดงแนวแตกเรียบที่คล้ายกับมีแนวเลื่อนเล็กๆ และมักพบในหินชนวน ส่วนพวกหลังมักแสดงลักษณะเหมือนกับมีแนวโคงเล็กๆ มักพบทั้งใน หินชนวนและหินฟิลไลต์ ทั้งนี้เพราะต้องการแนวแตกเรียบหรือริ้วขนานขึ้นมาก่อน จึงจะสามารถ เกิดแนวแตกเรียบขึ้นมาซ้อนทับได้

แนวแตกเรียบแบบริ้วขนานผสม(compositional foliation) มักพบเป็นชั้นบางที่มีการเรียง ตัวของแร่ต่างชนิดกันประกอบอยู่ในเนื้อหิน จึงทำให้หินอ่อนตัวได้มากตามแนวระนาบ(weak plane) แบ่งเป็น 2 ชนิด ได้แก่ แนวแตกเรียบที่แสดงแนวการเรียงตัวของแร่ที่มีระยะห่างพอ มองเห็นได้ด้วยตาเปล่าที่เรียกว่า ริ้วขนานผสมห่าง(diffusion foliation) เช่น แถบ(band)แร่ไพรอกซีน(pyroxene) ในหินดันไนต์(dunite) ส่วนอีกพวกแสดงแนวการเรียงตัวของแร่ที่มีระยะห่างน้อยที่ เรียกริ้วขนานผสมถี่(banded foliation) เช่น แถบแร่ในหินไนส์(gneiss)

แนวแตกเรียบต่อเนื่องที่ Twiss และ Moores ได้เสนอไว้โดยให้ใช้ระยะห่างระหว่างแถบ แนวแตกเรียบ(หรือแถบแนวศิลาลูกกลมๆ)ว่าต้องน้อยกว่า 10 μm และพวกเขาได้แบ่งย่อยแนวแตก

แบบนี้ออกเป็น 2 ชนิด โดยใช้เนื้อหินเป็นเกณฑ์ (fabric criterion) โดยก่อดังจุลทรรศน์ กล่าวคือถ้าเนื้อหินค่อนข้างเป็นเนื้อเดียวกันคือ แยกความแตกต่างระหว่างแถบรอยแตกกับแถบสติลาจุลภาคได้ไม่ชัดเจน ซึ่งเราเรียกริ้วขนานต่อเนื่องหยาบ (coarse continuous foliation) เช่น ริ้วขนานในหินอ่อน หรือหินชีสต์ แต่ถ้าหากแยกความแตกต่างได้ชัดเจนระหว่างแถบรอยแตกเปรียบกับแถบสติลาจุลภาคจัดว่าเป็นริ้วขนานต่อเนื่องละเอียด (fine continuous foliation)

ส่วนคำว่าแนวแตกเรียบแยก (fracture cleavage) จัดว่าเป็นรอยแตกที่เกิดหลังจากแนวแตกเรียบหรือริ้วขนานแต่ไม่ใช่เป็นแนวแตกเรียบหรือริ้วขนานที่เกิดจากรอยแตก ส่วนคำว่าแนวแตกเรียบเฉือน (shear cleavage หรือ strain-slip cleavage) ใช้ในความหมายเหมือนกับแนวแตกเรียบตัดกัน (crenulation cleavage)

8.1.2 ความสำคัญของความเครียดต่อแนวแตกเรียบ

การเกิดแนวแตกเรียบเป็นที่โต้เถียงในบรรดานักธรณีวิทยาสมัยโบราณ ไม่ว่าจะมีความสัมพันธ์ระหว่างแนวแตกเรียบกับชั้นหินโค้ง บทบาทของแนวแตกเรียบกับกระบวนการโค้งงอ การเรียงตัวของเม็ดแร่ตามแนวแตกเรียบ การแยกตัวและจัดกลุ่มของไมกา ควอตซ์ และเฟลด์สปาร์ การพบแร่ดินในบริเวณแนวแตกเรียบไม่ต่อเนื่อง การเติบโต (overgrowth) ของแร่ควอตซ์ และควอตซ์ ตลอดจนการขาดหายไปของซากดึกดำบรรพ์ที่บดเปี้ยวกับแนวแตกเรียบ

เป็นที่เชื่อกันในปัจจุบันว่าแนวแตกเรียบเป็นผลจากการละลายความดัน (pressure solution) โดยที่มีแร่ในเนื้อหินละลายออกไปบางส่วน ซึ่งอาจมาจากแรงจากน้ำหนักกดทับหรือจากการแปรสัณฐาน จึงทำให้แร่ภายในเนื้อหินที่เหลือจัดเรียงตัวใหม่ (rearrangement) มีการตกผลึกใหม่ (recrystallization) จึงไม่มีการเกิดการเฉือนเนื่องจากแรง ส่วนซากดึกดำบรรพ์ถูกละลายออกไปจนทำให้ซากบางส่วนหายไปไม่สมบูรณ์ตามแนวแตกเรียบ ทั้งนี้จึงไม่ใช่ผลจากแรงเฉือน และเป็นที่ทราบกันดีว่าแนวแตกเรียบหินดินดานมักเกิดร่วมกับการคดโค้ง ซึ่งมักอธิบายว่าการคดโค้งแสดงถึงการหดสั้นตัวของหินเปลือกโลกจึงเป็นผลทำให้เกิดแนวแตกเรียบด้วย

ซากดึกดำบรรพ์ในหินชนวนมักพบซากเป็นแผ่นแบนตามแนวแตกเรียบจนทำให้ Phillips (1844) พบความสัมพันธ์ระหว่างการบดเปี้ยวของซากดึกดำบรรพ์กับแนวแตกเรียบในหน้าเหมือนหินดินดานของเวลส์ ทำให้บ่งบอกถึงภาวะการหดสั้น ต่อมา Sharpe (1847) ได้ชี้ให้เห็นได้ว่าการที่ซากดึกดำบรรพ์เป็นแผ่นเรียบขนานกับแนวแตกนั้นเป็นผลมาจากกระบวนการคดโค้ง จนทำให้แนวแตกเรียบขนานหรือสมมาตรไปกับแกนชั้นหินโค้ง โดยที่แนวแตกเรียบหินชนวนเกิดตั้งฉากกับทิศเครียดค่าน้อยที่สุด (S_3) และเชื่อว่าแนวแตกเรียบหินชนวนที่พบมาจากการที่หินหดสั้นลงถึง 65-75% การศึกษาแนวแตกเรียบในช่วงแรกๆ มุ่งไปที่การเรียงตัวของแร่ไมกาและแร่ดิน เพราะการเรียงตัวของเม็ดแร่เหล่านี้ส่งผลให้เกิดแนวแตกเรียบ Sorby (1856) เชื่อว่าการเรียงตัวใหม่ของแร่ไมกาและแร่ดินเป็นผลมาจากการตกผลึกใหม่และเรียงตัวเป็นแร่ใหม่และพร้อมกับการหมุนของแร่

ที่แข็งแกร่งบางส่วนในเนื้อหิน ขณะที่อีกบางส่วนในเนื้อหินบิดเบี้ยวไป อย่างไรก็ตาม Sorby ไม่สามารถอธิบายได้ว่าทำไมแร่ไมกาจึงสะสมตัวอยู่เป็นกลุ่มเมื่อมีการหมุนของแร่แข็งแกร่งเท่านั้น นอกจากนี้กระบวนการหมุนเพียงอย่างเดียวไม่สามารถอธิบายการแบนราบของซากดึกดำบรรพ์ และผลึกแร่ควอตซ์รูปเลนซ์ได้

จากการวิเคราะห์แนวแตกเฉือน มักพบว่าในบริเวณแนวแตกเรียบแรมักเปลี่ยนแปลงขนาด และรูปร่างเสมอ จนทำให้แร่ขยายออกหรือหดเป็นแผ่นๆ และมีแร่ใหม่เกิดขึ้น ตัวอย่างเช่น ผลึกแร่ควอตซ์และแคลไซต์ซึ่งเกิดใหม่ในบริเวณเงาความดัน (pressure shadow) ดังรูป 8.19 หรือเงาความดันของแร่ที่สมัยหนึ่งเป็นใยหนวด (beards) ของเงา

อย่างไรก็ตามการตกผลึกใหม่ไม่สามารถอธิบายถึงแถบสลับกัน 2 แถบในแนวแตกเรียบได้ รวมทั้งการเกิดผลึกควอตซ์และเฟลด์สปาร์เล็กๆ ร่วมกับกลุ่มแร่ไมกาในแถบแนวแตกเรียบ แต่ก็ยังพบแร่ควอตซ์และเฟลด์สปาร์อยู่ในแถบสลับอีกด้วย

จากการศึกษาพบว่าในบริเวณแนวแตกเรียบไม่พบว่าหินหรือแร่เกิดการถูกเฉือน ดังนั้นจึงสรุปว่าการเฉือนคงไม่เกี่ยวข้องกับการเกิดแนวแตกเรียบ แม้จะพบว่ามีลักษณะคล้ายการเลื่อนเกิดขึ้นก็ตาม Beutner (1978) ได้แสดงให้เห็นว่าการวางตัวในแนวหนึ่งแนวใดของแร่ไมกาในแนวแตกเรียบอาจเกิดขึ้นได้โดยแร่ไม่ต้องหมุน เขาได้ศึกษาหินชนวนที่เรียก Martinburg Slate ทางตอนกลางของเทือกเขาแอนไพลาเซีย โดยเขาเน้นไปที่แร่คลอไรต์ ซึ่งเป็นกลุ่มแร่ที่มาจากหินเดิมคือหินแอลไลต์ จากการวิเคราะห์การจัดตัวของแร่คลอไรต์ ทำให้เขาสรุปว่าการจัดตัวของแร่มาจากการละลายออกไปอย่างเลือกสรรอย่างเป็นระบบและต่อเนื่อง ตามกระบวนการที่แสดงในรูป 8.20 ด้วยเหตุนี้แร่คลอไรต์ที่จัดตัวไม่เป็นระเบียบในตอนแรกก็สามารถจัดตัวตามแนวใดได้โดยตั้งฉากกับทิศทางที่หดสั้นสุด

การที่หินหดสั้นหรือมีปริมาตรน้อยลงอาจเนื่องมาจากการละลายความดัน ทำให้เราหาปริมาตรหินเดิมได้เหมือนอย่าง Wright & Platt (1982) ได้วิเคราะห์รูปทรงและขนาดของไดรโอบไต์ที่พบในหินดินดานหมวดหิน Martinsburg อธิบายความเครียดของหินได้ โดยพวกเขาพบว่าแกรบโโตไลต์ ที่วางตัวขนานกับแนวแตกเรียบในชั้นหินผอมบางมากกว่าปกติ (รูป 8.28 ของ Davis) แต่แกรบโโตไลต์ที่วางตัวตั้งฉากกับแนวแตกเรียบจะมีลักษณะสั้นกว่าปกติ และด้วยการตรวจสอบแกรบโโตไลต์ในทุกมุมที่ทำกับทิศทางแนวแตก จึงพบว่าหินมาร์ตินสเบิร์กเกิดหดสั้นไปได้มากถึง 50% หรือนั่นก็คือปริมาตรภายใน

Gray และ Durney (1979) ได้อธิบายถึงการเกิดแนวแตกเรียบตัดกัน (crenulation cleavage) ว่าเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงทั้งทางกายภาพ และทางเคมี โดยเฉพาะการจัดเรียงตัวของแร่ใหม่ เนื่องจากการละลายและการย้ายที่ทางเคมี พวกเขาเชื่อว่าแถบแนวแตกเรียบ (cleavage domain) เป็นจุดที่เกิดการละลายออกไป โดยการละลายความดัน (pressure solution) หินเดิมอย่างมากจนเหลือเฉพาะกากหรือสารเหลือค้างซึ่งไม่ละลายออกไปได้ พวกเขาจึงเชื่อว่าการละลายความดันเกิดขึ้น

เมื่อขอบที่ไม่ต่อเนื่องกันของเม็ดแร่หรือแถบแนวแตกจะวางตัวตั้งฉากกับทิศทางการเหยียดสมบรูณ์น้อยที่สุด(คือ S_3 ในวงรีความเครียด) ซึ่งการเคลื่อนที่ของสารละลายจะไปตามเส้นทางที่ถูกควบคุมโดยความต่างศักย์ทางเคมีที่สัมพันธ์กับขนาดและทิศทางของแรง ด้วยเหตุนี้แถบแนวแตกเรียบจึงมักพบบ่อยบริเวณแขนชั้นหินโค้งขนาดเล็ก(ดูรูป 8.21) และระยะห่างของแนวแตกเรียบจึงขึ้นกับขนาดของชั้นหินโค้งเล็กๆ ที่ปรากฏและปริมาณการหดสั้นจากการละลายไปตามแขนของแนวโค้งเล็กพวกนั้น

การหดสั้นมักเกิดควบคู่กับแนวรอยแตก อันเนื่องมาจากการเปลี่ยนลักษณะแบบต่อเนื่อง (progressive deformation) ตามกาลเวลา(ดูรูป 8.25) โดยเริ่มจากลักษณะรอยโค้งที่มีความยาวคลื่นสั้นๆ ต่อเนื่องกันเกิดการบีบรัด(buckled) จนชั้นหินหดสั้นลง หรือจากแนวรอยแตกเรียบที่เกิดขึ้นมาก่อน(Marlow & Ethendge, 1977)

รูปแบบการโค้งที่ปรากฏจึงแสดงให้เห็นถึงอิทธิพลของความหนาและลักษณะทางกายภาพเฉพาะ เช่น ความแตกต่างของการยึดหยุ่น การเกาะยึดเหนี่ยวกันหลายๆ ชั้น และความมากน้อยของการหดสั้น ถ้าการหดสั้นสืบเนื่องมาจากความเครียดมากกว่าที่จะมาจากการโค้งเพียงอย่างเดียว หินจะเริ่มหดสั้นโดยการละลายความดันเพื่อให้เกิดการสูญเสียวัตถุ การละลายออกไปจึงเกิดขึ้นบริเวณแขนของแนวโค้ง จนทำให้แถบแนวแตกเรียบพัฒนาได้ชัดเจน ซึ่งเป็นผลจากการสูญเสยควอตซ์และเฟสสปาร์ไปเมื่อเทียบกับแถบสติลาจุลภาค(QF-domain) ซึ่งมีปริมาณแร่ควอตซ์และเฟสสปาร์ที่มากกว่า เมื่อแร่ละลายออกไปตามแขนแนวโค้ง ก็จะถูกนำพาไปในรูปสารละลายไปบริเวณที่เป็นบานพับของแนวโค้ง(fold hinge) ซึ่งแร่เกิดใหม่จะสะสมตัวในรูปการพอกพูน(overgrowth) และในรูปแผ่นบางๆ ส่วนแถบแนวแตกเรียบ(M-domain) ที่เกิดตอนช่วงแรกๆ มักทำมุมกับทิศทางการหดสั้น แต่เมื่อมีแรงเค้นมากกระทำเรื่อยๆ หรือมีความเครียดเพิ่มขึ้นเรื่อยๆ ยังผลให้แถบแนวรอยแตกเรียบจัดตัวในลักษณะวางตัวเกือบขนานได้มากขึ้น และในที่สุดอาจตั้งฉากกับทิศที่หดสั้นมากที่สุด การละลายความดันจึงทำให้แขนรอยโค้งปรับเปลี่ยนไป จนทำให้มองคล้ายมีรอยเลื่อนตัดของแนวแตกเรียบต่อเนื่องภายในสติลาจุลภาคได้

ในกรณีแนวแตกเรียบไม่ต่อเนื่อง ตัวบ่งบอกการละลายความดันที่ดีมากตัวหนึ่งคือผิวหน้าของรอยพื้นหยัก(styrolitic surface) ซึ่งแสดงถึงการละลายออกไป(dissolution) และการสูญเสยปริมาตร รอยพื้นหยักนี้จึงเป็นส่วนที่เหลือค้าง(residue)จากการละลายความดัน (รูป...) ซึ่งส่วนที่ไม่ละลายออกไปก็คือสารประกอบจำพวกคาร์บอนและดินตะกอน หยักที่ชี้ขึ้นลงในรอยพื้นหยักนี้มักขนานกับทิศทางแรงกระทำมากที่สุด(σ_1)นั่นเอง โดยทั่วไปรอยพื้นหยักนี้อาจมีทั้งที่ขนานและที่ตัดขวางชั้นหิน(ดูรูป 8.30) นักธรณีวิทยาส่วนใหญ่ให้ความเห็นว่ารอยพื้นหยักที่ขนานกับชั้นหินมีมุมหยักขึ้นลงตั้งฉากกับชั้นหินจัดได้ว่าเป็นรอยพื้นหยักปฐมภูมิ(primary stylolite) ซึ่งเกิดขึ้นเนื่องจากน้ำหนักที่กดทับและการอัดแน่น น้ำหนักจากแรงดึงดูจากชั้นตะกอนหลายชั้น ก่อให้เกิดรอยหยักขึ้นลงดังกล่าว ในทางตรงข้ามรอยหยักตัดขวางเป็นผลมาจากกระบวนการแปรสัณฐาน

เป็นส่วนใหญ่ ซึ่งเสนอโดย Dean และคณะ(1988) โดยพวกเขาศึกษาจากชุดหินปูนกรีนไบรเกอร์ (Greenbrier Limestone) ในยุคมิสซิสซิปปี จากการวัดลักษณะการวางตัวของรอยฟันหยัก(ทิศ การวางตัว และมุมเท) ทำให้พวกเขาพบว่าแนวการวางตัวขนานและเกือบขนานกับแถบแนวโค้ง และแนวการวางตัวของรอยเลื่อนย่อย Alvarez และคณะ(1976) พบว่ารอยหยักขึ้นลง(tenth and cone) ของรอยฟันหยักมักตั้งฉากกับแกนการโค้งเสมอ ซึ่งแสดงให้เห็นว่าการละลายออก เกิดขึ้น ในทิศทางแรงกระทำมากที่สุด(σ_1)

แม้เราจะไม่พบรอยฟันหยัก บทบาทของการละลายความดันก็ยังปรากฏให้เห็นตามแนว แดกเรียบไม่ต่อเนื่องอยู่ ตัวอย่างที่เห็นได้ชัดคือ กรที่ซากดึกดำบรรพ์ถูกตัดออก(truncated) ไป ตามแนวรอยแตกเรียบ อันเป็นผลจากการละลายความดัน และไม่ใช่ว่ารอยเลื่อนหรือการแตกเปิด อ้า(extensional fracturing) เราไม่เคยพบซากดึกดำบรรพ์ ส่วนที่ถูกละลายออกไปเลย ทั้งที่เป็น เพราะมันถูกชะละลายออกไปในรูปสารละลายแล้วไปสะสมตัวอีกที่หนึ่งในรูปของสายแร่ ลักษณะ ของการละลายความดันที่ชัดเจนอีกอย่างหนึ่งคือ การตอบสนองความเครียดในหินที่ละลายหรือไม่ มีการละลายเลย(insoluble layer) เช่น หินเชิร์ตที่เกิดอยู่กับหินที่มีแนวรอยแตกไม่ต่อเนื่อง ขณะที่ หินละลายง่าย เช่น หินปูนไม่บริสุทธิ์ หรือดินมาลเกิดการหดสั้นโดยการเสียปริมาตรไป และเกิด การพัฒนาแนวรอยแตกเรียบไม่ต่อเนื่องขึ้น หินเชิร์ตที่ละลายยากก็ตอบสนองการหดสั้นโดยการ เปลี่ยนลักษณะ(ตามแบบฉบับเดิม) ซึ่งก็คือเกิดการโค้งและการเลื่อนย่อนั่นเอง ดังนั้นชั้นหินที่ ละลายง่ายจึงตอบสนองต่อแรงเค้นตรงส่วนขอบของชั้นหินเชิร์ต ซึ่งเปรียบเสมือนธารน้ำแข็ง ตอบสนองต่อแรงเครียดจากอุณหภูมิที่สูงขึ้น โดยการละลายน้ำแข็ง และก็จะทิ้งเศษเหลือค้างจาก การละลายไว้ในรูปกองตะกอน

อย่างไรก็ตามระยะเคลื่อน(offset) ของชั้นหินหรือชั้นหินบางในบริเวณที่เกิดแนวแตกเรียบ ซึ่งระยะเคลื่อนนี้เป็นผลมาจากการนำสาร(ในตัวมัน) ออกไปตามแนวรอยแตกเรียบ ขนาด (magnitude) และการรับรู้(sense) ของระยะเคลื่อนนี้ขึ้นกับปัจจัยหลายรูปแบบ เช่น การวางตัว ของแนวรอยแตกเรียบเทียบกับการวางตัวของชั้นหินบ่งบอก(marker bed) หรือแนวแตกเรียบเทียบ กับทิศทางการยืดตัวน้อยที่สุด(S_3) และความมากน้อยของการละลาย จากการศึกษาพบว่ามียัง 2 สถานะที่การละลายความดันไม่สามารถทำให้ชั้นหินแสดงระยะเคลื่อนได้ ซึ่งได้แก่ (1) ทิศทางแนว แดกเรียบที่ตั้งฉากกับชั้นหิน และ (2) ทิศทางแนวแตกเรียบที่ขนานชั้นหิน

Alvarez และคณะ (1978) ได้เสนอการจำแนกและแนวแตกเรียบ ซึ่งการจำแนกนี้เป็นวิธี พื้นฐานในการคำนวณหาการหดสั้นภายในหินโดยอาศัยธรรมชาติและระยะทางของรอยแตกเรียบ โดยที่วิธีนี้ทำขึ้นเพื่อเทียบเคียงสมบัติของแนวแตกเรียบกับการประเมินค่าการหดสั้น เนื่องจาก ระยะเคลื่อน ซากดึกดำบรรพ์ที่ถูกตัดออก ความมากน้อยในการโค้งและการเลื่อนตัวของชั้นหิน ละลายออกยากเช่น เชิร์ต Alvarez และคณะ(1978) ได้จัดจำแนกแนวแตกเรียบไม่ต่อเนื่องออกเป็น 4 ขั้นตอน ได้แก่ (1) พวกที่อ่อนแอ (2) ปานกลาง (3) แข็งแกร่ง และ (4) แข็งแกร่งมาก ซึ่งเท่ากับ

ค่าการหดสั้น 0-4, 4-25, 25-35, และ > 35% ตามลำดับ รูป 8.36 (Davis) แสดงลักษณะของรอยแตกเรียบไม่ต่อเนื่องในชั้นปานกลาง และชั้นแข็งแกร่งทั้งที่เป็นภาพตัดขวางและบนระนาบชั้นหินแนวแตกเรียบที่แข็งแกร่งที่สุดจึงเป็นพวกที่อยู่ชิดกันมากที่สุด ส่วนพวกที่อ่อนแอจึงเป็นพวกที่แสดงรอยฟันหยักมากที่สุด แนวแตกเรียบที่แข็งแกร่งมากๆ จึงสังเกตได้โดยแนวแตกเป็นรูปลูกตา และมีสายแร่แคลไซต์อยู่ด้วย อาจกล่าวได้ว่าสายแร่แสดงถึงการย้ายที่เนื่องจากแรงดันจาก (ส่วนประกอบของ) หิน ซึ่งในที่นี้คือแคลไซต์

8.1.3 การสร้างภาพย้อนอดีต(Palinspastic reconstruction)

การสร้างภาพย้อนกลับเพื่อตรวจหาลำดับการเกิด(palinspastic reconstruction)ของชั้นหินคดโค้งที่มีแนวแตกเรียบไม่ต่อเนื่องไม่เพียงแต่ทำให้ชั้นหินคืนกับสู่สภาพเดิมก่อนการคดโค้งเท่านั้น แต่ยังให้ข้อมูลถึงการสูญเสียปริมาตรที่เกิดขึ้นเนื่องจากการละลายความดันในระหว่างที่เกิดการโค้งด้วย ดังนั้นจะต้องยืดชั้นหินออกอีกเพื่อทดแทนการสูญเสียปริมาตรจากการเกิด pressure solution ก่อนที่จะทำให้เกิดการคดโค้งอีกครั้งหนึ่ง จึงเหมือนกับการสร้างภาพย้อนอดีต (palinspastic reconstruction) ทำให้สวนทางกับการเกิดแนวแตกเรียบ เพราะแนวแตกเรียบเกิดจากหรือระหว่างกระบวนการคดโค้ง แต่ไม่ใช่ก่อนการคดโค้ง อย่างไรก็ตามการอนุโลมให้มีการบวกค่าการยืดเนื่องจากแนวแตกเรียบน่าจะเหมาะสมกว่าการที่เราไม่ได้นำมาคิดเลย การสูญเสียปริมาตร 40-50% จึงเป็นภาวะการณ์เกิดแนวแตกเรียบอีกแบบ ซึ่งถือว่ามีมาก ดังนั้นการที่วิเคราะห์กลับไปหาสภาพก่อนการเปลี่ยนลักษณะของหินเดิมจึงควรพิจารณาผลของการละลายความดันของมวลหินด้วย

รูป 8.1 แนวแตกเรียบตามแกนโค้งที่เกิดพร้อมกับชั้นหินโค้ง ให้สังเกตแนวแตกเรียบขนานไปกับแกนชั้นหินโค้ง(axial plane cleavage) ซึ่งพบในบริเวณทาโคนิก(Taconics) ทางตะวันตกของรัฐเวอร์มอนต์(Vermont) สหรัฐอเมริกา(จากเพียงดา ศาสตร์,2546)

รูป 8.2 แนวแตกเรียบหักเห(cleavage refraction) ที่เกิดเนื่องจากหินอ่อน(soft beds) แทรกกับหินแข็ง(hard) เช่น ในรูปเป็นหินทรายและหินดินดานแทรกสลับกัน โดยเราพบแนวแตกเรียบห่างๆ (spaced cleavage) ในหินทราย และแนวแตกเรียบถี่ๆ (slaty cleavage) ในหินดินดาน ในบริเวณเมืองมิดเดิลทาวน์ในรัฐนิวเจอร์ซีย์ สหรัฐอเมริกา (จากเพียงดา ศาสตร์, 2003)

รูป 8.3 โครงสร้างทั่วไปที่มักพบในแนวแตกเรียบ (ก) โครงสร้างแบบทะลุทะลวง(penetrative structure) (ข) โครงสร้างแบบไม่ทะลุทะลวง(nonpenetrative structure)

รูป 8.4 แนวแตกเรียบที่ขนานไปกับระนาบการโค้ง(axial plane cleavage) และเปลี่ยนทิศแนวต่างจากชั้นหินทรายไปยังหินดินดาน ให้สังเกตแนวแตกเรียบทำมุมตั้งฉากกับชั้นหินทราย และแสดงแนวแตกรูปพัด(fan cleavage) แต่เมื่อผ่านเข้าไปในหินดินดานกลับเปลี่ยนมุมการวางตัวของแนวแตกโดยทำมุมแหลมคล้ายกฎการหักเหของคลื่นและเรียกว่า แนวแตกเรียบหักเห(cleavage refraction)

รูป 8.5 แนวแตกเรียบปรากฏเป็นแนวโค้งในชั้นหินตะกอนที่มีการคัดขนาดเม็ด(finnging upward) ให้สังเกตมุมแนวแตกเรียบจะสูงเมื่อตะกอนมีเม็ดขนาดใหญ่(coarse grain) และมุมลดลงเมื่อเม็ดตะกอนมีขนาดเล็กลง(fine grain)

รูป 8.6 (ก) ภาพตัดขวางแสดงแนวแตกเรียบที่ปรากฏในชั้นหินโค้งพลิกกลับ(overtured fold) แขนที่พลิกกลับมีมุมเทมากกว่ามุมเทของแนวแตกเรียบ (ข) แผนที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่างแนวแตกเรียบกับการวางตัวชั้นหิน

รูป 8.7 (ก) แนวแตกเรียบที่ปรากฏในชั้นหิน (ข) การแปลความหมายชั้นหินโค้งที่สอดคล้องกับแนวแตกเรียบ แสดงถึงการสร้างภาพของชั้นหินที่ขาดหายไป อันเป็นผลจากการโค้งพลิกกลับ(overtured folding)

รูป 8.8 ลักษณะแนวแตกเรียบในเขตรอยเลื่อน ซึ่งเราสามารถสร้างวงรีความเครียดที่มี S_1 ไปตามความยาวของแนวแตกเรียบ

รูป 8.9 หินที่เกิดแนวแตกเรียบจากการเฉือน ในบริเวณเขตรอยเลื่อนซึ่งเมื่อทุบให้แตกจะเห็นการแตกไปตามแนวแตกเรียบที่ปรากฏทั้งเนื้อหิน(penetrative) ภาพถ่ายในบริเวณเขตรอยเลื่อนบริเวณเทือกเขาตะวันตก บ้านสบ อำเภอมือง จังหวัดเลย

รูป 8.10 แถบแนวแตกเรียบ(cleavage domains) และแถบสึลาจุลภาค(microlithon domains) การเรียงตัวของไมกาเป็นอาณาจักรของแนวแตกเรียบ แยกออกจากควอตซ์และเฟลด์สปาร์ เป็นภาพจากแผ่นหินบางของหินชีสต์(Davis and Reynolds, 1996)

รูป 8.11 การจำแนกชนิดแนวแตกเรียบโดย Powell (1979)

รูป 8.12 การจำแนกชนิดแนวแตกเรียบและริ้วขนาน โดย Twiss และ Moores (1992)

รูป 8.13 แนวแตกเรียบในบริเวณเขตรอยเลื่อนของหินโคลน มีลักษณะเป็นแผ่น บริเวณท้องน้ำแม่น้ำโขง บ้านหาดคัมภีร์ อำเภอปากชม จังหวัดเลย (สุดาพร เพชรคง นักศึกษาระดับปริญญาตรี ศึกษานิสัยฐานว่าชื่อของ “หาดคัมภีร์” น่าจะมาจากลักษณะของหินที่แตกเป็นแผ่นดังรูป มีลักษณะคล้ายแผ่นคัมภีร์โบราณ) (แหล่งที่มา: ภาพโดย ยุทธศักดิ์ สอนสุภาพ นักศึกษาระดับปริญญาโท สาขาวิชาเทคโนโลยีธรณี)

รูป 8.14 ภาพสเกตแสดงลักษณะแนวแตกเรียบที่พบของแนวแตกเรียบผิกระยะ(disjunctive cleavage) ซึ่งประกอบด้วยแถบแนวแตกเรียบ (C) และแถบสลิลาจุลภาค (M) (ปรับปรุงจาก Twiss and Moores, 1992)

รูป 8.15 แนวแตกเรียบทิ้งระยะ(disjunctive cleavage) แบบประสานสาย(anastomosing) พบในหินคาร์บอนเตออายุออร์โควิเชียนตอนกลาง บริเวณ Valley and Ridge รัฐ Virginia สหรัฐอเมริกา (แหล่งที่มา: ภาพโดย Samuel Root, The college of Wooster)

รูป 8.16 ภาพจากแผ่นหินบางแสดงแนวแตกเรียบที่แสดงการเรียงตัวของแร่ไมคาในแถบแนวแตกเรียบและแร่ควอตซ์ในแถบสลิลาจุลภาค ซึ่งจัดเป็นแนวแตกเรียบทิ้งระยะของหินในเขตรอยเลื่อนบริเวณบ้านปากมั่ง อำเภอปากชม จังหวัดเลย (แหล่งที่มา: ภาพโดย ยุทธศักดิ์ สอนสุภาพ นักศึกษาระดับปริญญาโท สาขาวิชาเทคโนโลยีธรณีวิทยา)

รูป 8.17 แนวแตกเรียบตัดกัน มี 2 ชนิดได้แก่ (ก) แบบตัดกันชัดเจน(discrete crenulation cleavage) ซึ่งพบว่ารีวจนาน(foliation) ตัดขาด(truncation) ด้วยแนวแตกเรียบชัดเจน และ(ข) แบบไม่ชัดเจน(zonal crenulation cleavage) ซึ่งแนวแตกเป็นผลจากการโค้งเล็ก(microfolding)

รูป 8.18 (ก) แนวแตกเรียบตัดกันทิ้งระยะชัดเจน(discrete crenulation cleavage) ในหินเถ้าภูเขาไฟที่ถูกแปร พบในบริเวณ Granite Wash Mountains, Western Arizona สหรัฐอเมริกา แนวสีขาวคือสายแร่แคลไซต์ ที่เกิดก่อนที่จะมีการเปลี่ยนลักษณะอีกครั้ง (ข) แนวแตกเรียบตัดกันทิ้งระยะไม่ชัดเจน(zonal crenulation cleavage) ในหินแปรที่เกิดจากหินตะกอน พบในบริเวณเดียวกันกับภาพซ้ายมือ (Davis and Reynolds, 1996)

รูป 8.19 ภาพสเกตซ้ายมือของลักษณะเงาความดัน(pressure shadow) รอบผลึกแร่ไพไรต์ กรอบสี่เหลี่ยมแสดงบริเวณที่ปรากฏในภาพขวามือของบริเวณ pressure shadow ที่มีการเกิด fibrous ของ

แร่ควอตซ์และแคลไซต์ รอบรูปกิ่งครึ่งวงกลมสีดำของแร่ไพไรต์ ซึ่งแร่ควอตซ์และแคลไซต์จะมีการแตกผลึกใหม่ติดกับขอบเขตของแร่ที่แข็งแกร่งต่อการเปลี่ยนลักษณะ (แหล่งที่มา: ภาพโดย Arthur Goldstein, Colgate University)

รูป 8.20 การเรียงตัวใหม่ของแร่จากกระบวนการละลายความดันจนทำให้เกิดการเปลี่ยนลักษณะแบบหูดสั้น ด้วยเหตุนี้ผลึกสี่เหลี่ยมที่กระจายตัวอยู่ เมื่อถูกแรงกระทำจนทำให้เกิดการละลายความดัน ดังนั้นส่วนที่อยู่นอกเส้นปะจึงละลายออกไป ทำให้เหลือส่วนของเม็ดแร่บางส่วน (สี่เหลี่ยม) ภายในเส้นปะ จึงทำให้ดูเหมือนมีการจัดเรียงตัวใหม่ของแร่ (คัดแปลงจาก Beutner, 1978)

รูป 8.21 ปริมาณการหูดสั้น เมื่อเทียบกับลำดับการเกิดแนวแตกเรียบตัดกัน (crenulation cleavage) (Gray, 1979)

รูป 8.22 ภาพของ stylolite ดูจากแผ่นหินบางถูกสรแสดงทิศทางของ σ_1 ขนานไปกับพื้นของ stylolite สีดำเป็นเศษดินและเศษคาร์บอนที่ไม่สามารถละลายออกไปได้ (แหล่งที่มา: ภาพโดย Mark Jessell and Paul Bons, Monash University)

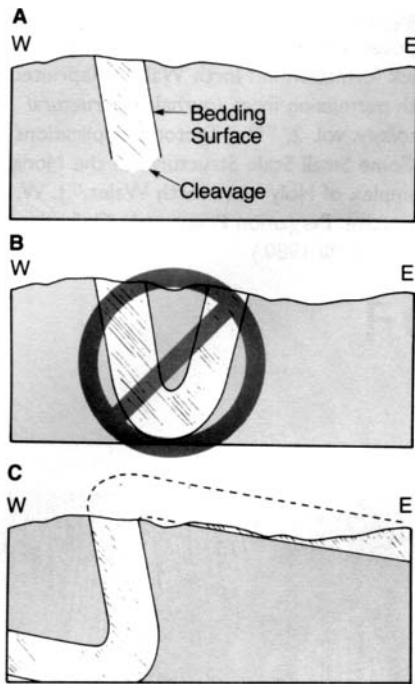


Figure 8.5 Use of the orientations of bedding and cleavage to construct the form of the fold with which the bedding and cleavage are associated. (A) The outcrop relationships. (B) Misfit between the cleavage orientation and the interpreted fold form. (C) A good fit!

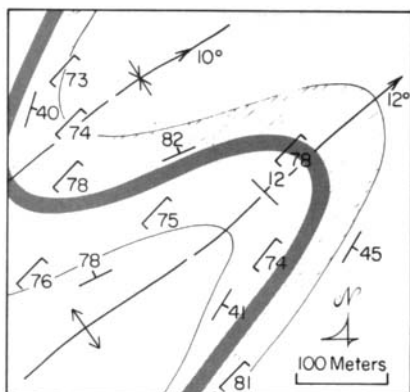


Figure 8.7 Geologic map expression of the relationship(s) between cleavage and folded bedding.

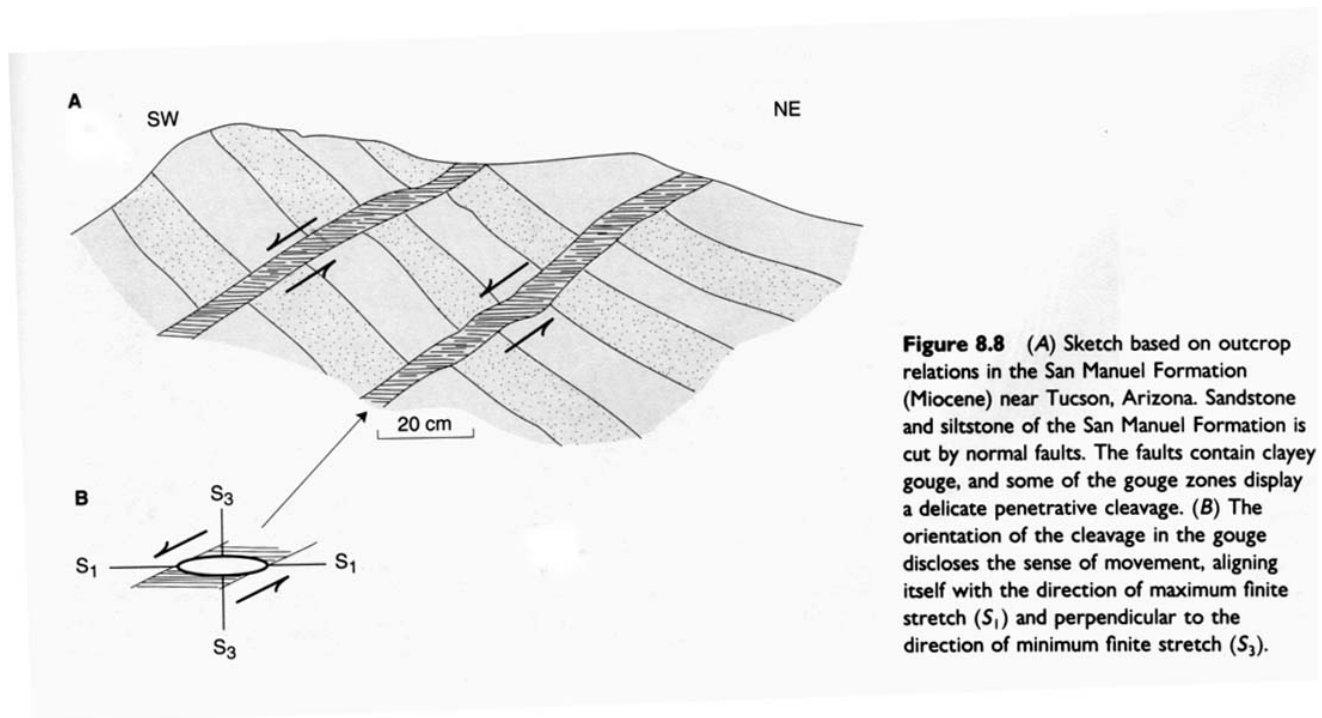
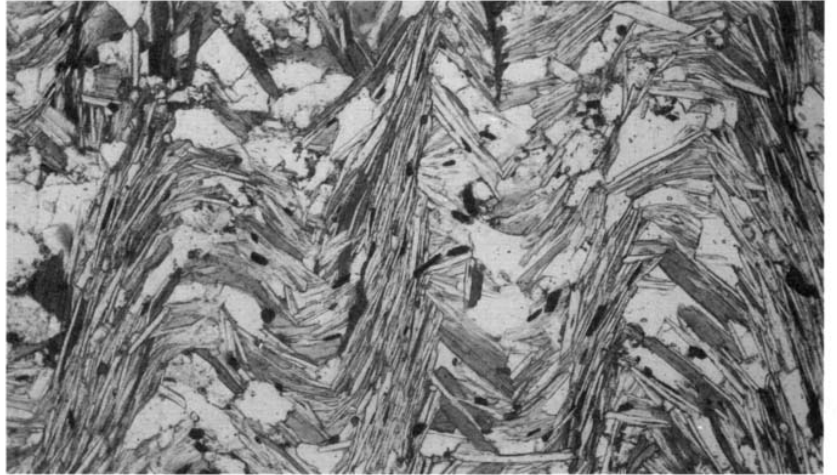


Figure 8.9 Excellent example of domainal structure in a quartz-mica schist exposed near Loch Leven, Inverness-shire Scotland. The cleavage domains are the dark, fine-grained micaceous zones. The microlithon domains are the light-colored, coarser grained zones of crenulated laminae of quartz and mica. (From *The Minor Structures of Deformed Rocks: A Photographic Atlas* by L. E. Weiss. Published with permission of Springer-Verlag, New York, copyright © 1972.)



Figure 8.10 Photomicrograph showing domainal structure in mica schist. Oriented micas comprise cleavage domains. The cleavage domains separate microlithon domains of quartz, feldspar, and mica. (Photograph by D. M. Sheridan. Courtesy of United States Geological Survey.)



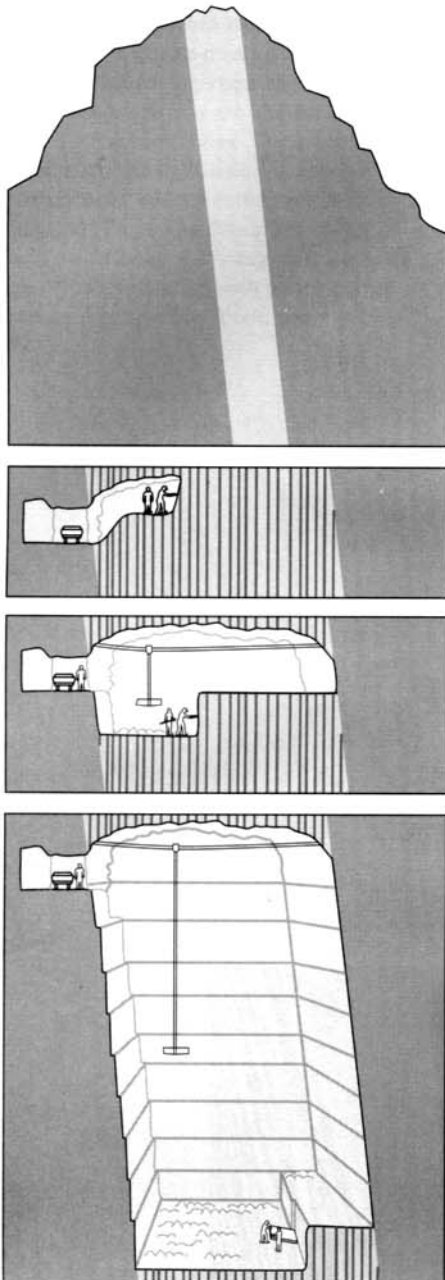
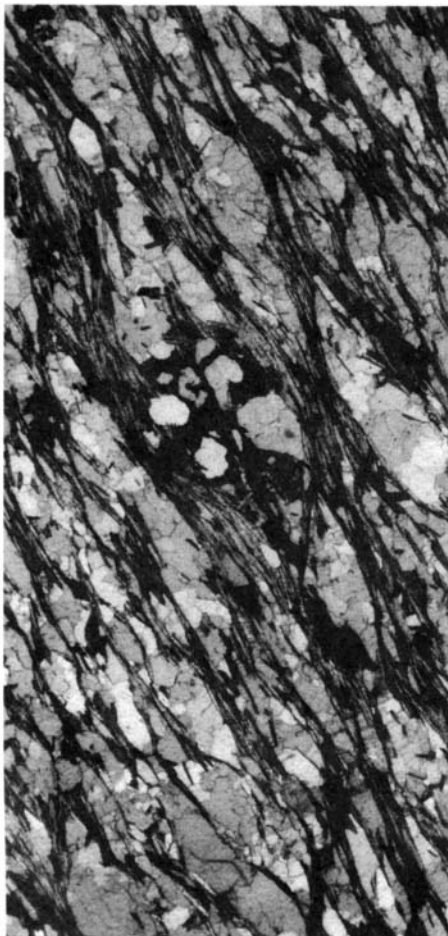
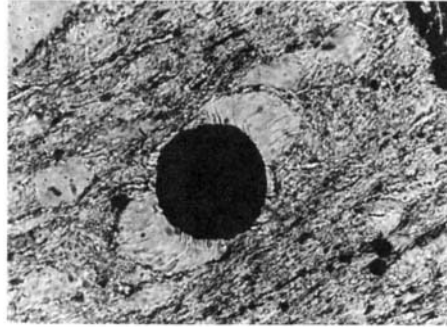


Figure 8.12 "Diagramau yn dangos y
whthien o'r lechen a'r dull o'i chloddio."
("Diagrams showing the vein of slate and
how it is extracted.") This illustration, based
on a display I photographed in the Visitor's
Center in Machynlleth, Wales, shows
beautifully the difference between bedding
and cleavage. The slate occurs in what the
miners call "veins." Veins are the beds
themselves. Cleavage is discordant to the
bedding. Thus when the miners split out the
slate, they do so along a direction that is
oblique to bedding.

Figure 8.19 Photomicrograph of overgrowths of chlorite and quartz on pyrite (black). The "beards" are oriented subparallel to slaty cleavage. They grew under the protection of the strong pyrite grain that refused to flatten parallel to cleavage. Trace of slaty cleavage is from lower left to upper right. Martinsburg Slate, Delaware Water Gap, New Jersey. (Photograph by E. C. Beutner.)



0.1 mm

Figure 8.20 Domainal microfabric in schist from Ducktown, Tennessee. Micas form films that envelope aggregates composed principally of quartz. (Photograph by W. C. Laurijssen. From *An Outline of Structural Geology* by B. E. Hobbs, W. D. Means, and P. F. Williams. Published with permission of John Wiley & Sons, Inc., New York, copyright © 1976.)

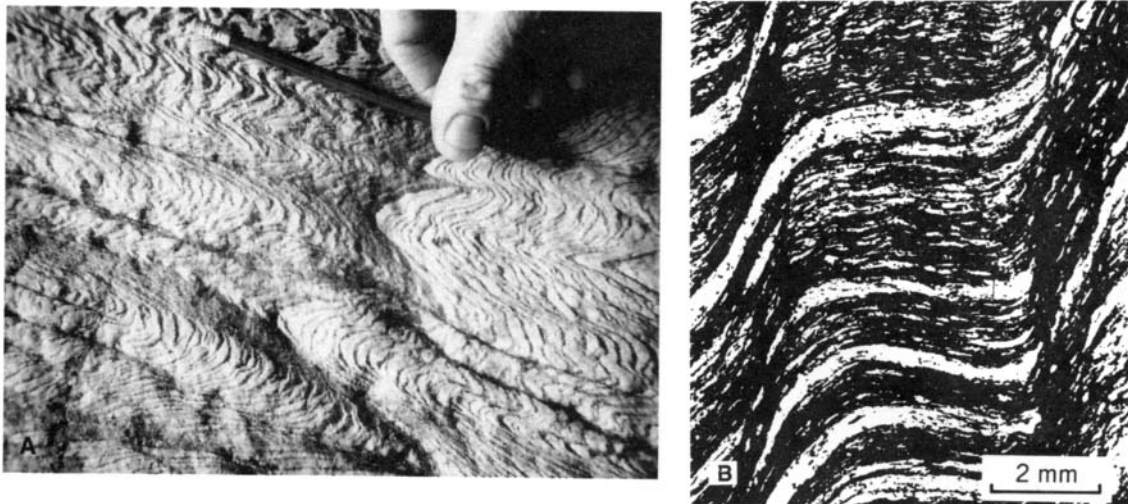


Figure 8.21 (A) Example of discrete crenulation cleavage. Folded schistosity is abruptly truncated along crenulation cleavage. Vishnu Schist in the Grand Canyon. (Photograph by S. J. Reynolds). (B) Photomicrograph of zonal crenulation cleavage (vertical) coincident with the steep limbs of asymmetric folds in schistosity. The zonal cleavage domains are carbonaceous and micaceous. They have a distinctively lower proportion of quartz than that of the initial fabric. [From Gray (1979), *American Journal of Science*, v. 279.]

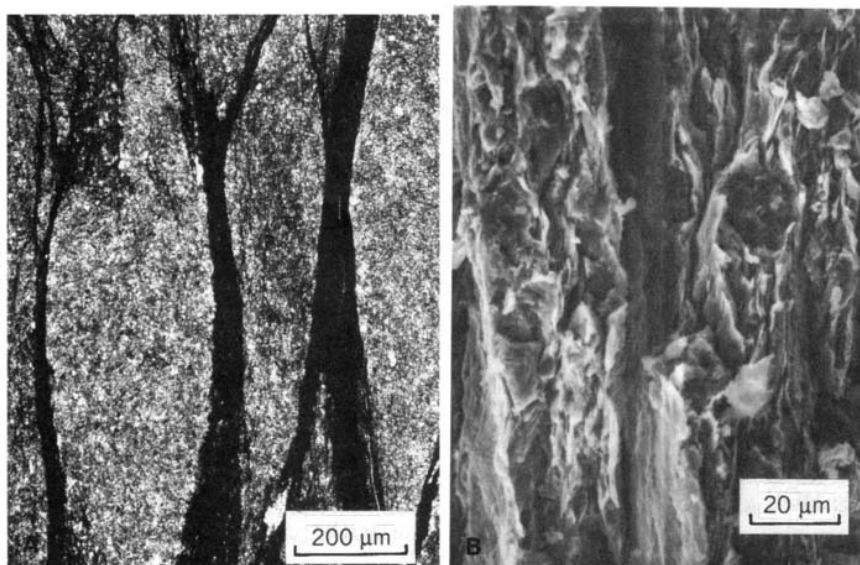


Figure 8.22 (A) Photomicrograph of anastomosing, dark, undulating spaced cleavage seams. (B) Scanning electron micrograph of the spaced cleavage seams. Composed of densely packed clays, these seams are markedly straight in their trace expression (vertical). Clays in intervening microlithons are more loosely packed, not preferentially oriented. [From Gray (1981), *Tectonophysics*, v. 78. Published with permission of Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.]

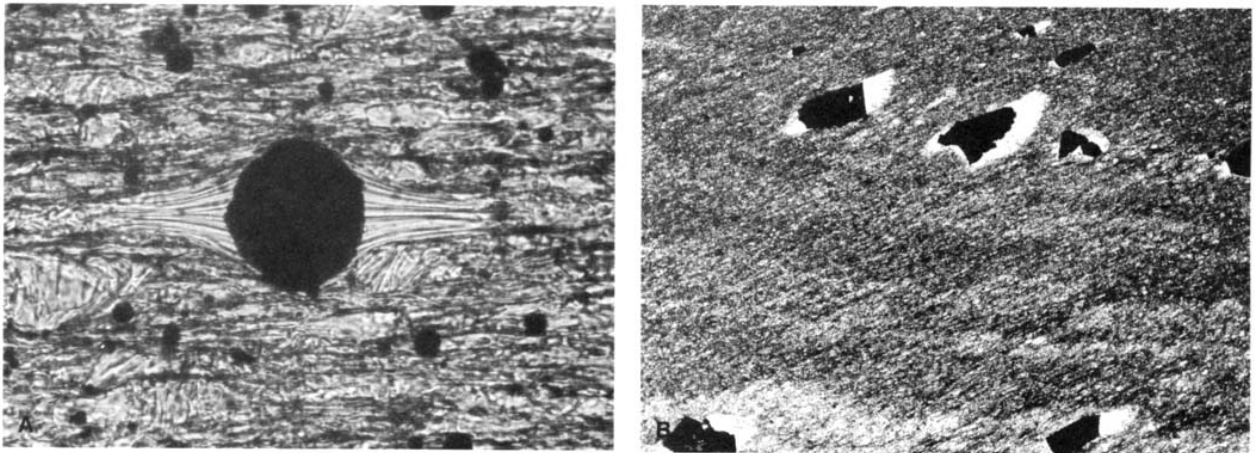


Figure 8.25 (A) Photomicrograph of pressure shadows containing fibrous quartz and chlorite. The pressure shadows are “attached” to a spherical pyrite aggregate. Diameter of pyrite is $36\ \mu\text{m}$. From fold in Martinsburg Slate, Delaware Water Gap, New Jersey. (Photograph by E. C. Beutner.) (B) Photomicrograph of feathery pressure shadows (crystal fiber beards) of quartz at the ends of pyrite crystals and calcareous slate. Note the faint horizontal trace of bedding in the matrix of this rock. The pyrite occurs mostly along the bedding, but the pressure shadows have formed parallel to cleavage. (Photograph by L. Pavlides. Courtesy of United States Geological Survey.)

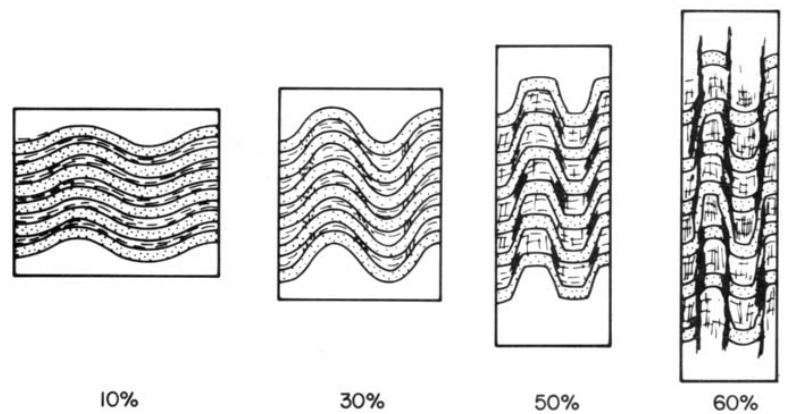


Figure 8.29 Accommodation of shortening through the development of crenulation cleavage. [From Gray (1979), *American Journal of Science*, v. 279.]

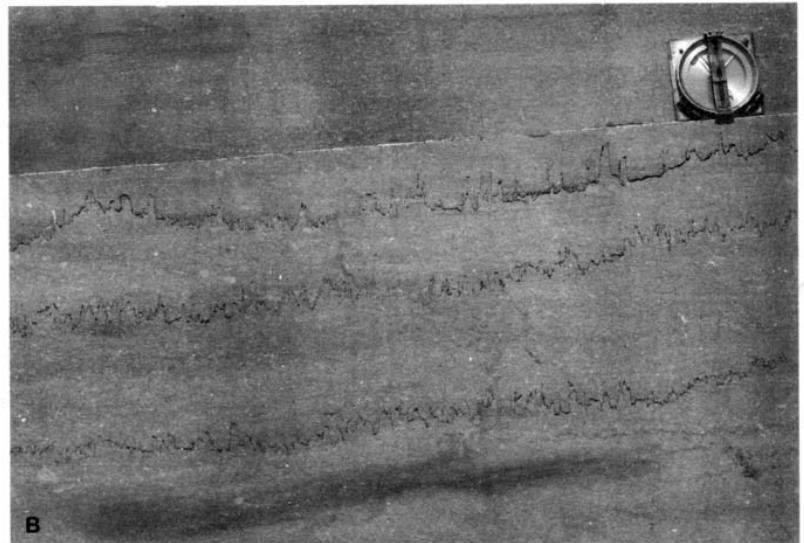
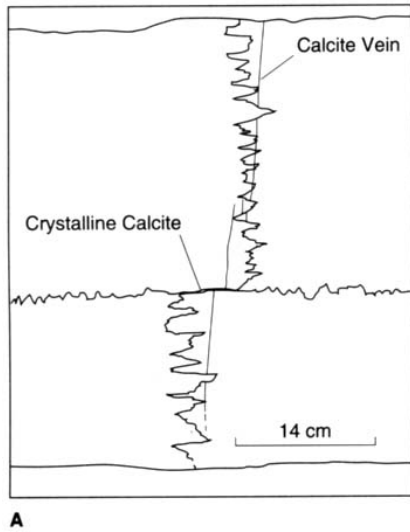


Figure 8.30 (A) Detailed sketch of bedding stylolite (horizontal) and transverse stylolite (vertical) in the Permian Pinery Limestone, McKittrick Canyon, in the Guadalupe Mountains, Texas. [Redrawn from Rigby (1953), Figure 6, p. 269.] (B) Stylolites in a large slab of Tennessee marble. The digitations are variously known as "teeth," "cones," or "columns." The black linings of the stylolites are composed of carbonaceous and/or clayey residue. (Photograph by T. N. Dale. Courtesy of United States Geological Survey.)



Figure 8.33 (A) Spaced cleavage in a strongly cleaved impure limestone. Arrows point out thrust-fault imbrication of insoluble black chert layer that was incapable of shortening by pressure solution. [From Alvarez, Engelder, and Lowrie (1976). Published with permission of Geological Society of America and the authors.] (B) Degree of fault imbrication of insoluble chert layers (black) corresponds to the intensity of development of cleavage. [From Alvarez, Engelder, and Geiser (1978). Published with permission of Geological Society of America and the authors.]

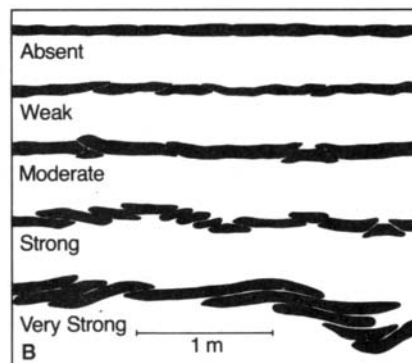


Figure 8.36 Geometry and spacing of moderate and strongly developed spaced cleavage. (A) Cross-sectional view of "moderate" cleavage; (B) expression of cleavage on the bedding surface. (C) Cross-sectional view of "strong" cleavage; (D) expression of cleavage on the bedding surface. [From Alvarez, Engelder, and Geiser (1978). Published with permission of Geological Society of America and the authors.]

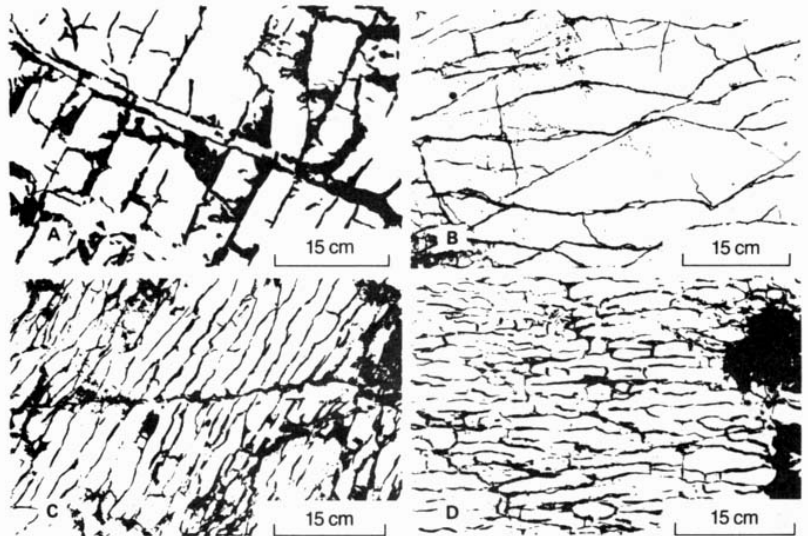


Figure 8.38 (A) Passive fold in metasedimentary rocks in the Salt River Canyon region, Arizona. Height of fold is approximately 1.5 m. (Photograph by F. W. Cropp.) [From Davis and others (1981), fig. 32, p. 83. Published with permission of Arizona Geological Society.] (B) Passive fold in polished slab of pyritic ore from the Caribou strata-bound sulfide deposit in the Bathurst mining district of New Brunswick, Canada. Cleaved black layers represent original bedding. Cleavage is axial planar to the folded layering. (Photograph by G. Kew.) (C) Recumbent passive folds in marble derived from Pennsylvanian-Permian limestone in Happy Valley, southeastern Arizona. (Photograph by G. H. Davis.)

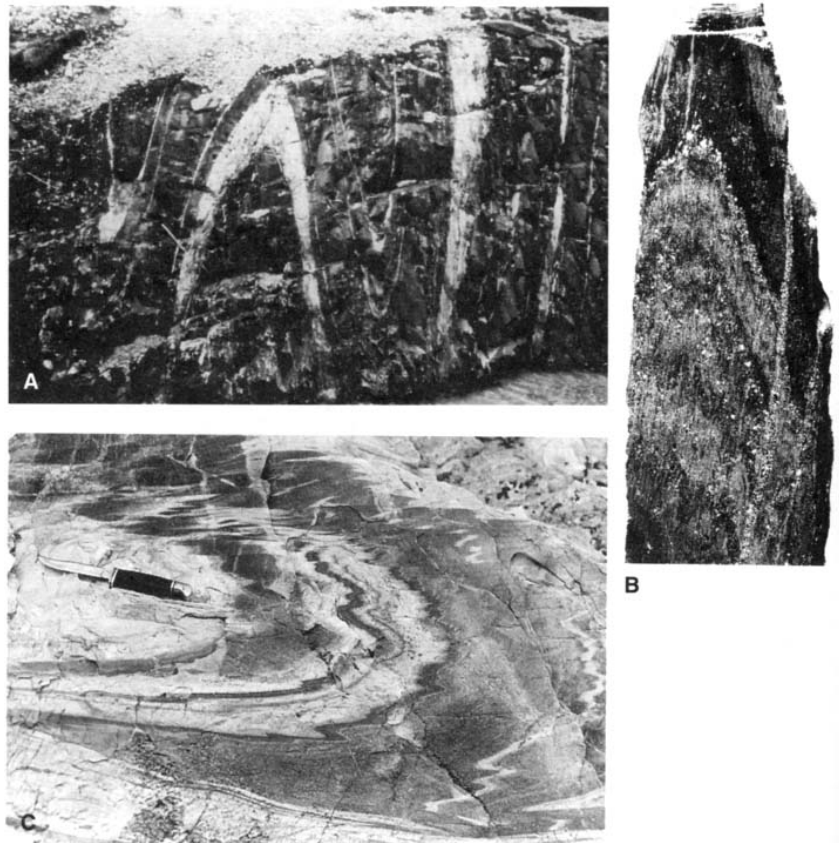


Figure 8.39 (continued) (C) Outcrop-scale passive-flow folds in hornblende-plagioclase gneiss, Medicine Bow Mountains. [From Donath and Parker (1964). Published with permission of Geological Society of America and the authors.]

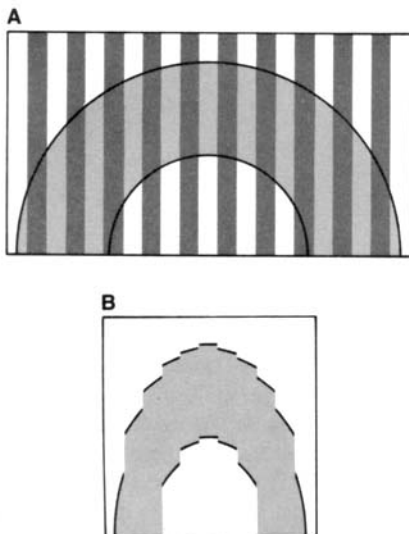
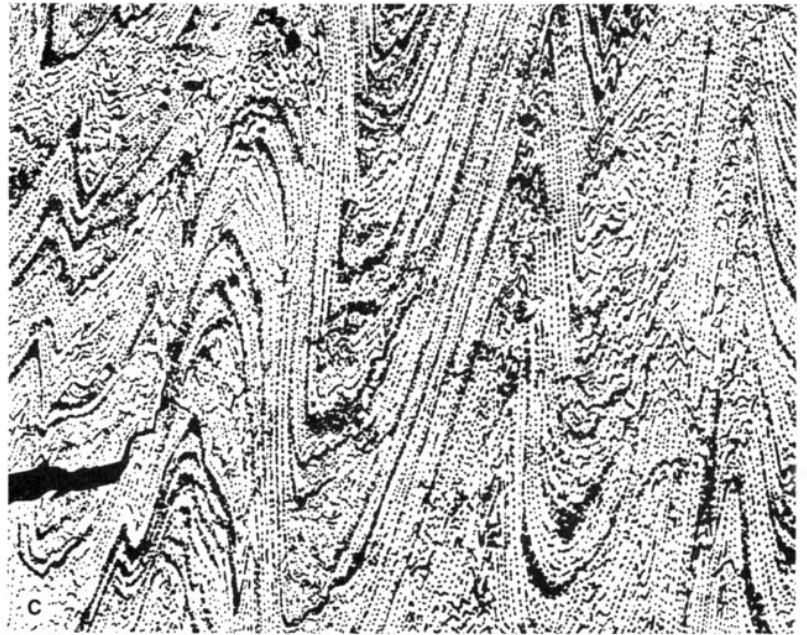


Figure 8.40 Schematic rendering of the transformation of (A) a class IB fold to (B) a class IC fold by pressure solution. Such a transformation can be simulated easily with a deck of cards, not by displacing the cards in simple shear fashion, but by removing domains of material at spaced intervals within the deck.

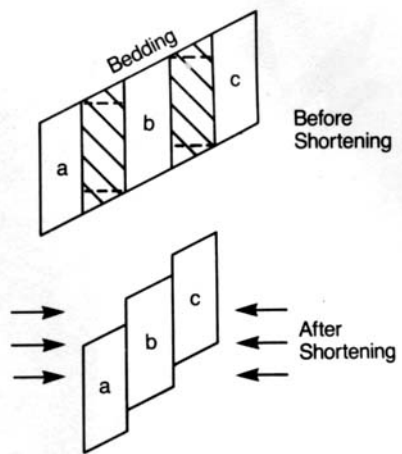


Figure 8.41 The steepening of the inclination of overall bedding attitude by pressure-solution loss of material. [From Alvarez, Engelder, and Lowrie (1976). Published with permission of Geological Society of America and the authors.]

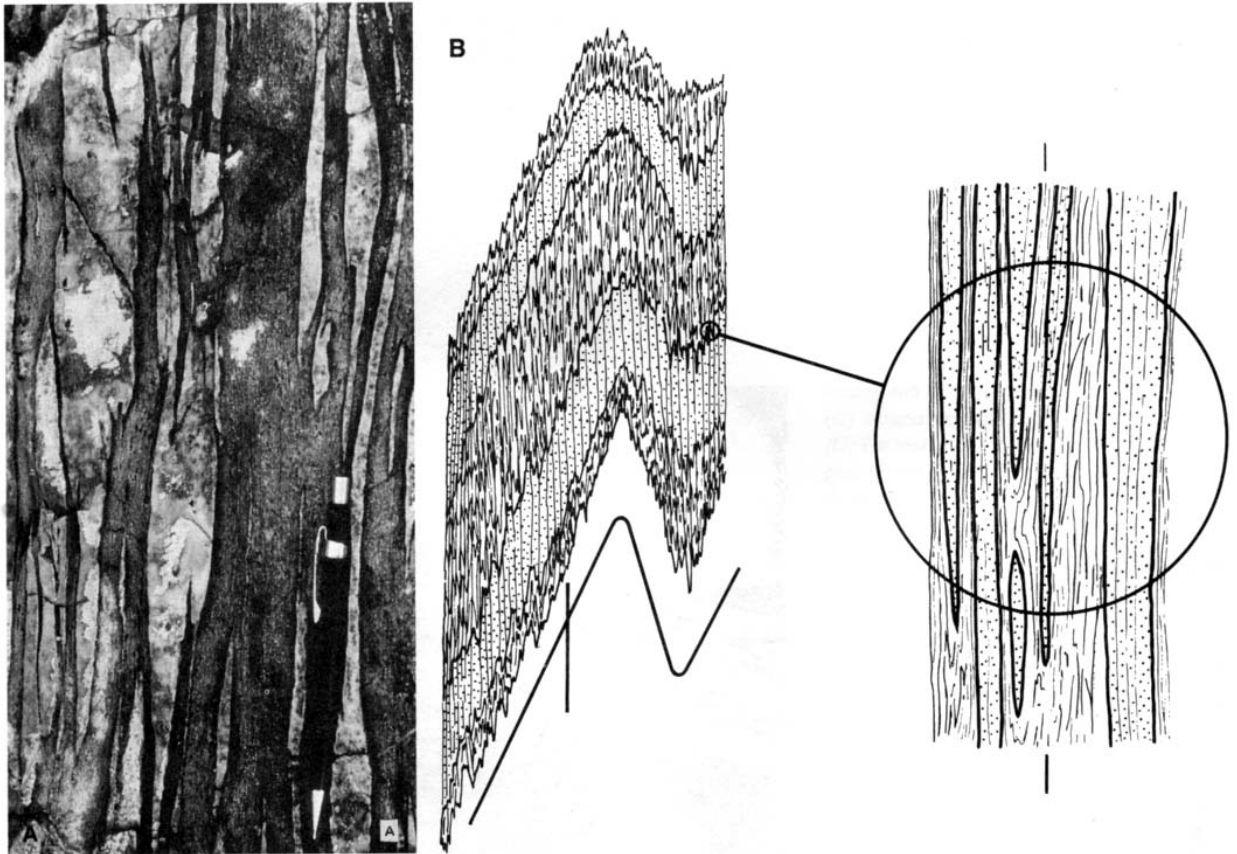


Figure 8.42 (A) Pseudostratigraphy in metasedimentary rocks in the Happy Valley region of the Rincon Mountains, near Tucson, Arizona. (Photograph by S. H. Lingrey.) (B) Pseudostratigraphy within folded rock. (From *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites* by F. J. Turner and L. E. Weiss. Published with permission of McGraw-Hill Book Company, New York, copyright © 1963.)

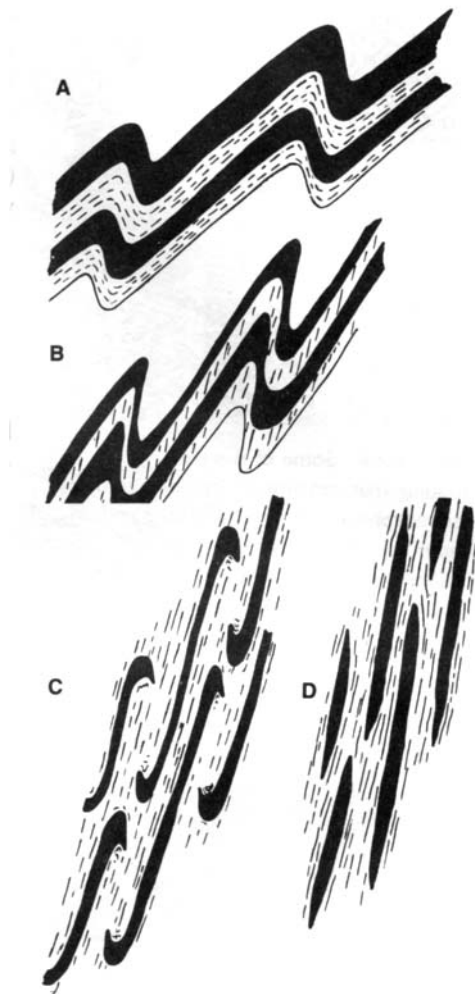


Figure 8.44 Transposition of bedding. (A) Flexural folding of bedded sequence of stiff (black) and soft (white) layers. (B) Tight folding and onset of cleavage development. (C) Attenuation and rupture of fold limbs. (D) Flattening of sequence and creation of pseudostratigraphy. (Modified from *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites* by F. J. Turner and L. E. Weiss. Published with permission of McGraw-Hill Book Company, New York, copyright © 1963.)

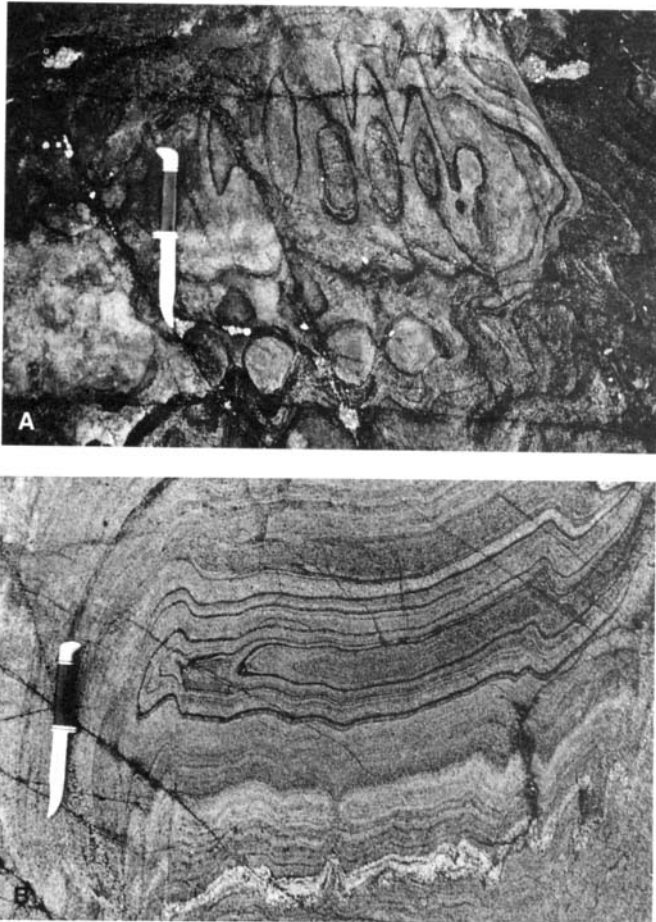


Figure 8.45 The classic work in analyzing refolded folds was carried out by John Ramsay (1958) in the Loch Monar region in the Northern Highlands of Scotland. Here are two examples of outcrop displays at Loch Monar: (A) Dome and basin pattern produced by interference of two sets of horizontal, upright, tight to isoclinal folds trending at right angles to one another. The folds interfere constructively and destructively, just like wavetrains in physics. (B) Upright folding of recumbent isoclinal folds. (Photographs by G. H. Davis.)

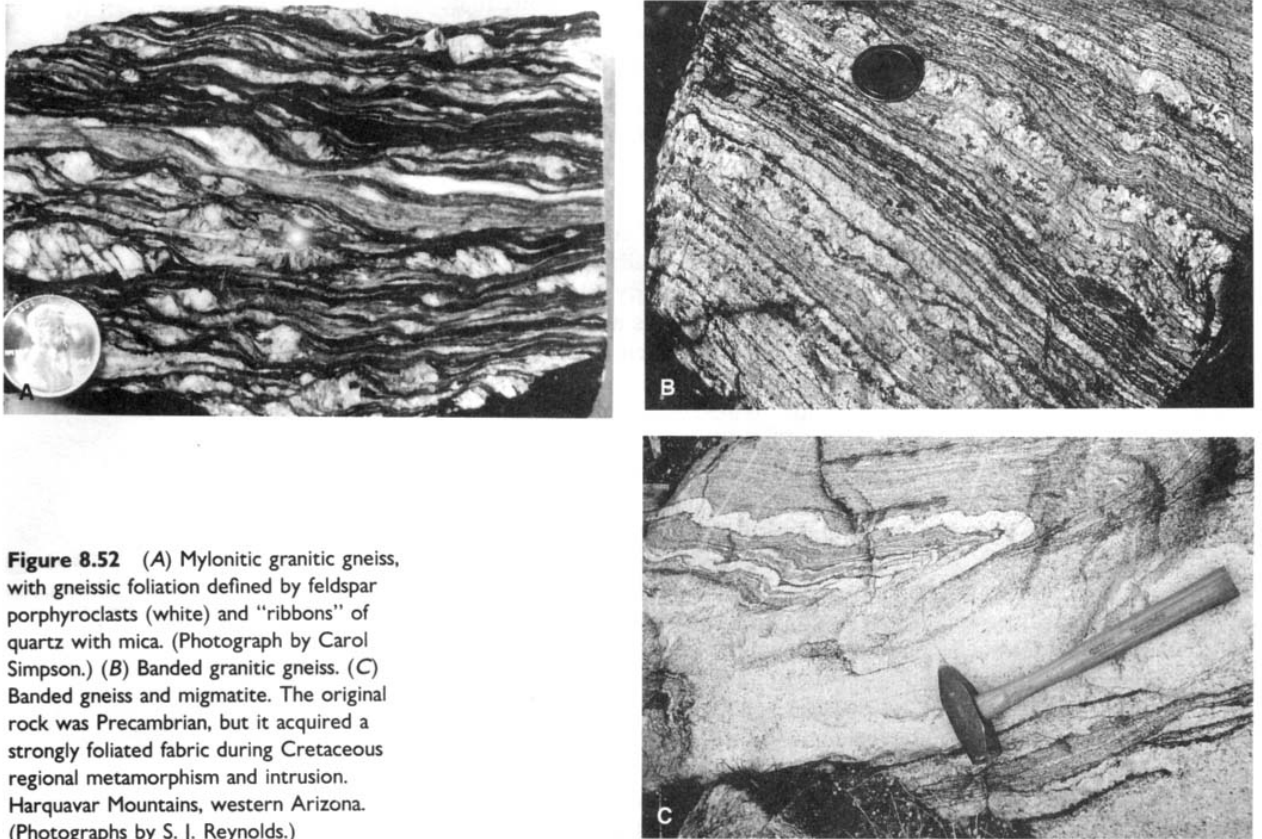


Figure 8.52 (A) Mylonitic granitic gneiss, with gneissic foliation defined by feldspar porphyroclasts (white) and "ribbons" of quartz with mica. (Photograph by Carol Simpson.) (B) Banded granitic gneiss. (C) Banded gneiss and migmatite. The original rock was Precambrian, but it acquired a strongly foliated fabric during Cretaceous regional metamorphism and intrusion. Harquavar Mountains, western Arizona. (Photographs by S. J. Reynolds.)

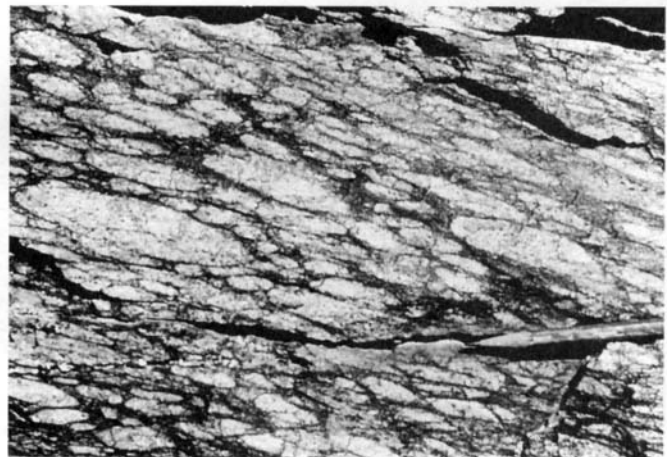


Figure 8.53 Flattened pebbles define a foliation in highly deformed Barnes Conglomerate (Precambrian), Tortolita Mountains, Arizona. (Photograph by G. H. Davis.)

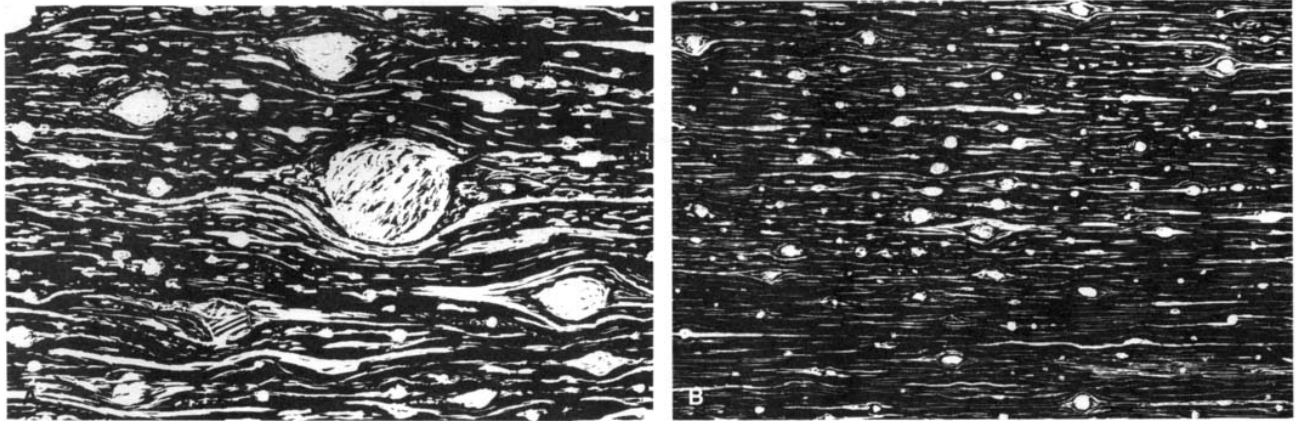


Figure 8.55 (A) The microscopic texture of mylonite. The white represents fragmented grains (porphyroclasts) and breccia streaks. The black represents plastically deformed quartz. (B) The microscopic texture of ultramylonite. [From Higgins (1971). Courtesy of United States Geological Survey.]

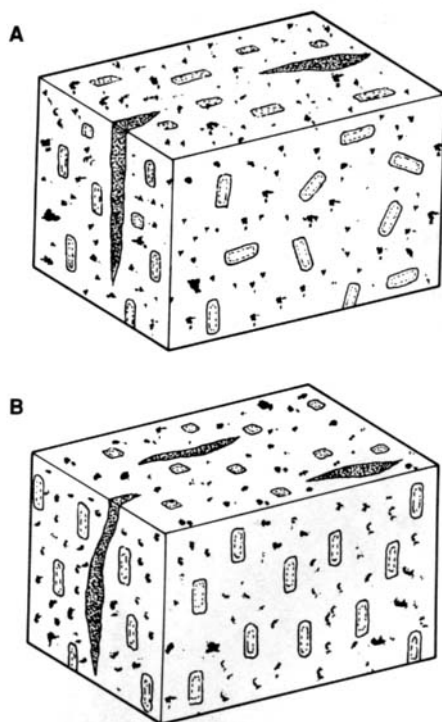


Figure 8.60 These feldspar drawings by Evans B. Mayo illustrate the fabrics I saw in a granite outcrop in Norway. Both rocks appear to be foliated, yet one is and one is not. (A) This drawing shows a granite that contains foliation defined by feldspars, but no lineation. (B) This drawing shows a granite that contains lineation defined by feldspars, but no foliation.

Figure 8.67 Architectural mullions (A) adorning a Gothic church and (B) lined up on the ground in a way resembles geologic mullions.

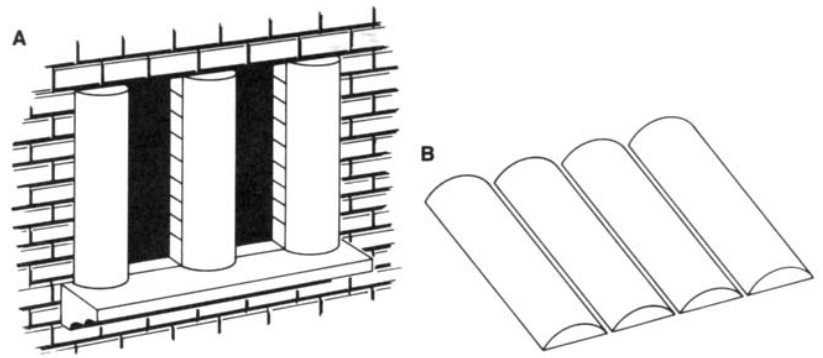




Figure 8.68 (A) Outcrop expression of mullion structure, formed by cusate-lobate folds along the interface between sandstone and slate. The locality is North Eifel, Germany. [Reprinted from *The techniques of modern structural geology*, V. 2: folds and fractures. J. G. Ramsay and M. I. Huber (1987), © by Harcourt Brace and Company Limited, with permission.] (B) Mullions form preferentially at the interface between mechanically soft vs. mechanically stiff rocks. Buckling instability due to layer parallel compression produces the cusate-lobate pattern.

Figure 8.70 Boudins on the flank of a fold.
 [From *Introduction to Small-Scale Geological Structures* by G. Wilson. Published with permission of George Allen & Unwin (Publishers) Ltd., London, copyright © 1982.]

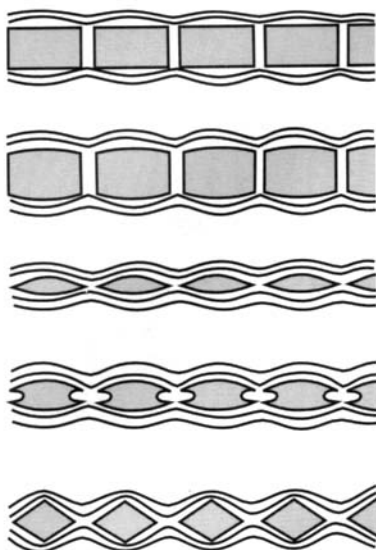
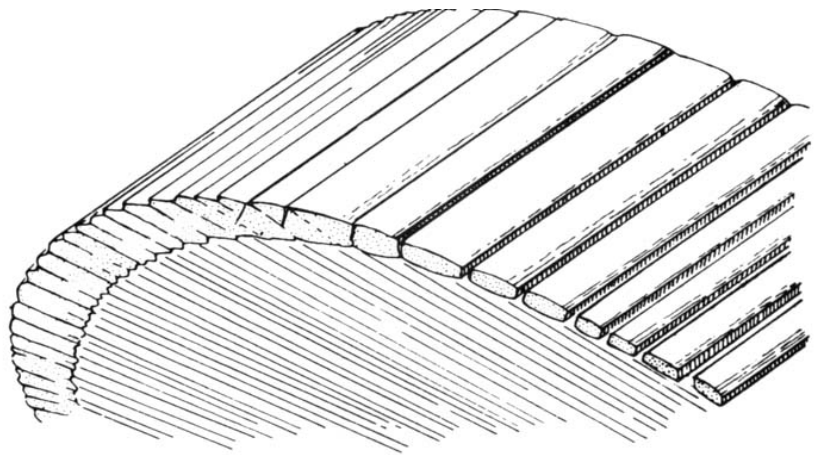


Figure 8.72 Some shapes of boudins.
 [After Ghosh (1993), Figure 17.6, p. 387.]

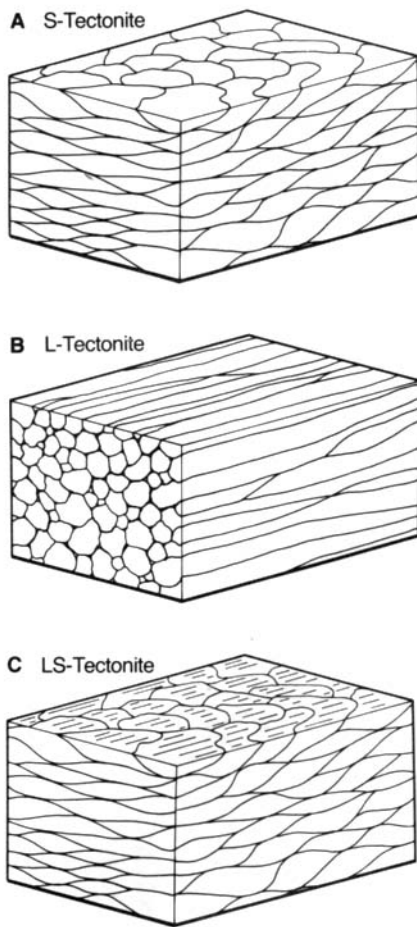
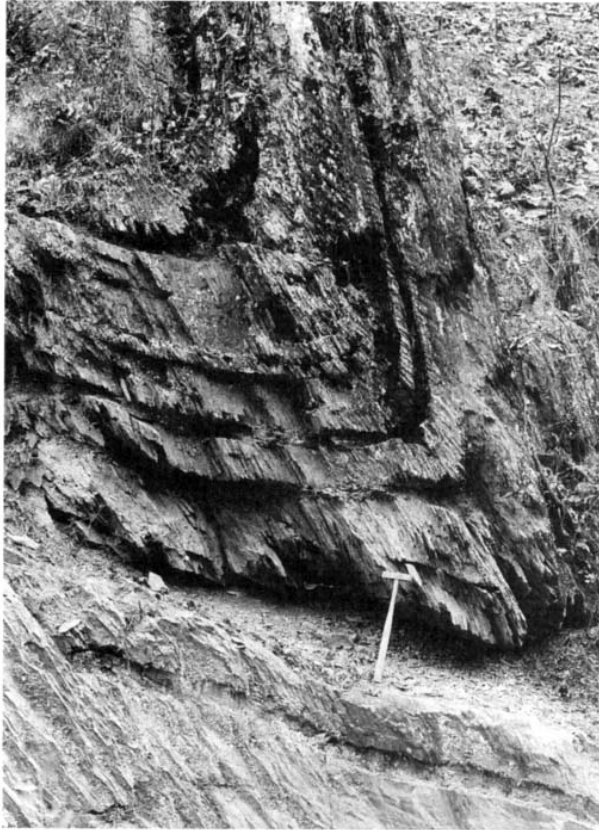


Figure 8.78 Schematic portrayal of S-, L-, and LS-tectonites. (A) S-tectonites are marked by a single, penetrative foliation. (B) L-tectonites are marked by pervasive lineation, but no foliation. (C) LS-tectonites are marked both by foliation and lineation. The lineation in LS-tectonite lies in the plane of foliation.



(a)



(b)

FIGURE 17-1

(a) Folded slate in Wilhite Formation (Ocoee Supergroup, Upper Proterozoic?) near Walland, Tennessee, showing bedding and penetrative axial-plane slaty cleavage. Note relationships of dip of cleavage and bedding on the upright and overturned limbs of the fold—cleavage dips more steeply than bedding on the upright limb, less steeply than bedding on the overturned limb. (Arthur Keith, U.S. Geological Survey.) (b) Negative print of a thin section of rhythmically graded bedded slate and metasilstone from the Wilhite slate near Tellico Plains, Tennessee. Note the differences in spacing of cleavage (white lines nearly perpendicular to bedding) in finer-grained layers, and the near absence of cleavage in coarser-grained layers. Also note the cusped-lobate structure (cleavage mullions, see Chapter 18) on the bases of several of the dark (actually almost clear sandy) layers. Long axis of the thin section is 7 cm.

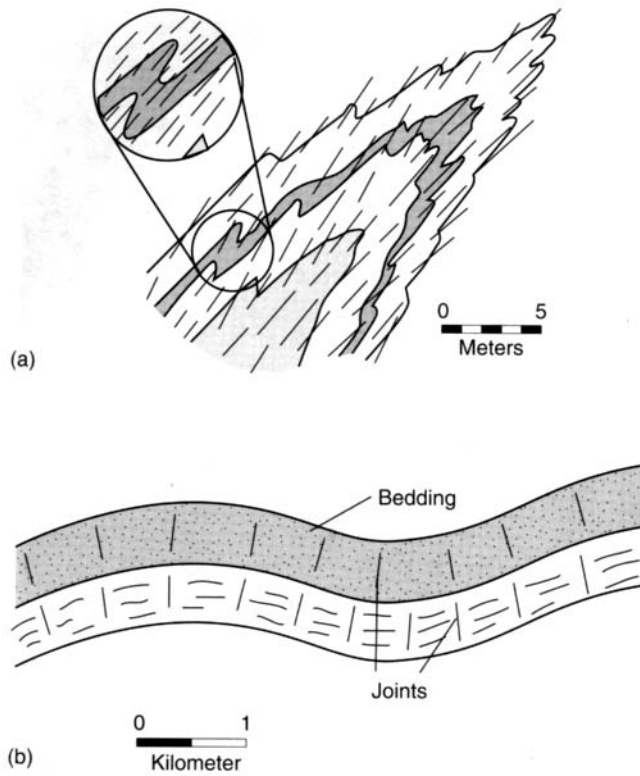
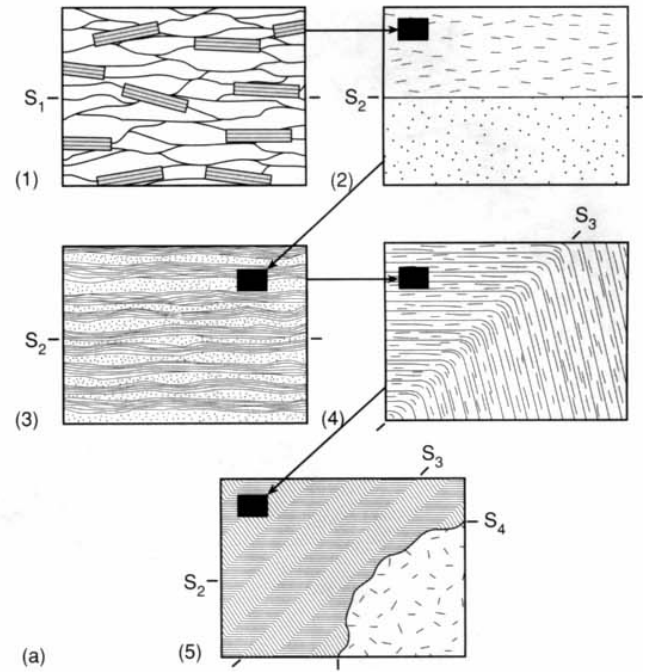


FIGURE 17-2

Penetrative and nonpenetrative structures. (a) Mesoscopic fold with small parasitic folds and an axial-plane foliation. Small folds and foliation are penetrative structures, for they occur throughout the larger fold. (b) Unique fold hinges and widely spaced joints which occur on only one scale and are not repeated on other smaller or larger scales are nonpenetrative.

FIGURE 17-3

(a) Planar discontinuities in the same body of rocks at several different scales. Microscopic scale (1) showing preferred orientation of grain boundaries and minerals defining a weakly penetrative planar structure S_1 . Grains (2) define a penetrative planar structure S_1 in the upper layer on the mesoscopic scale. The compositional boundary S_2 is nonpenetrative on this scale. Alternating layers (3) parallel to S_2 make S_2 a penetrative structure at this scale (larger mesoscopic). Smaller map scale (4) in which a kink S_3 becomes a series of closely spaced kink surfaces and is penetrative. Map (macroscopic)-scale structures (5) in which a kink S_3 divides the body into two sectors or domains having different strikes. Another nonpenetrative compositional boundary, an intrusive contact (S_4), appears at this scale. (From F. J. Turner and L. E. Weiss, *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*, © 1963, McGraw-Hill Book Company. Reproduced with permission.) (b) Interlayered metasandstone and muscovite-biotite schist at Sill Vinson's Rock near Otto, North Carolina. Original bedding (now transposed) makes up the earliest foliation, S_1 . A later foliation, S_2 , dips toward the left (west) parallel to the axial surfaces of the folds. A later foliation—a crenulation cleavage, S_3 —dips steeply to the right (east, visible above the small ledge) and parallels the axial surfaces of folds at the bottom of the photo. Crenulations occur here only in the schist because the sandstone layers are too quartz-rich. White layers are quartz-feldspar veins. Note that thin quartz-feldspar veins in schist form open to isoclinal ptygmatic folds. Sandstone layers are light gray; schist layers are dark gray. (RDH photo.)



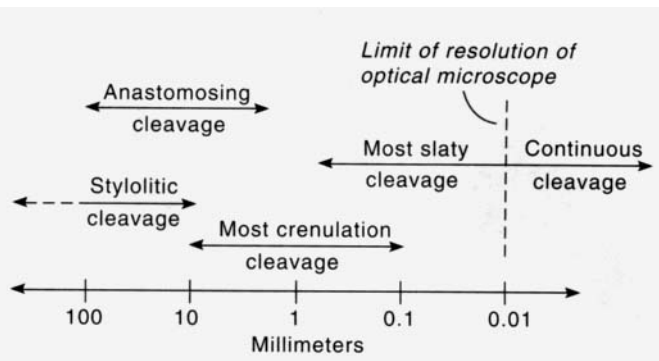


FIGURE 17-5

Type and spacing of cleavages. (From *Tectonophysics*, v. 58, C. McA. Powell, p. 21–34, © 1979, with kind permission from Elsevier Science Ltd., Kidlington, United Kingdom.)

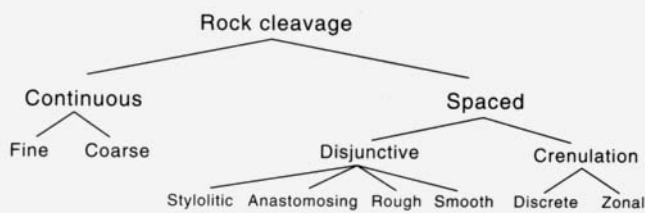


FIGURE 17-6

Powell's classification of cleavages based on morphology. (From *Tectonophysics*, v. 58, C. McA. Powell, p. 21–34, © 1979, with kind permission from Elsevier Science Ltd., Kidlington, United Kingdom.)



FIGURE 17-9
Scanning electron micrograph of domainal slaty cleavage from Upper Ordovician Martinsburg Slate near the Delaware River, Pennsylvania. Spacing between cleavage planes (strongly oriented narrow zones) is about 20 μm . (From *Tectonophysics*, v. 82, B. G. Woodland, p. 89-124, © 1982, with kind permission from Elsevier Science Ltd., Kidlington, United Kingdom.)

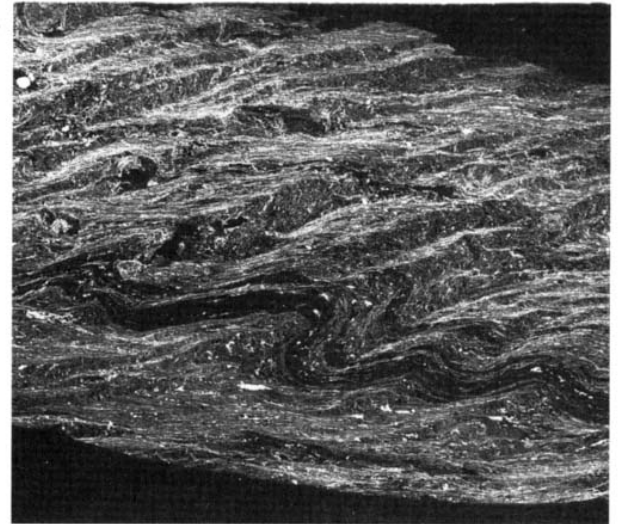
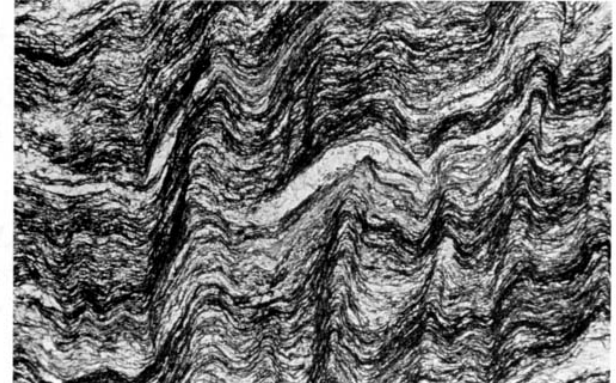


FIGURE 17-10
Negative print of a thin section of garnet-muscovite schist from Einunnfjellet, southern Norway, containing crenulations superposed onto an older foliation that is parallel to bedding. Thin section is 3.8 cm long. (Specimen courtesy of Elizabeth A. McClellan, Western Kentucky University.)



(a)



(b)

FIGURE 17-11
Microlithons of earlier deformed material between crenulations at both meso- (a) and micro- (b) scales: (a) Crenulated siltstone in the Upper Proterozoic Hamill Group near Golden, southern British Columbia. (RDH photo.) (b) Chlorite schist from the Wissahickon Group near Westminster, Maryland. Plane light. Width of field is approximately 7 mm. (Charles M. Onasch, Bowling Green State University.)

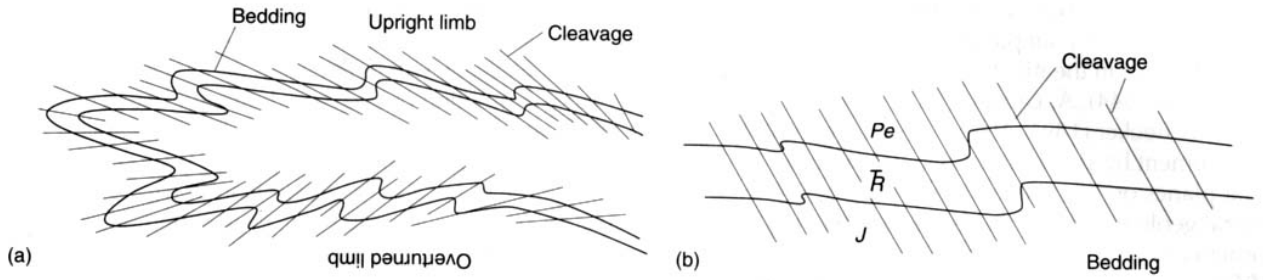


FIGURE 17-15 Cleavage-bedding relationship and its use in determining relative position in a fold. (a) Relationships between orientation of cleavage surfaces and the position on an upright or overturned limb. (b) Cleavage-bedding relationships indicating that the rocks are upright in a sequence that is really overturned, thus showing that the cleavage was emplaced after overturning. J—Jurassic; T—Triassic; Pe—Permian.

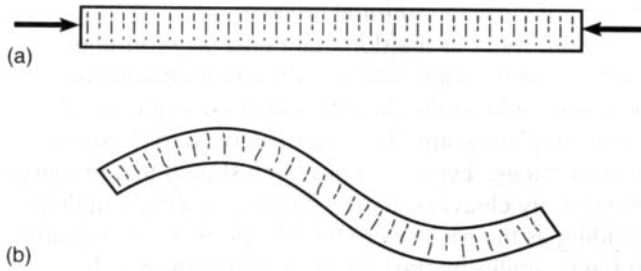


FIGURE 17-17 Formation of a fanned cleavage (b) by the cleavage forming by layer-parallel shortening before or during the early stages of folding (a).

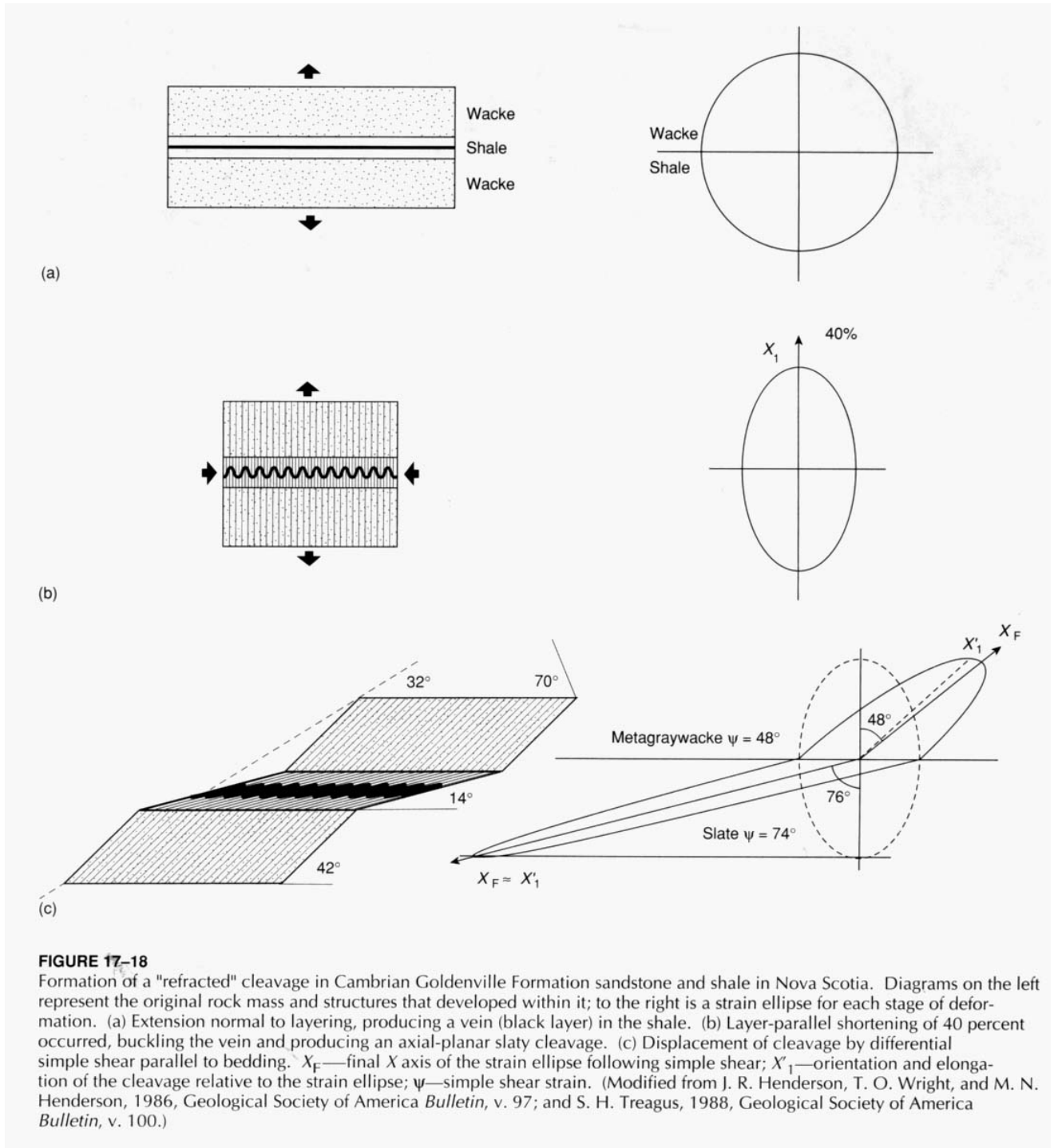


FIGURE 17-18

Formation of a "refracted" cleavage in Cambrian Goldenville Formation sandstone and shale in Nova Scotia. Diagrams on the left represent the original rock mass and structures that developed within it; to the right is a strain ellipse for each stage of deformation. (a) Extension normal to layering, producing a vein (black layer) in the shale. (b) Layer-parallel shortening of 40 percent occurred, buckling the vein and producing an axial-planar slaty cleavage. (c) Displacement of cleavage by differential simple shear parallel to bedding. X_F —final X axis of the strain ellipse following simple shear; X'_1 —orientation and elongation of the cleavage relative to the strain ellipse; ψ —simple shear strain. (Modified from J. R. Henderson, T. O. Wright, and M. N. Henderson, 1986, *Geological Society of America Bulletin*, v. 97; and S. H. Treagus, 1988, *Geological Society of America Bulletin*, v. 100.)

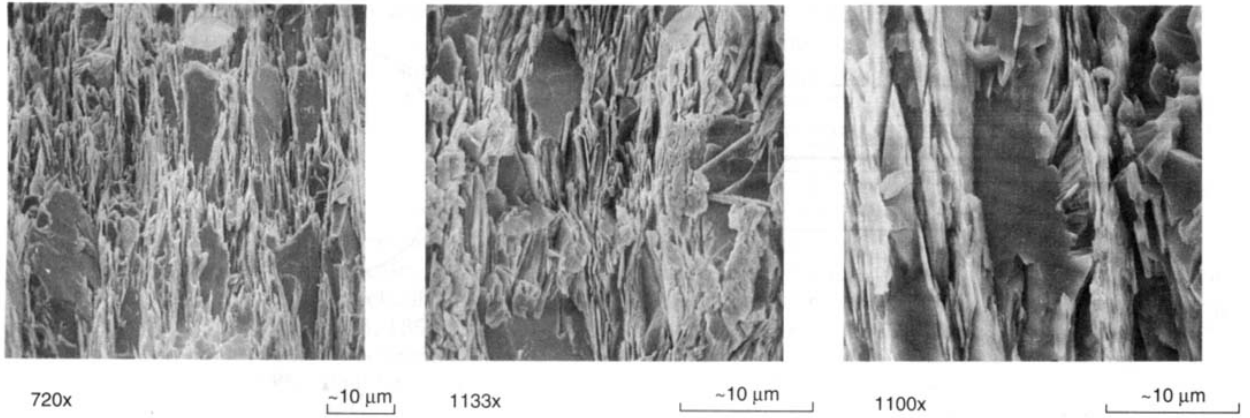


FIGURE 17-19

Scanning electron micrographs of reoriented and recrystallized micas in mica beards in Ordovician slate from the south shore of New World Island, Newfoundland. (From B. A. Van der Pluijm, 1984, *Geologische Rundschau*, v. 73.)

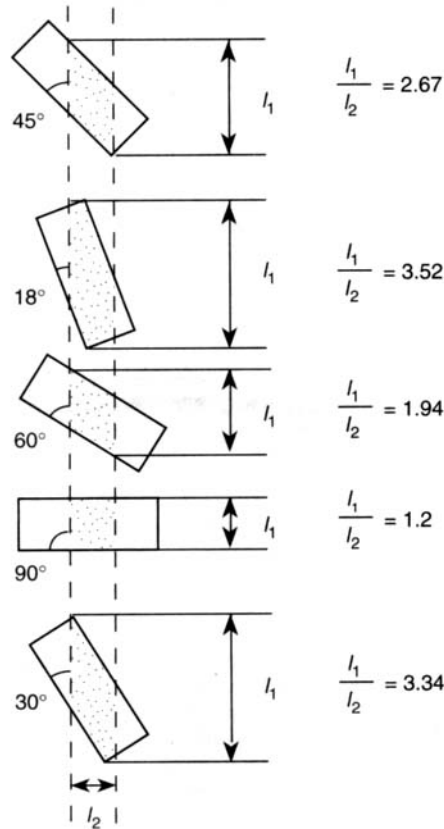


FIGURE 17-20
Corrosion of grains in different orientations to produce new shapes (stippled) proportional to grain orientation. Dashed lines indicate the initial locations of rock cleavage surfaces, and all material outside those lines is removed. New axial ratios are shown as l_1/l_2 from an initial ratio for all grains of 2.64. This mechanism would thus not produce any crystallographic orientation. (From E. C. Beutner, Slaty cleavage and related strain in Martinsburg Slate, Delaware Water Gap, New Jersey, January 1978, *American Journal of Science*, v. 278, p. 1-23. Reprinted by permission of *American Journal of Science*.)

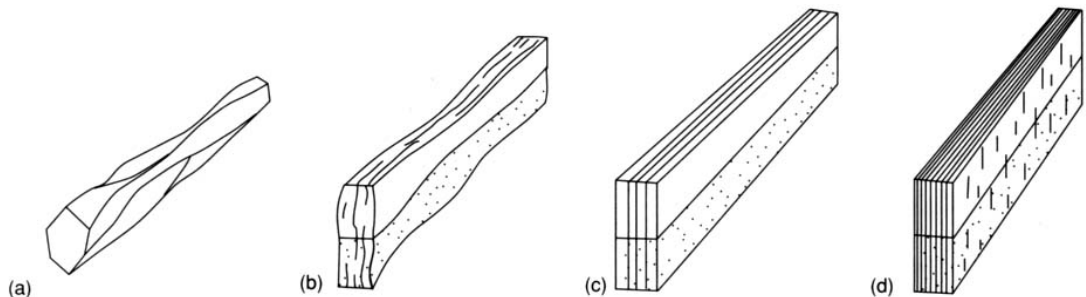


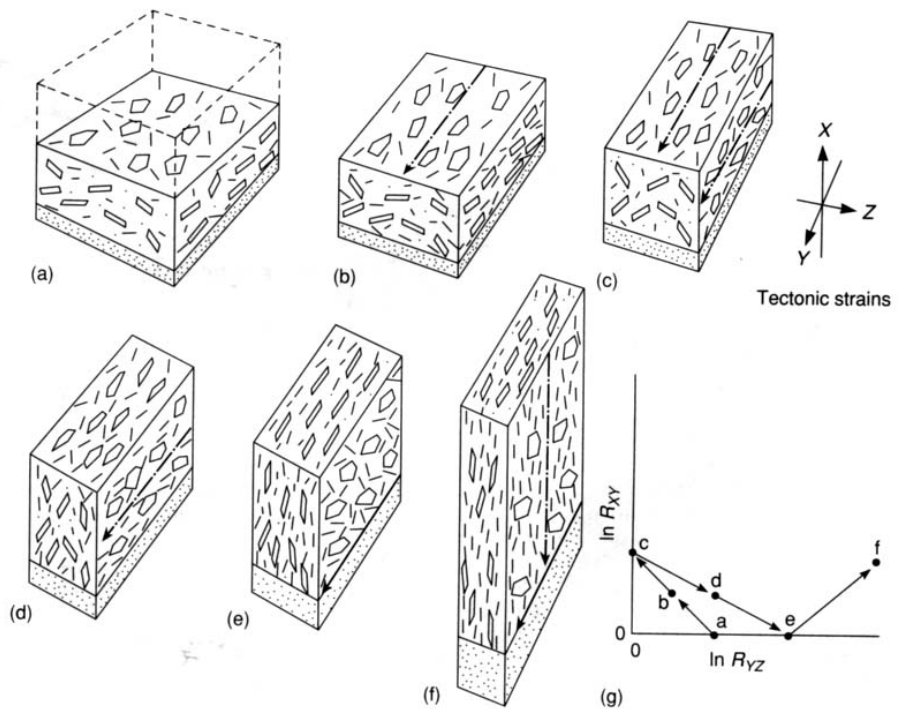
FIGURE 17-22
Stages of cleavage development: (a) Pencil structure. (b) Embryonic cleavage stage. (c) Cleavage stage with accompanying lineation formed by intersection of cleavage and bedding. (d) Well-developed cleavage with mineral lineation. (After J. G. Ramsay and Martin Huber, 1983, *The Techniques of Modern Structural Geology: Volume 1: Strain Analysis*, Academic Press.)



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

FIGURE 17-24

Relationships between two-dimensional strains and the organization of planar fabrics in rocks; (a) represents the compaction stage; (b) involves the first deformation and minor reorganization of grains; (c) involves development of pencils; (d) is the embryonic cleavage development stage; (e) is the stage of development of a well-developed cleavage; (f) is the stage of further cleavage development where a prominent mineral lineation forms. The Flinn diagram (g) indicates the deformation path from one stage to another. R_{xy} is x/y , R_{yz} is y/z . (From J. G. Ramsay and Martin Huber, 1983, *The Techniques of Modern Structural Geology: Volume 1: Strain Analysis*, Academic Press.)



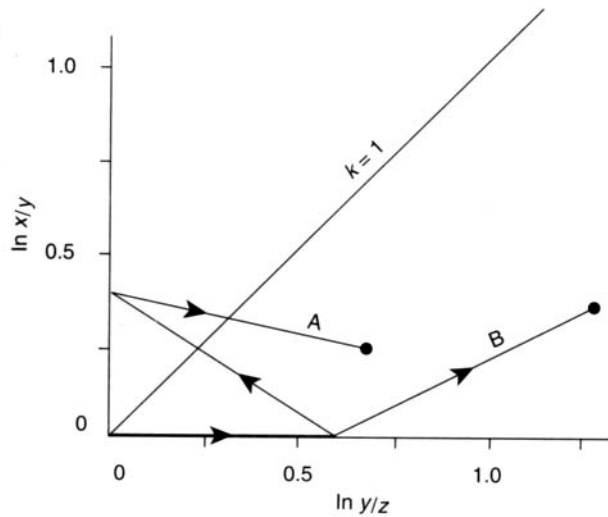


FIGURE 17-25

Flinn diagram of strain paths derived from study of strain indicators in hinges (curve A) and limbs (curve B) of near-isoclinal folds in the Hamburg sequence near Shartlesville, Pennsylvania. Note that the strain in fold hinges (A) was traced from the field of increasing dominant flattening strain to the dominant extension strain field, back into dominant flattening, but with a strong component of triaxial strain. Strain in the limbs of the fold remains in the dominant flattening field and traces toward a greater component of triaxial strain. (From E. C. Beutner and E. G. Charles, 1985, *Geology*, v. 13.)

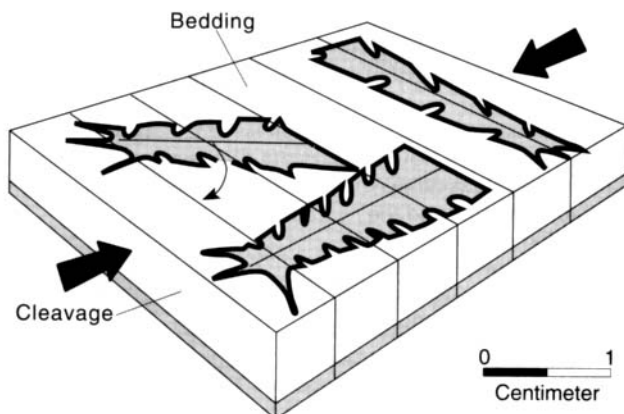
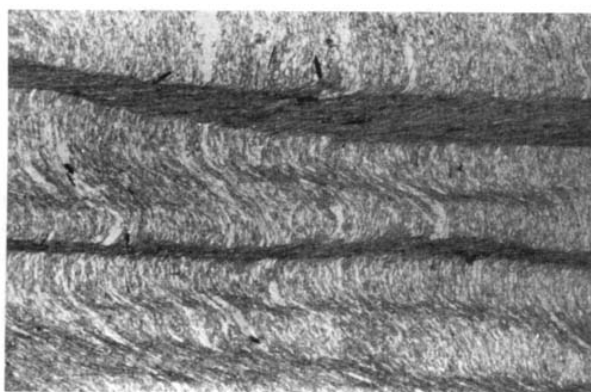
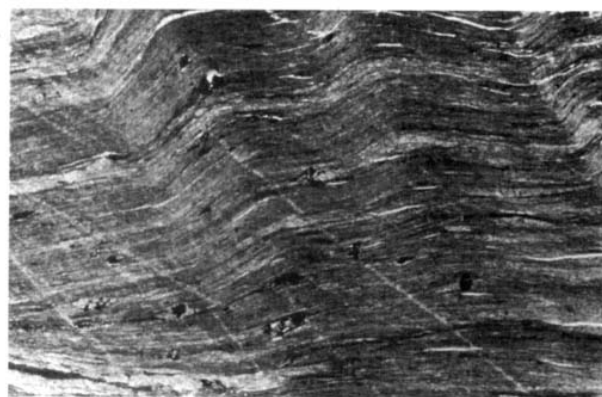


FIGURE 17-26

Relationship of graptolites on a bedding plane to shortening across cleavage. Graptolites parallel to the trace of cleavage on bedding are narrower than usual; those perpendicular to the cleavage trace are shorter. The original spacing of indentations (thecae) on each graptolite is constant for both adults and juveniles of the same species, and so the amount of shortening in any direction can be attributed to tectonic strain. Large arrows on ends of diagram indicate shortening direction; small arrow on obliquely oriented graptolite indicates that it would undergo clockwise (dextral) rotation with the shortening indicated, while the other two graptolites, because of their orientation parallel and normal to the shortening directions, undergo no rotation. (From T. O. Wright and Lucian Platt, 1982, *Pressure dissolution and cleavage in the Martinsburg shale*, *American Journal of Science*, v. 282, p. 122–135. Reprinted by permission of American Journal of Science.)



(a)



(b)

FIGURE 17-28

(a) Discrete crenulations in Lower Silurian Vakkdal Formation phyllite near Ulven, southeastern Norway. Plane light. Width of field is approximately 16 mm. (b) Zonal crenulations in (Ordovician?) Mineral Bluff Formation phyllite near Murphy, North Carolina. Plane light. Width of field is approximately 16 mm. (RDH photos.)

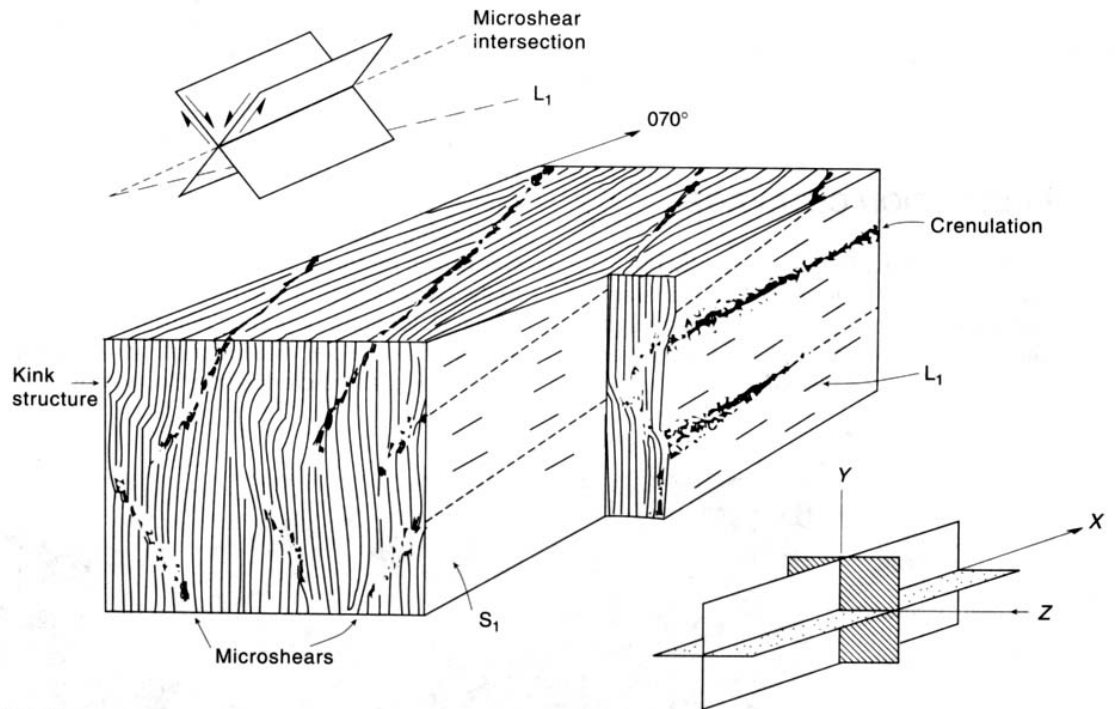


FIGURE 17-29

Vertical S_1 cleavage surfaces, arbitrarily oriented ENE, containing a subhorizontal mineral lineation (L_1). Sections cut normal to X, Y, and Z show relationships of microshears, crenulations, and kinks to principal planes of the strain ellipsoid. (Reprinted from *Journal of Structural Geology*, v. 1, S. K. Hanmer, p. 81-91, © 1979, with kind permission from Elsevier Science, Ltd., Kidlington, United Kingdom.)



FIGURE 17-30

Transected fold in Devonian slate from near Zell, Mosel Valley, Germany. The transecting cleavage (S_2) forms an intersection lineation that obliquely crosses the F_2 fold shown here. (From G. J. Borradaile, M. B. Bayly, and C. McA. Powell, eds., *Atlas of Metamorphic and Deformational Rock Fabrics*, © 1982, Springer-Verlag. Reproduced with permission.)

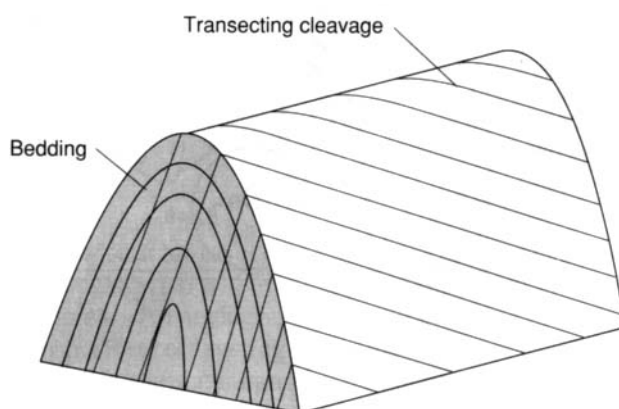


FIGURE 17-31

Transected fold showing relationships between the hinge and parallel cleavage.

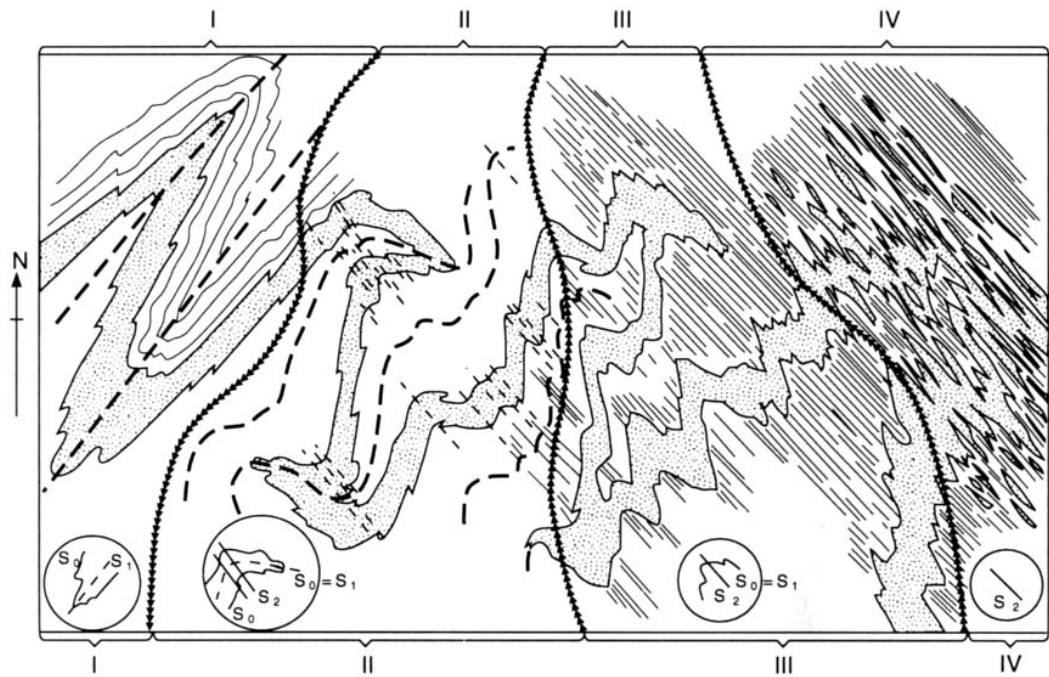


FIGURE 17-32

Progressive deformation and transposition of earlier bedding and cleavage (left side), producing a rock mass containing layers that are all parallel (right side). Roman numerals are stages of progressive deformation. Heavy dashed lines, some labeled S_1 or S_2 , represent axial surfaces of folds with parallel development of a foliation. The first development of parallelism between S_0 and S_1 —transposition of bedding into the first foliation—occurs during the first isoclinal folding event. S_1 is then reoriented by progressive deformation into parallelism with S_2 . (From F. J. Turner and L. E. Weiss, *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*, © 1963, McGraw-Hill Book Company. Reproduced with permission.)

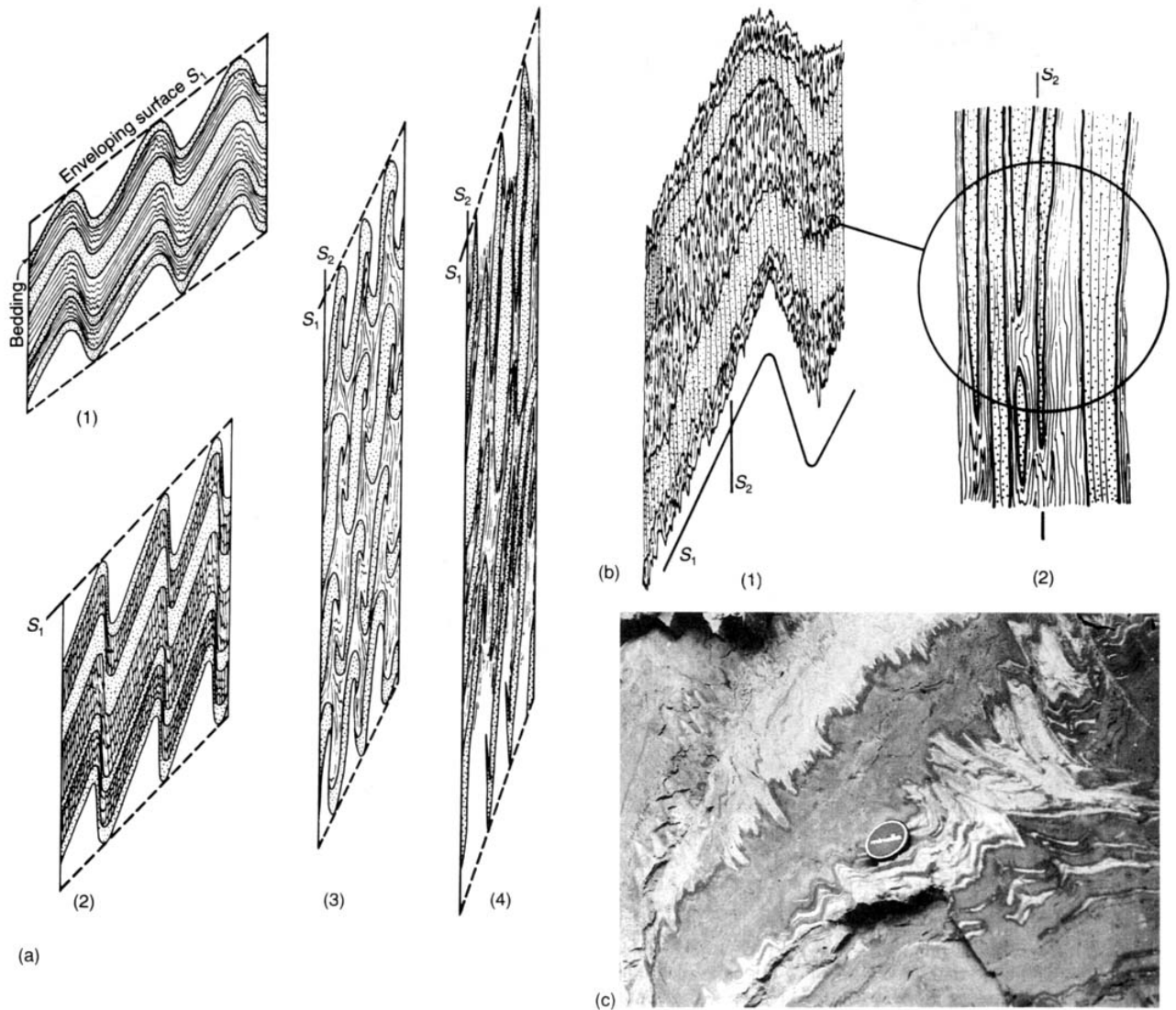


FIGURE 17-33

(a) Relationship between transposition of layering and hinges on the overturned (short) limbs of small folds that have been progressively removed by ductile flow or pressure solution. (b) Incipient transposition in a cleavage-dominated rock mass with closeup of bedding showing reorientation by deformation. (a and b from F. J. Turner and L. E. Weiss, *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*, © 1963, McGraw-Hill Book Company. Reproduced with permission.) (c) Incipient transposition of bedding in interlayered slate (dark) and fine-grained metasilstone (light-colored) in Upper Proterozoic(?) Wilhite Formation slate, Ocoee Gorge, southeastern Tennessee. (RDH photo.)