

延性剪断帯に形成されるマイロナイトのレオロジー的考察

A rheological discussion on mylonites in ductile shear zones

金川 久一*

Kyuichi Kanagawa*

Abstract: Ductile shear zones are narrow planar zones of localized shear strain. The strain localization is likely to be accompanied by strain softening due to either of the following processes depending on such factors as mineral compositions, pressure-temperature conditions and water / rock ratios: (1) fabric softening and dynamic recrystallization of fine-grained fault gouges along pre-existing faults, (2) cataclastic faulting across brittle components and subsequent shearing of ductile components through fabric softening and dynamic recrystallization, (3) dynamic recrystallization due to grain boundary bulging, (4) localized fluid introduction and subsequent water- and reaction-weakening, and / or (5) weakening due to dehydration reaction or phase transformation.

Mylonites are grain-size reduced rocks formed in ductile shear zones. Grain flattening and elongation due to crystal plasticity produce foliation (*S*-surface) and stretching lineation in mylonites. Grain size reduction is promoted by dynamic recrystallization and metamorphic reactions. Grains remaining from dynamic recrystallization and metamorphic reactions become porphyroclasts, resulting in porphyroclast-in-matrix microstructure. Elongate pressure shadows or tails around porphyroclasts also characterize *S*-surfaces and stretching lineation. If materials much weaker than the rest exist in protoliths or are produced in mylonites, strain would then be localized into these weak materials so that they form layers of high shear strain (*C*-surfaces) with ductile striae (ridge-in-groove lineation). Continuous grain flattening and dynamic recrystallization produce dimensional preferred orientation of recrystallized grains, which defines another less obvious, steady state foliation (*S'*-surface). Flow mechanisms active in mylonites are dislocation creep and / or (fluid-assisted) diffusion creep. In dislocation creep crystallographic fabrics develop so as to increase resolved shear stresses on active slip planes along slip directions (fabric softening), whereas they do not develop in diffusion creep. If these mechanisms become inactive due to such as temperature decrease, mylonites would then become strain-hardened so that further strain would be attained by slip along shear bands (*C'*-surfaces).

1993年1月28日受付, 1993年6月22日受理.

*千葉大学理学部地球科学教室.

Department Earth Sciences, Chiba University, Chiba 263, Japan.

はじめに

マイロナイトは延性剪断帯に形成される塑性変形によって細粒化した岩石である(例えば Bell & Etheridge, 1973). 延性剪断帯はレオロジー的には歪軟化した領域であり, 歪軟化した岩石がマイロナイトであると考えられる(White et al., 1980). マイロナイトに発達する微細構造やファブリックに関してはこの20年間に膨大な研究が蓄積されてきている(例えば Carreras et al., 1980; Cobbold et al., 1987). また, 変形実験によって天然のマイロナイトに見られる様な微細構造やファブリックを再現する試みもなされている(例えば Jordan, 1987; Dell'Angelo & Tullis, 1989). しかしながら, マイロナイトのレオロジーや微細構造形成は必ずしも系統的に理解されている訳ではない. マイロナイト中の微細構造やファブリックには非対称で剪断センスの決定に有効なものが多い(例えば Simpson & Schmid, 1983; Bouchez et al., 1983; Passchier & Simpson, 1986)ことから, 従来のマイロナイト研究の多くはその非対称性を記載し延性剪断帯の運動像やテクトニクスを議論することに主眼が置かれてきたように思える. 延性剪断帯では一般に剪断帯の中心に向かって剪断歪の連続的な増加が認められる(例えば Ramsay & Graham, 1970)ので, 変形の進行に伴うマイロナイトの微細構造やファブリックの観察から, 剪断帯の運動像ばかりでなく, 延性剪断帯やマイロナイトの形成に関して本質的に重要な歪軟化の機構や歪の局所化過程に関する情報を得ることができる(例えば White et al., 1980; Watts & Williams, 1983; Vauchez, 1987). このような観点に立って, 天然の延性剪断帯やマイロナイトをレオロジー的視点から考察することも重要である.

これまでに蓄積された地質学的・地球物理学的数据は, プレート境界ばかりでなくプレート内部の大規模な変形も様々なスケールの剪断帯に沿う運動によってまかなわれていることを示している(例えば McClay & Price, 1981; Coward & Ries, 1986; Coward et al., 1987, 1989).

また上部マントルにも大規模な剪断帯の存在が反射法地震波探査から推定されている(例えば Reston, 1990; Flack et al., 1990). 従ってマイロナイトのレオロジーは延性剪断帯の成因のみならず, 地殻・マントルにおける断層運動, 地震現象, リソスフェア・アセノスフェアの力学的挙動・流動則の理解において極めて重要な貢献をし得ると考えられる(例えば Sibson, 1977, 1983; Kirby, 1985; Carter & Tsenn, 1987; Rutter & Brodie, 1988a; Handy, 1989; Ord & Hobbs, 1989; Shimamoto, 1989).

歪軟化の理解には力学的挙動の把握が必要である. その為には変形実験から得られる情報(力学的データと微細構造)も必要不可欠である. 本稿では岩石の主要な歪軟化機構を主として既存の理論と実験に基づいて解説し, 逆にレオロジー的視点から延性剪断帯形成やマイロナイトの微細構造形成を演繹的に論じることを試みる. 尚議論が複雑になることを避けるために, 源岩は等方的な単相あるいは多相系の岩石に限定し, 変成岩や堆積岩等の既に異方性を持つ源岩のマイロナイト化には言及しない.

岩石の歪軟化機構

歪軟化は, 力学的には一定歪速度下での応力の低下あるいは一定応力下での歪速度の増加として定義される(Fig. 1). 岩石中の歪軟化した領域は周囲より変形が進行し変形集中域を形成する. この様な領域が連続すれば岩石全体の変形はこの領域の変形によってまかなわれ, 岩石は狭長な高歪の領域とこれを挟む低歪の領域に分かれる. 剪断帯は周囲に比べ高剪断歪の狭長な領域であることから, 歪軟化した領域であり, 延性剪断帯に出現するマイロナイトは延性的なプロセスによって歪軟化した岩石であると考えられる(White et al., 1980). 延性剪断帯の形成が力学的な歪軟化と対応していることは, 実験的にも確認されている(White et al., 1980; Ralser, 1990; Tullis et al., 1990). 等方的な源岩からマイロナイトを形成する歪軟化の機構として重要なものは, ①動的再結晶, ②結晶軸の定

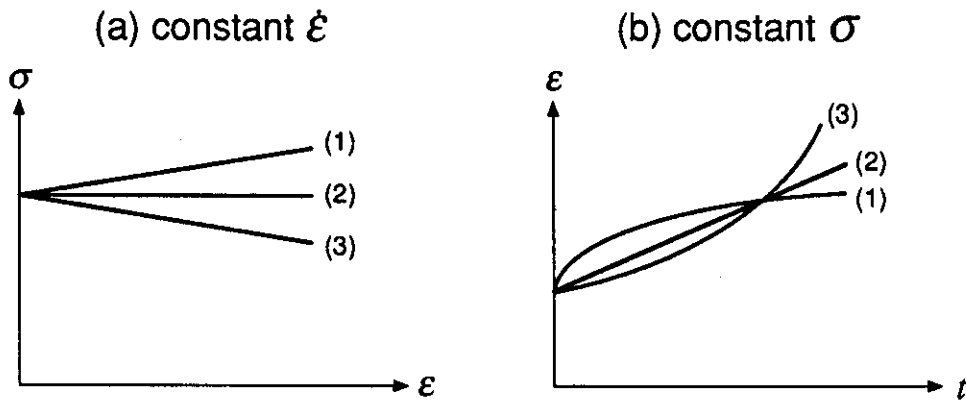


Fig. 1. Mechanical definition of strain hardening (1), steady-state (2), and strain softening (3) under constant strain-rate (a) and constant differential stress (b) conditions.

向配列, ③水の影響, ④変成反応の4つに要約できるであろう(例えば Poirier, 1980; White et al., 1980; Tullis et al., 1982).

動的再結晶

塑性変形によって動的再結晶した粒子は, もとの粒子に比べ細粒で転位密度も低いので変形を促進する. また細粒化によって転位クリープから拡散クリープへと変形メカニズムが変化し超塑性変形に至る可能性がある(例えば Schmid et al., 1977; Schmid, 1982).

塑性変形では転位のすべり面上の滑動によって変形が進行する. 転位の動きは, 不純物や林転位(すべり面を通過する他の転位), 転位間の相互作用, 粒界等によって妨げられる. これらの障害を克服して転位が滑動し変形が進行する為には, そのままでは応力の増加が必要となり歪硬化を起こす. この歪硬化の緩和は回復と呼ばれるが, 転位クリープでは, 転位の上昇や動的再結晶によって転位密度の低い亜結晶粒子や再結晶粒子ができ, これらの粒子中に新たに転位が生成・移動することで回復が起こる.

動的再結晶は亜結晶粒回転と粒界移動によって起こる(Poirier, 1985). 拡散が容易に起こる条件下では, 転位の滑動に加えて空格子点の吸収や放出により転位がすべり面に垂直な方向に移動(上昇)して(Fig. 2 a), エネルギー的によ

り安定な状態に配列し亜結晶粒界を形成する(Figs. 2 b & 3 e). 変形の進行に伴い亜結晶粒間の結晶方位のずれの角度が大きくなり(亜結晶粒回転), 通常結晶方位のずれが 10° 以上になると再結晶粒子と認識される(Fig. 3 f). これが亜結晶粒回転による動的再結晶である. 亜結晶粒回転によって生成した再結晶粒子は, 亜結晶粒子と粒径・転位密度において差がないので顕著な歪軟化には至らない(Hirth & Tullis, 1992). 一方, 結晶粒間の転位エネルギーの差が駆動力となり, 粒界移動によって転位密度の低い結晶が高い結晶を消費して再結晶粒子を形成するのが, 粒界移動による再結晶である. 粒界移動による再結晶は, 転位密度の低い結晶粒界が小突起状に移動して(grain-boundary bulging)細粒の再結晶粒子を形成する場合(Figs. 2 c & 3 c)と, 粒界全体が流動的で移動する場合(Figs. 2 d & 3 i)があり, 前者は低温側で後者は高温側で卓越する(Urai et al., 1986). 前者の場合, 再結晶粒子は細粒で転位もないので顕著な歪軟化をもたらす(Tullis & Yund, 1985; Hirth & Tullis, 1992).

Hirth & Tullis (1992)によれば, 石英多結晶体の転位クリープは微細構造と回復の様式に基づいて3つの領域に分類できる(Figs. 3 & 4). Schmid et al. (1980)も大理石(Carrara marble)の転移クリープを3つの領域に分類し

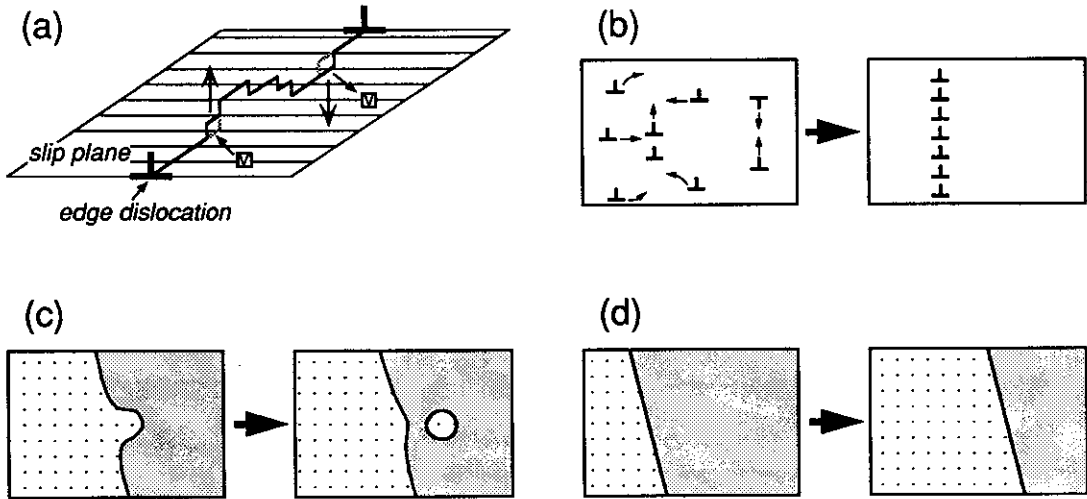


Fig. 2. (a) Climb of an edge dislocation by absorbing or emitting vacancies (v). (b) Rearrangement of edge dislocations by glide and climb leading to the formation of a subgrain boundary. (c) Creation of a new grain by grain boundary bulging. (d) Sweeping migration of a grain boundary.

ているが、微細構造の類似性から石英の分類にはほぼ対応していると考えられる。しかしながら方解石の場合は低温側で変形双晶が卓越する点で石英と異なる。

低温高歪速度側(領域1)では、拡散が遅く転位の上昇が起こりにくい為、転位密度の低い粒子から高い粒子への小突起状の粒界移動(Fig. 3c)による動的再結晶によって回復が起こる。歪軟化は粒界での動的再結晶の開始に呼応して起こっている(Fig. 4c)。この場合、歪は主として再結晶粒子によってまかなわれる為、残っている元の粒子はあまり変形しない(Fig. 3a)。元の粒子は不規則な斑状の波状消光を示し、転位密度は高く転位は直線的でもつれた組織を示す(Fig. 3b)。粒界移動によって再結晶した粒子は転位の増殖と移動によって変形し、さらにまた粒界移動を誘発する。従って、再結晶粒子の転位密度は変化に富んでいる。

温度の上昇あるいは歪速度の減少に伴い、転位の上昇が回復に十分な速度で起こるようになる(領域2)。この領域では粒子は比較的均質に偏平化し、連続的な波状消光を示し、内部に重

結晶粒子や変形ラメラが観察される(Fig. 3d)。歪の大きい粒界で重結晶粒回転による再結晶が起こり始め、コア・マントル構造(core and mantle structure; White, 1976)が発達する(Fig.3d)。転位の上昇が容易に起こっていることは、曲った転位が多いことによって示される(Fig.3e)。これは、転位の上昇が起こると転位がすべり面に垂直な方向に変位する(Fig.2a)からである。また転位が重結晶粒界に配列(Fig.3e)することによって、重結晶粒子や再結晶粒子内部の転位密度は比較的強く一様である(Fig.3f)。

さらに温度が上昇するかあるいは歪速度が減少すると、粒界の流動性が増し、回復が転位の上昇と粒界移動の両方によって起こるようになる(領域3)。この場合の粒界移動は、重結晶粒界の界面エネルギーが駆動力となっていると考えられる(Fig.3i; Hirth & Tullis, 1992)。粒子にはコア・マントル構造が発達し重結晶粒子が観察されるが(Fig. 3g)、領域2と比べ粒径が大きく転位密度は低い。また比較的低温で完全に再結晶し、圧縮方向に垂直な方向にやや伸長した定常的な微細構造を形成する(Fig. 3h)。

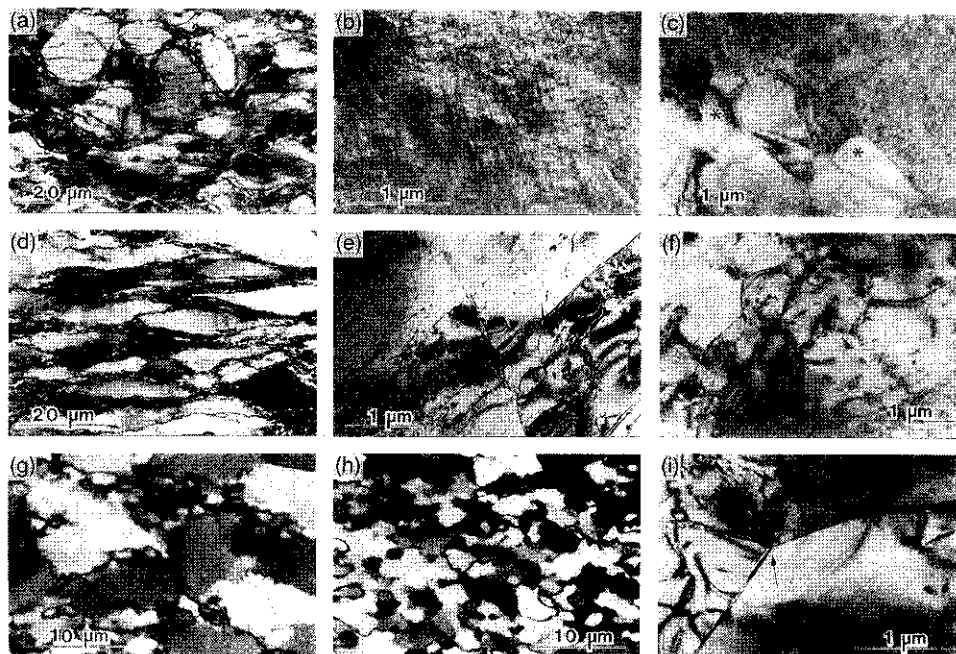


Fig. 3. Microstructures of quartz aggregates deformed in three dislocation creep regimes (Hirth & Tullis, 1992). (a)–(c): regime 1; (d)–(f): regime 2; (g)–(i): regime 3.

(a) Optical micrograph of a sample (initial $\bar{d} \approx 210 \mu\text{m}$, 700°C , 1.5GPa , 10^6s^{-1} , 'as-is', 58% strain) showing irregular patchy extinction, inhomogeneous flattened original grains and extensive grain boundary recrystallization.

(b) TEM micrograph of a sample (initial $\bar{d} \approx 210 \mu\text{m}$, 700°C , 1.5GPa , 10^6s^{-1} , 'as-is', 20% strain) from the core of an original grain with a high density of tangled and straight dislocations.

(c) TEM micrograph of the same sample as (b) showing recrystallization by grain boundary bulging (asterisks).

(d) Optical micrograph of a sample (initial $\bar{d} \approx 210 \mu\text{m}$, 800°C , 1.5GPa , 10^6s^{-1} , 'as-is', 60% strain) showing homogeneously flattened original grains, optically visible subgrains, deformation lamellae, and core and mantle structure.

(e) TEM micrograph of a sample (initial $\bar{d} \approx 100 \mu\text{m}$, 800°C , 1.5GPa , 10^6s^{-1} , 'as-is', 30% strain) showing low density of curved dislocations, subgrain boundaries and subgrains.

(f) TEM micrograph of the same sample as (d) showing recrystallized grains with similar dislocation densities, bounded partly by subgrain boundaries and partly by high angle boundaries.

(g) Optical micrograph of a sample (initial $\bar{d} \approx 100 \mu\text{m}$, 900°C , 1.5GPa , 10^6s^{-1} , water added, 36% strain) showing optically visible subgrains within the original grains and core and mantle structure.

(h) Optical micrograph of a sample (initial $\bar{d} \approx 100 \mu\text{m}$, 900°C , 1.5GPa , 10^6s^{-1} , water added, 57% strain) showing a complete recrystallization of original grains.

(i) TEM micrograph of the same sample as (g) showing a grain boundary migrating towards a subgrain boundary (arrow).

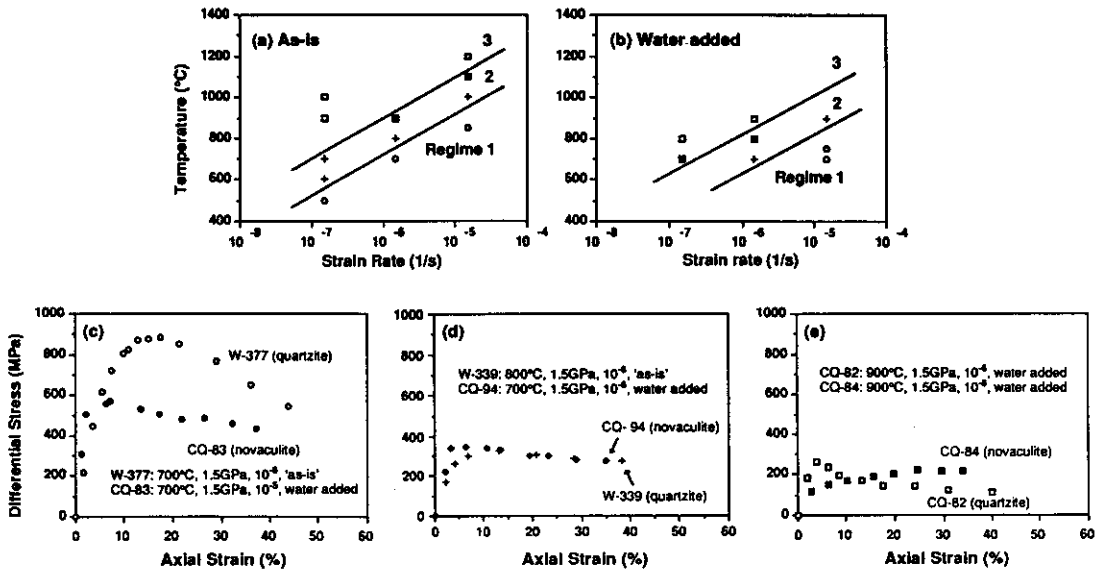


Fig. 4. Three dislocation creep regimes for quartz aggregates, and their mechanical behavior in each regime (Hirth & Tullis, 1992). (a) & (b) Plots of temperature vs strain rate showing the dislocation creep regimes for quartz aggregates deformed 'as-is' (a) and with 0.17 wt% water added (b). Open circle, plus, open square, and filled square symbols represent regime 1, regime 2, regime 3, and gradational between regimes 2 and 3, respectively. (c)–(e) Differential stress vs axial strain curves for samples deformed in regime 1 (c), regime 2 (d), and regime 3 (e). Quartzite samples have average grain sizes of 210 μm (c & d) or 100 μm (e), and novaculite samples have an average grain size of 2 μm .

3つの領域のうち顕著な歪軟化を示すのは領域1のみである(Fig. 4, c-e)。これは、領域1では再結晶粒子は元の粒子に比べ極めて細粒で転位密度も低いのに対し、領域2と領域3では再結晶粒子は元の粒子(亜結晶粒子)と粒径・転位密度において差がないためと考えられる(Hirth & Tullis, 1992)。もともと細粒な多結晶であれば、領域1でも歪軟化の程度は小さい(Fig. 4 c)。領域1と領域2は斜長石についても確認されており(Tullis & Yund, 1985; Tullis, 1990), 領域1における斜長石の塑性変形によって延性剪断帯が形成されることが実験的に示されている(Dell'Angelo & Tullis, 1989; Tullis et al., 1990)。

結晶軸の定向配列

結晶内の特定のすべり面上を特定のすべり方

向に転位が滑動することによって結晶は塑性変形する。すべり面に作用する剪断応力のすべり方向成分(分解剪断応力; Fig. 5)がある臨界値(critical resolved shear stress)に達すると転位は滑動する(Schmidtの法則)。ある応力下では分解剪断応力は結晶の方位に依存し(Fig. 5), 結晶内に臨界分解剪断応力の等しい複数のすべり系がある場合, 分解剪断応力の大きなすべり系が活動しやすい。単一のすべり系を持つ多結晶では, 分解剪断応力の大きい方位の結晶が塑性変形しやすいのに対し, すべり面が主応力軸に垂直な結晶は分解剪断応力がゼロとなり転位は滑動できず変形しない。このように結晶軸の方位によって塑性変形の難易が生じる。従って単一のすべり系を持つ多結晶が塑性変形すると, 分解剪断応力の大きい方位の結晶が容易に変形するのにに対し分解剪断応力が小さい方位の

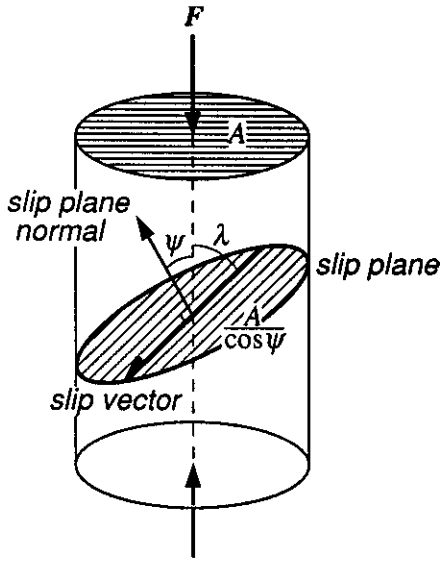


Fig. 5. Cylindrical single crystal under axial load F . A = cross-section area of the crystal. Stress on the slip plane is equal to $(F/A) \cos \psi$, and the resolved shear stress in the slip direction is equal to $(F/A) \cos \psi \cos \lambda$, where $\cos \psi \cos \lambda$ is known as the Schmidt factor. Slip occurs when the critical resolved shear stress (CRSS) is attained (Schmidt's Law). For slip systems with the same CRSS or polycrystals with a single slip system, the relative ease of slip is expressed by the Schmidt factor.

結晶はあまり変形せず、不均質な組織を示す (Fig. 6 a). 実際に底面すべり ($c < a >$) の卓越する条件で塑性変形した石英質岩の場合、 c 軸が短縮方向にほぼ垂直あるいは平行な粒子が変形せずポーフロクラストとして残っていることが実験や天然において報告されている (Fig. 6; Tullis et al., 1973; Bouchez, 1977; Law, 1986).

転位の滑動に伴い結晶は塑性変形するが、周囲の束縛があるため結晶格子の回転が起こる (Fig. 7; 例えば Hobbs et al., 1976). この結果すべり面が短縮方向に垂直に、すべり方向が伸長方向に平行に近づく (Fig. 7). 従って多結晶が塑性変形すると結晶軸の定向配列が生じる。

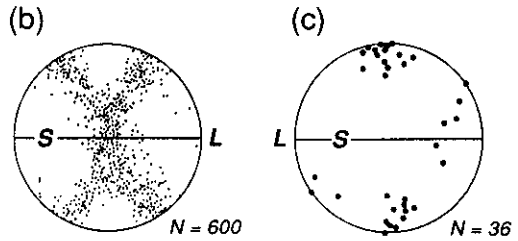
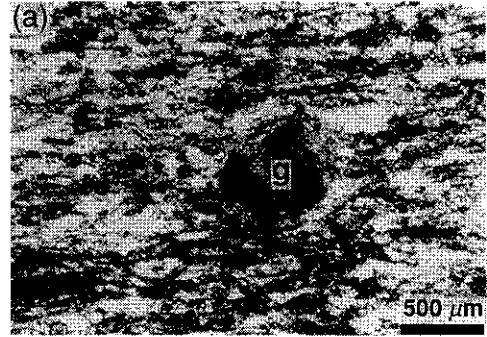


Fig. 6. Relationship between grain flattening and crystallographic orientation in a quartzite mylonite (Law et al., 1986). (a) Optical micrograph showing variably flattened quartz grains and a relatively undeformed globular quartz grain (g). (b) & (c) Quartz c -axis orientations of flattened (b) and globular (c) grains, respectively.

動的再結晶が起こっても、転位の滑動によって変形が進行する限り定向配列を大きく変えるには至らない。剪断変形では、変形の進行とともに歪楕円は回転し伸長方向が剪断面に平行に近づき、個々の粒子の結晶軸は活動するすべり系のすべり面が剪断帯の剪断面にすべり方向が剪断方向に平行になるように定向配列する (Fig. 8; Law et al., 1990). その結果すべり面に作用する剪断応力が増加し転位の滑動がさらに容易になり変形が促進される。このような結晶軸の定向配列による歪軟化は幾何学的軟化あるいはファブリック軟化と呼ばれる (White et al., 1980). 尚ファブリック軟化は竹下 (1986) や Wenk & Christie (1991) によって別の観点から解説されている。

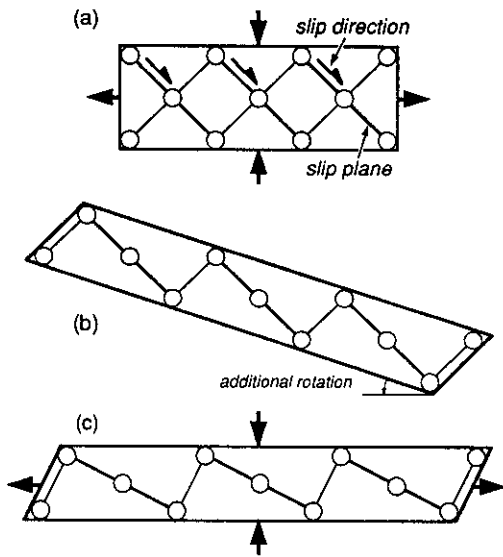


Fig. 7. Lattice reorientation of a crystal as a result of plastic deformation. (a) Part of a crystal to be shortened vertically and stretched horizontally. (b) The crystal deforms by slip without rotation of its crystal lattice, but with a rotation of material lines to produce a strain incompatibility. (c) An additional rotation is required so as to satisfy the strain constraint, which does rotate the crystal lattice so that the slip plane normal and the slip direction come closer to the shortening and stretching directions, respectively.

水の影響

水の存在は、例え微量(1重量%以下)でも著しく塑性変形を促進することが知られており(例えば Griggs & Blacic, 1965; Blacic, 1972; Tullis & Yund, 1980; Mackwell et al., 1985; Karato et al., 1986), 水和軟化 (hydrolytic weakening または water weakening) と呼ばれている。水和軟化は石英において特に顕著で詳細に調べられており, その機構に関しては Paterson (1989) によって詳細にレビューされている。水は水酸基(OH)として格子間に存在して様々な格子欠陥を形成する他, 流体包有物中に分子水として存在する(Fig. 9)ことが知られ

ている (Paterson, 1989)。水の存在形態の特定や含有量の測定には一般に赤外吸収分光法が用いられている (Paterson, 1982) が, 最近開発されたフーリエ変換型顕微赤外吸収分光法によって分解能と性能が一段と向上した (Kronenburg & Wolf, 1990)。石英中の転位の移動には Si-O 共有結合の切断を必要とするが, Si-O-Si 結合が加水分解によって Si-OH : HO-Si 結合に置き換えられて結合力が弱まり, 転位の移動を容易にし水和軟化が起きると考えられてきた (例えば Griggs, 1967)。しかしながら, 石英の水和軟化は分子水の量に強く依存することが近年の赤外分光分析によって明らかとなっている (Kekulawala et al., 1981; Aines et al., 1984; Kronenburg & Wolf, 1990)。分子水は石英中の酸素の拡散を促進することが知られており (Dennis, 1984; Gilletti & Yund, 1984; Farver & Yund, 1991), 従って転位の上昇を促進すると考えられる (Paterson, 1989)。これは石英中の分子水の量が増えると水と石英格子中の酸素の交換が頻繁に行われる為と解釈されている (Farver & Yund, 1991)。単結晶石英の変形実験では, 微小破断の近傍で増殖した転位が水の浸入によって回復し亜結晶粒子が形成されることが示されている (Fitz Gerald et al., 1991)。このように水の存在によって亜結晶粒回転による動的再結晶が促進され, 上述の石英の転位クリープの3つの領域の境界は無水条件下より 100℃程下がる (Fig. 4 b) が, 各領域における微細構造や力学的挙動は無水条件下と変わらない (Hirth & Tullis, 1992)。従って水が破断などを通じて浸入することがあれば, 局所的に塑性変形が進行し延性剪断帯が形成される可能性がある。実際に破断から延性剪断帯が生じた Sierra Nevada の小剪断帯 (Segall & Simpson, 1986) では, 剪断歪の増加とマイロナイト化の進行に呼応して石英粒子中に流体包有物として存在する水の量が増加し (Fig. 10), 破断に沿って浸入した水が塑性変形を促進したことが明らかとなっている (Kronenburg et al., 1990)。

結晶内部に取り込まれた水は塑性変形を促進するが, 粒界に存在する水は圧力溶解を促進す

マイロナイトのレオロジー的考察

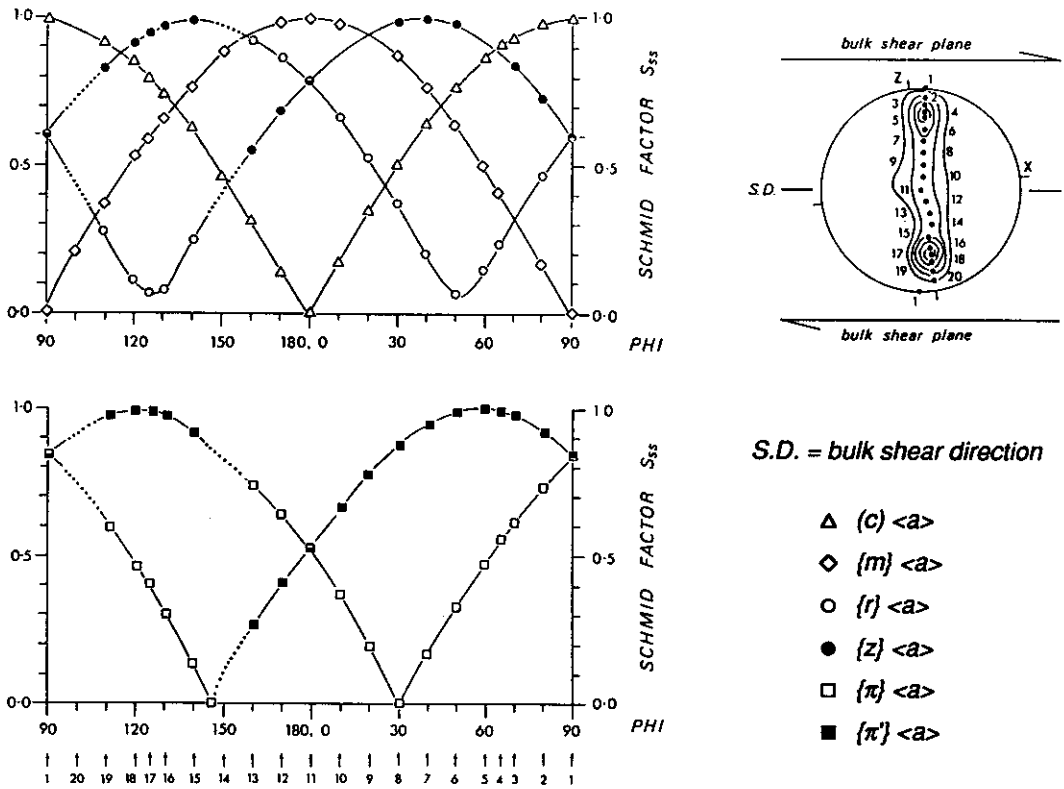


Fig. 8. Schmid factor variations for basal (c), prism (m), rhomb (r and z) and acute rhomb (π and π') $\langle a \rangle$ slip systems associated with individual positions on the c -axis fabric skeleton for a quartz mylonite (Law et al., 1990). For each c -axis position, only the Schmid factor which places an $\langle a \rangle$ slip direction in coincidence with the dominant a -axis point maximum is plotted. Note that preferred c -axis orientations well correspond to those with high Schmid factors for potential active slip systems.

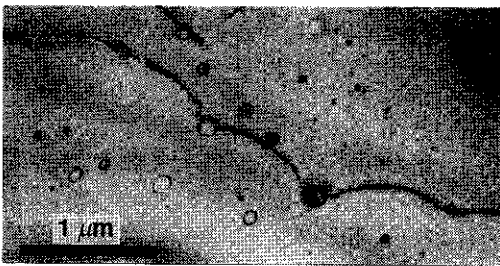


Fig. 9. TEM micrograph of a synthetic quartz crystal showing fluid inclusions in which molecular water is trapped (Paterson, 1989). A dislocation line is also seen.

る(例えば Rutter, 1976, 1983). 温度800°C, 封圧1200MPaの条件の変形実験において水を0.4%含む石英質岩は, 歪速度が $10^{-5} \sim 10^{-6}$ の場合は塑性変形したが, 歪速度が 10^{-7} の場合は微小破断と圧力溶解によって変形した(Den Brok & Spiers, 1991). 後者の場合, 圧縮方向に垂直な粒界には, 圧力溶解に特徴的な流体包有物の並びやチャンネル構造が認められ, また圧縮方向に平行な粒界や引張破断に沿って細粒の自形に近い結晶が成長している(Fig.11; Den Brok & Spiers, 1991). 同一条件で水を加えない試料は塑性変形している(Den Brok & Spiers, 1991)ので, 水が圧力溶解を促進したと考えら

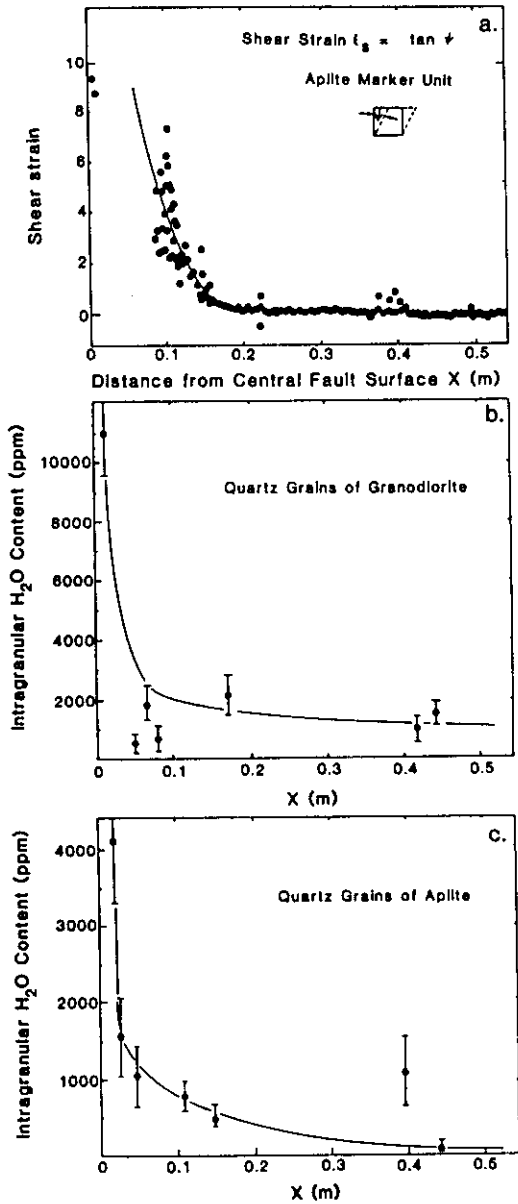


Fig. 10. Profiles of finite shear strain and intragranular water content in quartz grains across a ductile shear zone in the central Sierra Nevada (Kronenberg et al., 1990). Finite shear strains were determined from the deflections of an aplite dike, while water contents were determined using a Fourier transform infrared (FTIR) spectrometer.

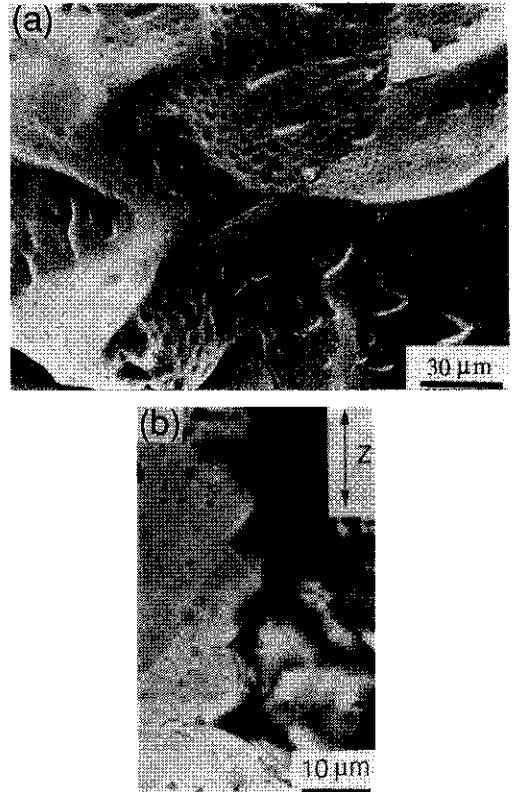


Fig. 11. Pressure solution microstructures in an experimentally deformed quartzite at 800 $^{\circ}$ C, 1.2GPa, 10^7s^{-1} , and 0.4 wt% water added (Den Brok & Spiers, 1991). (a) SEM micrograph of the surface of a quartz grain oriented perpendicular to the shortening direction. Note well developed indentations with fluid inclusions and irregular channel structures. (b) Optical micrograph of syntaxial overgrowth of quartz at a grain boundary parallel to the shortening direction.

れる。圧力溶解は溶液を介した拡散クリープであり (Stocker & Ashby, 1973; Spiers & Schutjens, 1990), 転位クリープから圧力溶解に変形メカニズムが変化すれば強度は著しく減少し歪軟化を起こすはずである。実際, Den Brok & Spiers (1991)の実験では, 水を加えず塑性変形している試料の流動応力が140~200MPaであるのに対し, 水を加えた試料では固体圧の実験装置では検知できない程小さい(<25MPa)。

変成反応

変形は変成反応や相転移によって促進されることが指摘されており(例えば White & Knipe, 1978; Poirier, 1982; Rubie, 1983, 1990; Brodie & Rutter, 1985, 1987), 反応軟化 (reaction weakeningあるいは reaction-enhanced ductility)と呼ばれている。変成反応によって生成した細粒で歪もない粒子は塑性変形を促進する他, 十分に細粒であれば粒界すべりを伴う拡散クリープによる変形も可能にする(White & Knipe, 1978; Rubie, 1983)。後者は蛇紋石の脱水反応において確認されている(Brodie & Rutter, 1987; Rutter & Brodie, 1988b)。Brodie & Rutter (1987)による蛇紋岩の変形実験(温度 500~600°C, 封圧 100~270MPa)では, 蛇紋石の脱水反応に呼応して著しい歪軟化が認められ, 極めて細粒(径 0.1~0.2 μm)の等粒状カンラン石からなる幅 5 μm 程の剪断帯が発達し(Fig. 12), ほぼ線型粘性流動(歪速度の応力指数 ≈ 1)を示した。さらに Rutter & Brodie (1988b)によって得られた活性化エネルギー(240 \pm 40kJ/mol)は, 水を含む細粒カンラン石多結晶の拡散クリープについて見積もられた活性化エネルギー(Karato et al., 1986)にほぼ等しい。これらの事実は, 蛇紋石の脱水反応によって生じた細粒のカンラン石が拡散クリープによって変形していることを支持する。同様な現象が氷の高圧相転移(Kirby et al., 1991)やカンラン石のスピネルへの相転移(Green & Burnley, 1989; Green et al., 1990; Burnley et al., 1991)によっても起こることが指摘されており, マントル中での深発地震の起源と考えられている。

変成反応はまた溶液を介した物質移動を伴うので, 溶液を介した拡散クリープ(圧力溶解)も促進する(Beach, 1982; Rutter, 1983)。反応物が高応力側で溶解して反応が進行し反応物と異なる生成物が反応物の低応力側に析出成長する場合, 非調和圧力溶解 (incongruent pressure solution)と呼ばれる(Beach, 1982)。変成反応では, 応力に誘起される化学ポテンシャル勾配に加えて反応による自由エネルギー変化も化学ポ

テンシャル勾配に貢献して非調和圧力溶解の駆動力となり(Rutter, 1983), 歪軟化を起こすと期待される(Rubie, 1990)。Rutter et al. (1985)は, 応力緩和過程において玄武岩の加水反応に伴って輝石粒子の低応力側に角閃石がファイバー状に成長することを見出し(Fig. 13)非調和圧力溶解現象を実験的に確認したが, これに伴う顕著な歪軟化は認められていない。天然では花崗岩のマイロナイト化に伴うカリ長石のミル



Fig. 12. BSE micrograph of serpentine deformed at 500°C, $P_{\text{total}} = 180\text{MPa}$, and $P_{\text{H}_2\text{O}} = 30\text{MPa}$ (Rutter & Brodie, 1988b). sp = serpentine; ol = olivine; ox = iron oxide. Two narrow (5 μm wide) planar shear zones (white arrows) contain fine-grained (0.1–0.2 μm) olivine. Most of deformation occurred in such shear zones.

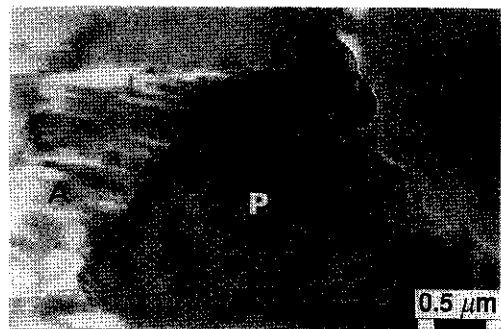


Fig. 13. TEM micrograph showing an oriented overgrowth of amphibole (A) on a pyroxene grain (P) in hydrated basalt during deformation (Rutter et al., 1985).

メカイトへの分解反応が非調和圧力溶解と考えられ (Simpson, 1985; Simpson & Wintsch, 1989), 花崗岩の歪軟化に大きく寄与している可能性が大きい。

脱水反応によって放出される水は, 前述のように塑性変形や圧力溶解を促進する。また, 間隙水圧が増加して有効封圧が減少し, 破壊強度が弱くなり破壊や破砕流動が起こることが, 蛇紋石等で実験的に知られている (例えば Raleigh & Paterson, 1965; Murrell & Ismail, 1976)。しかし後者に関してはマイロナイト形成に至る歪軟化ではない。

金属やセラミックスは相転移に伴って軟化することが知られており, 転移塑性 (transformation plasticity) と呼ばれている (Poirier, 1982, 1985)。これは相転移に伴う体積変化によって局所的に応力が増大し, 転移の移動を促進したり (Greenwood & Johnson, 1965) 転移を増殖する (Poirier, 1982; Paterson, 1983) ことによると考えられている。鉱物の反応や相転移においても同様の軟化の可能性が指摘されている (Sammis & Dein, 1974) が, 実際に報告された例はない。1回の反応や相転移によって起こる軟化は微量であることから, これによって顕著な歪軟化が起こるとは考えにくい (Rubie, 1990)。

マイロナイトに発達する微細構造

ここでは, 従来記載された等方的な単鉱岩 (monomineralic rocks) あるいは多鉱岩 (polymineralic rocks) を源岩とする天然のマイロナイト, あるいは変形実験によって形成されたマイロナイト様岩に発達する微細構造と石英ファブリックについて要約する。

単鉱岩

単一鉱物からなる岩石または多結晶体の延性剪断変形とマイロナイト化に関する記載は, 天然では石英質岩 (例えば Hobbs et al., 1976; Bouchez, 1977; Law et al., 1984, 1986), 石英脈 (Mancktelow, 1987a, b; Law et al., 1990), 石灰

岩 (例えば Schmid et al., 1981; Heitzmann, 1987; van der Pluijm, 1991), 氷 (Hudleston, 1977, 1980), 実験では石英 (Dell'Angelo & Tullis, 1989; Masuda, 1989; Ralser, 1990), 長石 (Tullis & Yund, 1985; Tullis et al., 1990), 方解石 (Rutter & Rusbridge, 1977; Friedman & Higgs, 1981; Kern & Wenk, 1983; Schmid et al., 1987), 氷 (Kamb, 1972; Bouchez & Duval, 1982), 岩塩 (Shimamoto & Logan, 1986; Knapp et al., 1987; Hiraga & Shimamoto, 1987) 等について行われている。

マイロナイト化に伴う微細構造変化には以下のような特徴がある。ここではプロトマイロナイト, マイロナイト, ウルトラマイロナイトの3つの段階 (Sibson, 1977) に分けて述べる。

プロトマイロナイト: 天然・実験を問わず, まず塑性変形による粒子の偏平化と伸長が起こり, これによって特徴づけられる面構造 (S面) と線構造が形成される (Fig. 14a)。石英の場合粒子の偏平化は一律ではなく, 偏平な粒子とあまり変形していない粒子とが混在する (Fig. 14a)。著しく偏平化した粒子はリボン状を呈する。偏平化しない粒子は, *c*軸が短縮方向にほぼ垂直あるいは平行な分解剪断応力の小さい粒子である (Fig. 6; Bouchez, 1977; Law et al., 1984, 1986)。

マイロナイト: 変形が進行すると, 多くの場合粒界で亜結晶粒回転による動的再結晶が起こり始め, コア・マントル構造を形成する (領域2の塑性変形)。偏平化していない粒子は丸い粒子として残り, ポーフイロクラストと成る (Fig. 14b)。動的再結晶が進むと, 再結晶粒子から成る細粒の基質中にポーフイロクラストが存在する組織を示し, ポーフイロクラスト周囲の低歪の領域にはプレッシャーシャドウが生じる (Fig. 14b)。マイロナイトでは, 塑性変形した粒子の形態に加えてプレッシャーシャドウの伸長方向が面構造・線構造を特徴づけている。プレッシャーシャドウ充填物がポーフイロクラストから派生したものであればテイルと呼ばれる (Passchier & Simpson, 1986)。粒界移動による動的再結晶 (領域1の塑性変形) によっても,

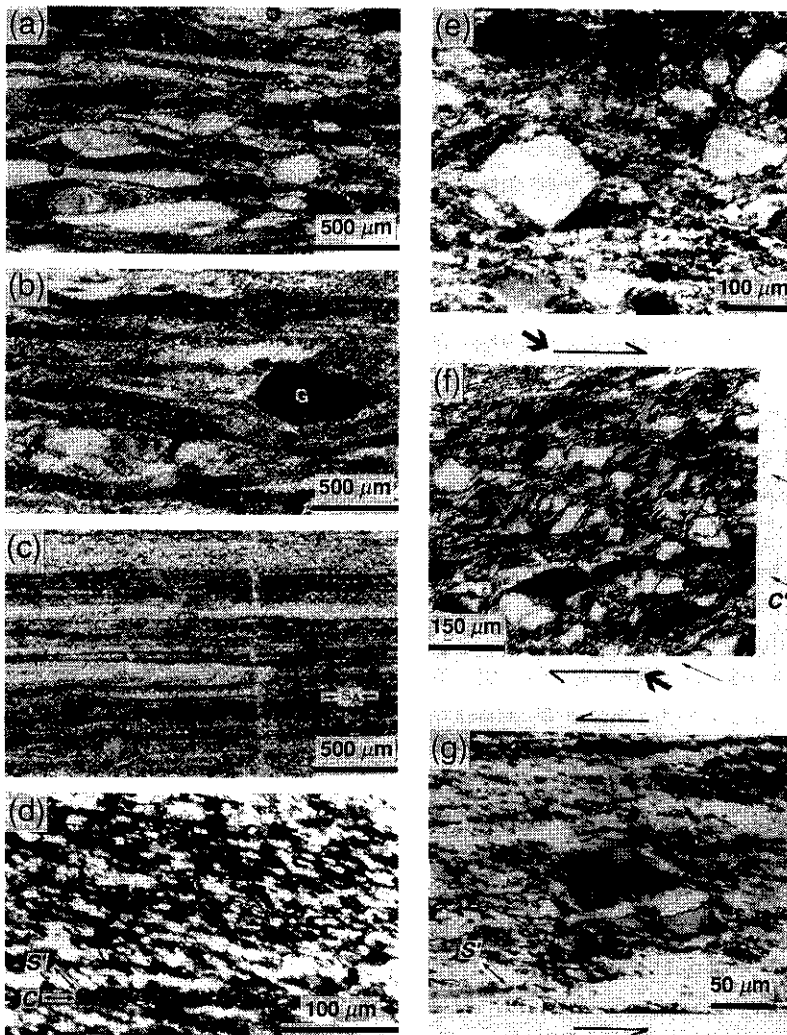


Fig. 14. Microstructures of monomineralic mylonites. All sections are cut perpendicular to foliation and parallel to lineation. Shear sense is sinistral except for (e) which is deformed in axial compression. (a)–(c) Optical micrographs showing a microstructural evolution in quartz mylonites at Stack of Glencoul of the Moine thrust zone, NW Scotland (Law et al., 1986).

(a) Protomylonite composed of variably flattened grains whose preferred alignment defines foliation.

(b) Mylonite showing porphyroblast-in-matrix microstructure composed of globular grains (g) as porphyroclasts and matrix of ribbon grains and dynamically recrystallized grains.

(c) Ultramylonite mainly composed of dynamically recrystallized grains. Domains of recrystallized grains with similar crystallographic orientation represent highly elongate relict quartz grains.

(d) Optical micrograph of a quartzite ultramylonite at Loch Eriboll of the Moine thrust zone, NW Scotland, showing preferred alignment of elongate recrystallized quartz grains defining an S' surface (Law et al., 1984).

- (e) Optical micrograph of an albite aggregate experimentally deformed in dislocation creep regime 1 (1100°C, 1.5GPa, 10^{-5}s^{-1} , 86%strain), showing porphyroclast-in-matrix microstructure (Tullis, 1990).
- (f) Optical micrograph of an experimentally sheared quartzite (800°C, 1.5GPa, 10^{-7}s^{-1} , 13% strain) showing extensional shear (C') surfaces as indicated by thin arrows (Dell'Angelo & Tullis, 1989). The compression direction is indicated by thick arrows, and the shear zone boundary is horizontal.
- (g) Optical micrograph of an experimentally sheared quartzite (800°C, 1.5GPa, 10^{-6}s^{-1} , 50% strain) showing preferred alignment of elongate recrystallized grains (S'-surface) oblique to the flattened and sheared original grains with their long axes subparallel to the horizontal shear zone boundary (C-surface). After Dell'Angelo & Tullis (1989).

やはり細粒の再結晶粒子とポーフィロクラストから成る組織を示す(Fig.14e; Tullis & Yund, 1985; Tullis, 1990). 石英質岩の変形実験では、剪断面に対してほぼ30°傾斜するリーデル剪断方向のC'面(shear band; Platt & Vissers, 1980; White et al., 1980)が生じている(Fig.14f; Dell'Angelo & Tullis, 1989). C'面は、岩塩の変形実験では剪断歪がある臨界値に達すると生じる(Shimamoto & Logan, 1986; Hiraga & Shimamoto, 1987). 面構造が著しく発達した天然の石英質岩マイロナイトにもC'面が生じており共役を成す場合もある(Law et al., 1984, 1986).

ウルトラマイロナイト: さらに動的再結晶が進行すると、ほとんど再結晶粒子から成る組織を示す(Fig.14c). 天然の場合再結晶粒子は、等粒状の場合(例えばHobbs et al., 1976; Etheridge & Wilkie, 1979; Heitzmann, 1987)と、やや伸長し剪断面に対して剪断方向から20~40°の形態定向配列を示す場合(Fig.14d; Law et al., 1984, 1986, 1990; Mancktelow, 1987a, b)がある。また van der Pluijm (1991)が記載した大理石マイロナイトでは、変形の進行とともに比較的粗粒(径100~200 μm)の等粒状組織から細粒(径30~70 μm)の形態定向配列を示す組織、さらに極細粒(径10~30 μm)の等粒状組織へと変化している。剪断変形実験では、転位クリープによる変形では形態定向配列を示す定常組織が形成されている(Schmid et al., 1987; Dell'Angelo & Tullis, 1989; Masuda, 1989)が、拡散クリープによる変形では等粒状の組織が形成されている(Schmid et al., 1987)。ここでは、動的再結

晶粒子の形態定向配列によってやや弱く発達する面構造をS'面と呼ぶことにする。S'面の発達するウルトラマイロナイトには、C面と呼ばれる剪断面にはほぼ平行な面構造が発達して複合面構造を形成する。この複合面構造はLister & Snoke (1984)によってタイプIIのS-C構造と呼ばれているものであり、ここではS'-C構造と呼ぶことにする。Cは仏語の cisaillement (英語では shear)の頭文字である。C面は、リボン状に著しく偏平化した元の粒子の伸長方向(Law et al., 1986; Mancktelow, 1987b; Dell'Angelo & Tullis, 1989)や、形態定向配列を示す粒子より細粒で等粒状の再結晶粒子や不純物の配列(Law et al., 1984, 1990; Schmid et al., 1987; van der Pluijm, 1991)によって特徴づけられる。

マイロナイト化に伴うファブリックの変化は、Moine 衝上断層沿いの石英質岩に関して方位分布関数(orientation distribution function: ODF)を用いて極めて詳細に解析されている(Law et al., 1984, 1986, 1990)。プロトマイロナイトでは石英のc軸は面構造に対称なタイプIのクロスガードルパターン(Lister, 1977)を示し、a軸は線構造をはさんだ2点集中を示すが、S'-C構造を示すウルトラマイロナイトではc軸が面構造に非対称で剪断面にはほぼ垂直な大円ガードルa軸が剪断方向にほぼ平行な1点集中へと、剪断歪の増加に伴い漸移的に変化する(Fig.15; Law et al., 1986, 1990)。一方、細粒等粒状組織のウルトラマイロナイトでは結晶軸の定向配列は弱い(Behrmann, 1985)。石英多結晶

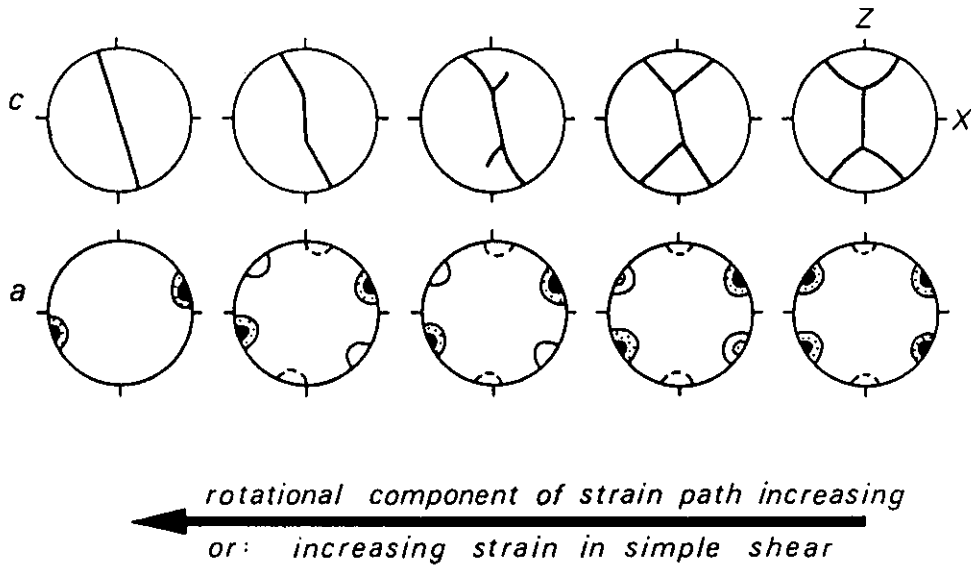


Fig. 15. Evolution of quartz *c*- and *a*-axis fabrics in simple shear (Schmid and Casey, 1986). *C*-axis fabrics are represented by fabric skeletons, and *a*-axis fabrics by contours. Foliation (*XY*) is perpendicular to the page, and lineation (*X*) lying within foliation is horizontal in all projections.

の剪断変形実験(Dell'Angelo & Tullis, 1989)では、*c*軸は低剪断歪($\gamma < 2$)で面構造にほぼ対称なタイプIのクロスガードルパターンを示すが、剪断歪が増加すると($\gamma > 2$)面構造にほぼ垂直で剪断方向に最大集中域をもつ非対称な点集中パターンを示す。

多鉱岩

複数の鉱物から成る等方的な岩石の延性剪断変形とマイロナイト化に関する記載は、天然では花崗岩質岩(例えばBerthé et al., 1979a, b; Simpson, 1983, 1985; Takagi, 1986; Vauchez, 1987; Handy, 1990), ハンレイ岩(Watts & Williams, 1983; 豊島, 1992), カンラン岩(例えばBoullier & Gueguen, 1975; Nicolas, 1986)等が、実験では硬石膏-岩塩(Ross et al., 1987), 石灰岩-岩塩(Jordan, 1987), 石英-長石(Dell'Angelo & Tullis, 1989; Tullis et al., 1990)について行われている。ここでは、記載が豊富な花崗岩質マイロナイトと実験によって生成し

たマイロナイト様岩の微細構造について記載する。

多鉱岩の変形では、鉱物による強度の差によって不均質な微細構造が生じる。すなわち、軟らかい鉱物は塑性変形によって偏平化するのに対し、硬い鉱物はあまり変形せず破断を生じたりポーフィロクラストとして残る。鉱物の強度は劈開の有無等鉱物固有の変形特性と変形条件(特に温度)によって決まるので、温度によって発達する微細構造も異なってくる。一般に温度の上昇によって硬い鉱物も塑性変形するようになるので、多鉱岩はより均質に変形するようになる。

また鉱物による強度の差は、微細構造ばかりでなく力学的挙動にも影響する。全体の強度は軟らかい鉱物の量の増加とともに非線型に減少する(Handy, 1990)。また軟らかい鉱物が少量(約20体積%)しかなくても、これらが塑性変形によって偏平化して面構造が発達すると強度が低下し顕著な歪軟化が起こる(foliation

weakening)ことが、実験的に知られている(Ross et al., 1987; Jordan, 1987). これは、変形が軟らかい鉱物から成る層に集中するためである(Jordan, 1988; Handy, 1990).

さらに変成反応によって鉱物組成が変化すれば、それに応じて岩石の組織や強度も変化するはずである。

花崗岩質マイロナイトに発達する微細構造には、以下のような特徴がある。ここでは主として長石の挙動に基づき、緑色片岩相、緑簾石一角閃岩相～下部角閃岩相、上部角閃岩相～グラニュライト相の3つの変成度に分けて述べる。

緑色片岩相：偏平な石英粒子と雲母の定向配列によって面構造が、石英粒子の伸長によって線構造が形成される。石英粒子は変形の進行とともに著しく偏平化しリボン状を呈し、また動的再結晶によって細粒化する(Fig.16a; Handy, 1990). 動的再結晶が進んだ石英リボン中にはS-C構造が発達する(Simpson, 1985). 長石は一般に破断によって細粒化し、丸みを帯びたポーフィロクラストを形成する。そして細粒の石英雲母質の基質と長石ポーフィロクラストから成る組織を示す。長石ポーフィロクラスト周囲のプレッシャーシャドウは主として再結晶石英によって充填される(Fig.16a). 一方長石の変質が認められるマイロナイトでは、長石は白雲母や緑簾石に分解しこれらが細粒の基質を形成するフィロナイトとなったり(Fig.16b; O'hara, 1988; Janecke & Evans, 1988; Handy, 1990), アルバイトに分解して細粒の基質を形成するウルトラマイロナイトとなっている(Kerrick et al., 1980; Stünitz & Fitz Gerald, 1993).

緑簾石一角閃岩相～下部角閃岩相：この条件下ではカリ長石に富む花崗岩に縞状構造が発達するのに対し、カリ長石に乏しい花崗閃緑岩には発達しない(Fig.16, j & c; Takagi, 1986). 花崗閃緑岩に発達する微細構造は緑色片岩相の場合と基本的に大きな変化はないが、長石に波状消光など塑性変形の痕跡が認められるようになる。花崗岩には、短縮方向にほぼ垂直なS面と剪断面に平行なC面から成るタイプIのS-C

構造(Fig.16d; Lister & Snoke, 1984)と呼ばれる複合面構造が発達する(Berthé et al., 1979a; Simpson, 1985). S面は石英リボン、雲母の定向配列及びカリ長石ポーフィロクラストの伸長によって規定され、C面は細粒層と呼ばれる層状の細粒カリ長石・斜長石・石英の集合体と層状の細粒雲母、さらにこれらと平行に伸びた石英リボンによって特徴づけられる(Fig.16h; Simpson, 1985; Simpson & Wintsch, 1989; Yamagishi, 1993). C面に平行な石英リボン中にはS'-C構造が発達する(Fig.16h). S面からC面への漸移が観察される(Fig.16i)ことから、C面付近は高剪断歪の領域と考えられる(Berthé et al., 1979a; Lister & Snoke, 1984). 線構造は石英リボンとプレッシャーシャドウあるいはテイルの伸長によって規定されるが、C面上には剪断方向に平行な擦痕様の線構造(ridge-in-groove lineation; Lin & Williams, 1992)も発達する(Fig.16g). S-C構造の発達する花崗岩マイロナイトでは、細粒カリ長石がプレッシャーシャドウやテイル、破断した斜長石間、細粒層中の石英・斜長石の粒間を充填している(例えばFig.16, i-l). この細粒カリ長石は、動的再結晶によって細粒化したものではなく溶液から析出したものである(Yamagishi, 1993). また、カリ長石ポーフィロクラストの短縮方向にほぼ垂直な粒界にミルメカイトが生じており(Fig.16h; Simpson, 1985), このミルメカイトがテイルを充填する細粒カリ長石と混合して細粒層を形成し、この細粒層に剪断歪が集中してC面が発達する(Fig.16i; Yamagishi, 1993). 変形の進行とともに、S面とC面の成す角が減少し、またC面の間隔も狭くなってS面が不明瞭となって(Fig.16, d-f; Berthé et al., 1979a, b; Vauchez, 1987), 細粒層と石英リボンの互層した縞状組織を示すマイロナイトやウルトラマイロナイトとなる(Fig.16, e, f & j; Behrmann & Mainprice, 1987). 面構造が発達したマイロナイトやウルトラマイロナイトにはC面が発達する(Fig.16, e & f; Berthé et al., 1979b; Vauchez, 1987; O'Brien et al., 1987). その方向は面構造に対してほぼ一定である

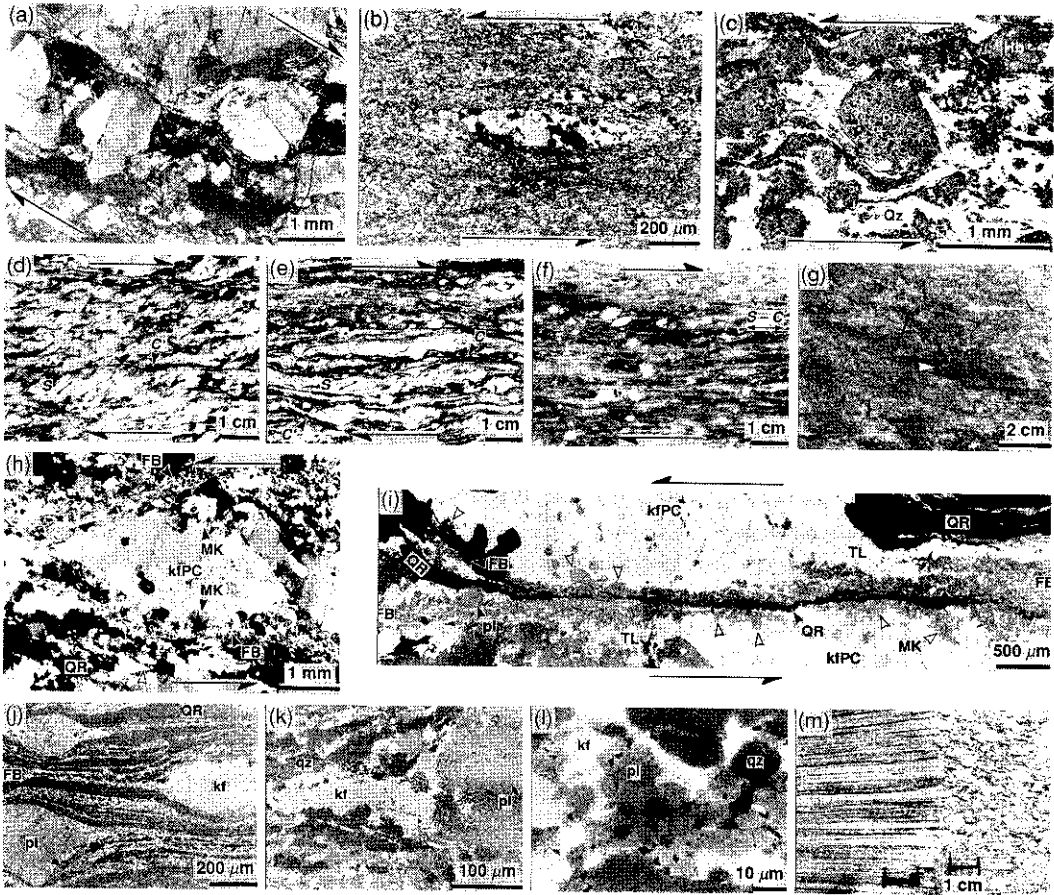


Fig. 16. Microstructures in granitic mylonites deformed under various metamorphic conditions. All but (g) and (m) are sections cut parallel to foliation and perpendicular to lineation. Shear sense is indicated by a pair of arrows if known. Abbreviations: Qz or qz = quartz; Pl or pl = plagioclase; kf = K-feldspar; Hb = hornblende; MK = myrmekite; kFPC = K-feldspar porphyroclast; QR = quartz ribbon; FB = fine-grained band.

(a) Optical micrograph of a greenschist facies quartz-diorite mylonite from the Pogallo line, northern Italy (Handy, 1990). Partly dynamically recrystallized quartz ribbons form a mylonitic foliation and dominate pressure shadows around feldspar porphyroclasts which show intragranular and transgranular fractures.

(b) Optical micrograph of a phyllonite from the Pogallo line, northern Italy, deformed under hydrous greenschist facies conditions (Handy, 1990). Fine-grained matrix is mainly composed of white mica and clinozoisite produced by break down reaction of feldspar. A dynamically recrystallized relict quartz grain in the center form a porphyroclast.

(c) Optical micrograph of a lower amphibolite facies quartz diorite mylonite from the Median Tectonic Line, central Japan (Takagi, 1986). Stained thin section. Foliation is not well developed. Pressure shadows are filled with dynamically recrystallized quartz grains.

(d)–(f) Polished surfaces of granite protomylonite (d), mylonite (e) and ultramylonite (f) from the South Armorican Shear Zone, French Brittany (Berthé et al., 1979b). With increasing deformation the $S \Delta C$ angle decreases so that $S-C$ structure becomes less obvious, and C' surface appears.

- (g) Ridge-in-groove slickenside striae on a C-surface in a granite S-C mylonite from the Eastern Highlands shear zone, Nova Scotia (Lin & Williams, 1992).
- (h) BSE micrograph of a granite S-C mylonite clast from the Chichibu basin, central Japan (Yamagishi, 1993). Myrmekite lobes occur around a K-feldspar porphyroclast on the sides parallel to S-surfaces, and are connected with fine-grained bands. S'-C structure is recognized within a quartz ribbon parallel to the horizontal C-surface.
- (i) BSE micrograph of a granite S-C protomylonite in the Funatsu Shear Zone, central Japan (Yamagishi, 1993). Shear strain is localized into fine-grained bands originated from myrmekite and K-feldspar precipitated at porphyroclast tails, both of which are the products of the myrmekite-forming reaction. Note that a quartz ribbon is boudinaged and deflected into the incipient C-surface, and therefore that ribbon quartz is stronger than fine-grained bands.
- (j) - (l) BSE micrographs of a banded quartz-feldspar mylonite from the Cucamonga fault zone, southern California (Behrmann & Mainprice, 1987).
- (j) Alternated quartz ribbons and fine-grained bands form banded structure. Note that fine-grained K-feldspar dominates both K-feldspar and plagioclase tails.
- (k) Plagioclase porphyroclast tail filled with K-feldspar. K-feldspar also interstitially fills in fine-grained bands.
- (l) Close-up view of a fine-grained band. Quartz occurs as globular grains enclosed by plagioclase, which is in turn interstitially filled with K-feldspar.
- (m) Perspective view of a granulite facies quartz-feldspar mylonite in the southern Adirondacks, New York (McLelland, 1984). The left-hand surface is perpendicular to foliation and parallel to lineation, and the right-hand surface is normal to lineation. Note that extremely elongated ribbons of both quartz (dark) and K-feldspar (white) mark strongly lineated structure.

(Takagi, 1992).

上部角閃岩相～グラニュライト相：この条件下では長石も塑性変形し (Voll, 1976; White & Mawer, 1986; Bell & Johnson, 1989), 石英と長石はともに偏平化し動的再結晶によって細粒化する。偏平化した粒子はリボン状となり, 石英・長石リボンの互層から成る縞状組織を示す (Fig.16m; MacLellan, 1984; Bell & Johnson, 1989). 長石ポーフィロクラストの周囲には再結晶長石から成るテイルが伸びる。面構造・線構造はリボン状の石英・長石と再結晶雲母の配列によって規定され, 比較的均質な組織を示す。

石灰岩-岩塩 (Jordan, 1987), 硬石膏-岩塩 (Ross et al., 1987) の剪断変形実験では, 岩塩が塑性変形し石灰岩と硬石膏は破碎と双晶によって変形している。まず岩塩の塑性変形による粒子の偏平化が起こり, これによって特徴づけられる短縮方向に垂直な面構造が形成される (Fig.17a)。石灰岩 (硬石膏) が一定量以上ある

場合, 石灰岩 (硬石膏) 中には剪断面にほぼ平行な剪断破断が生じ, 岩塩粒子はこの破断と接するところで剪断方向に引き延ばされて高剪断歪の延性剪断帯 (C 面) を形成する (Fig.17, a & b; Jordan, 1987)。剪断破断は, リーデル剪断方向にも生じる (C' 面; Fig.17b; Jordan, 1987)。変形が進行すると岩塩粒子が剪断帯に沿って連結する。岩塩量が比較的多いと (30~50体積%) 石灰岩や硬石膏は岩塩基質中に孤立するポーフィロクラストとなり, 破碎による細粒のテイルが非対称に周囲に伸びる (Fig.17c; Jordan, 1987; Ross et al., 1987)。このテイルと偏平化した岩塩粒子からなる面構造 (S 面) は, 剪断帯と接するところで剪断方向 (C 面方向) に屈曲し, S-C 構造を形成する (Fig.17, a & b)。Jordan (1987) の論文中には言及されていないが, 論文に掲載された微細構造を見る限り, C' 面は S 面と C 面の成す角が 25° 以下で形成されている。

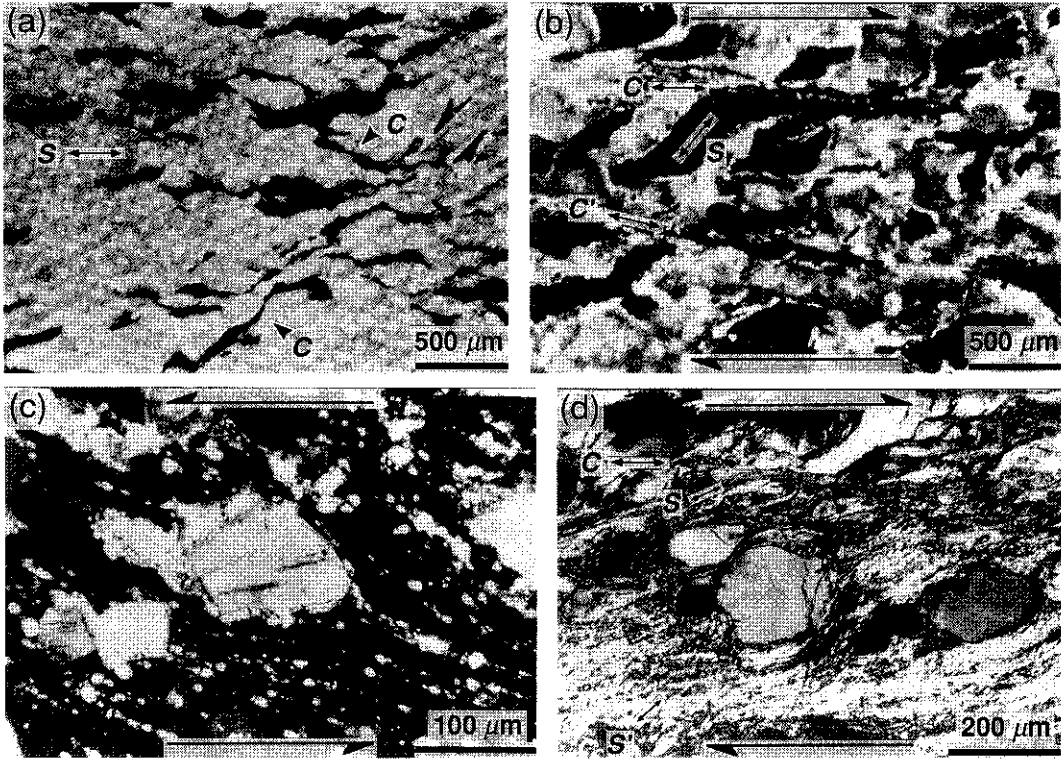


Fig. 17. Microstructures of experimentally deformed biminerals. (a) Optical micrograph of a limestone-halite aggregate with 24 vol% halite (black) deformed coaxially at room temperature (Jordan, 1987). *S*-surface is defined by halite grains elongated horizontally. A conjugate shear system develops by cataclastic failure within calcite matrix, and halite grains are sheared into the cataclastic shear zones to form *C*-surfaces. (b) Optical micrograph of a limestone-halite aggregate with 55 vol% halite deformed in dextral simple shear up to $\gamma = 1.6$ at room temperature (Jordan, 1987). *S*-surfaces are defined by elongate halite and limestone grains. Halite grains are also sheared into cataclastic shear zones to define *C*- and *C'*-surfaces. (c) Optical micrograph of an anhydrite-halite aggregate sheared at 300°C, 200MPa, and 10^{-5}s^{-1} (Ross et al., 1987). Note anhydrite porphyroclasts with asymmetric finer-grained tails. (d) Optical micrograph of a quartz-feldspar aggregate sheared at 900°C, 1500MPa, and 10^{-6}s^{-1} to $\gamma = 2.4$ (Dell'Angelo & Tullis, 1989). *S*-surfaces are defined by the long axes of feldspar porphyroclasts and quartz ribbons subparallel to that direction. *C*-surfaces are defined by finely recrystallized feldspar tails and quartz ribbons parallel to those tails. Note *S'*-surfaces defined by elongate recrystallized quartz grains within quartz ribbons.

石英長石岩の剪断変形実験(Dell'Angelo & Tullis, 1989)では、石英が領域2、長石が領域1の塑性変形をしている。長石ポーフロクラストの周囲には動的再結晶した細粒長石のテイルが非対称に伸び、元の石英粒子は著しく扁平化してリボンを形成し、このテイルとリボンの

互層が剪断面に平行な*C*面を特徴づけている(Fig.17d; Dell'Angelo & Tullis, 1989)。石英リボン中の動的再結晶粒子は剪断面と30~40°の形態定向配列を持ち*S'*面を形成している(Fig.17d)。

天然の花崗岩マイロナイトに発達する石英の

ファブリックは、単鉱岩と基本的に変わらず(例えば Schmid & Casey, 1986)、マイロナイト化によって定向配列が顕著になるが、ウルトラマイロナイトあるいはフィロナイトでは著しく弱い(Fig.18a; 例えば Wenk & Pannetier, 1990). 一般に変形の進んだマイロナイトでは、緑色片岩相で面構造にほぼ垂直な c 軸の大円ガードル(Fig.18b), 緑簾石-角閃岩相-下部角閃岩相で面構造に平行で線構造に垂直な Y 軸周辺に c 軸が集中し(Fig.18c; Berthé et al., 1979b; Vauchez, 1987), 上部角閃岩相-グラニュライト相では線構造に平行な X 軸周辺に c 軸の集中が生じている(Fig.18e; Mainprice et al., 1986; Blumenfeld et al., 1986). しかし単鉱岩と違い不均質な組織を反映し、石英ファブリックも同一試料中で領域によって異なっている。例えば花崗岩 $S-C$ マイロナイト中の石英の c 軸は、 S 面に平行なりボン中では S 面に対して対称なタイプ I のクロスガードルを示し、 C 面に平行なりボン中では C 面にほぼ垂直なガードルパターンを示すが、細粒層中の石英には明瞭な c 軸の定向配列は認められない(Fig.18c; Berthé et al., 1979b; Krohe, 1990; Yamagishi, 1993). また縞状花崗岩マイロナイトにおいても、リボン中の石英の c 軸は面構造にほぼ垂直なガードルパターンを示すのに対し、細粒層中の石英は明瞭な c 軸の定向配列を示さない(Fig.18d; Behrman & Mainprice, 1987).

議 論

歪軟化と延性剪断帯形成

単鉱岩のマイロナイト化は、ファブリック軟化と動的再結晶を通じて起こっている。プロトマイロナイトにおける粒子の偏平化と結晶軸方位との関係(Fig. 6)は、動的再結晶の起こらない低歪あるいは低温の条件下ではファブリック軟化が唯一の歪軟化機構であることを示している。動的再結晶の起こる条件下では、分解剪断応力の大きい粒子はよく変形して動的再結晶も進行しさらに歪軟化を促すことになり、ファブリック軟化と動的再結晶による歪軟化は無関係

ではない。しかし単鉱岩の場合マイロナイトの特徴である細粒化は動的再結晶によっており、動的再結晶はマイロナイト化に必要な歪軟化機構と考えられる。もっともファブリック軟化と動的再結晶が如何に歪軟化に寄与しているか識別は困難である。ファブリック軟化や動的再結晶はそれ自体では一般に歪の局所化には至らず、延性剪断帯の形成には局所的にファブリック軟化や動的再結晶が起こる必要がある。実験では剪断破壊によって生じた細粒破碎物にファブリック軟化や動的再結晶が起こっていることが確認されており(Ralsler, 1990; Tullis et al., 1990), 脆性破壊が局所的な歪軟化のきっかけとなっている。例外として粒界移動による動的再結晶が起こった場合、再結晶粒子に歪が集中して歪の局所化が起こる可能性がある(Tullis & Yund, 1985)が、まだ確認されていない。

天然の単鉱岩マイロナイトでは、水や反応による歪軟化の例は報告されていない。しかし実験によって確認されている様に、破断を通じた局所的な水の浸入や、脱水分解あるいは高压相転移によって延性剪断帯が形成される可能性がある。特に前者は地殻中上部では有力な歪局所化の要因であろう(Tullis et al., 1990). 後者は沈み込むスラブ内部において重要である(Rutter & Brodie, 1988b; Green & Burnley, 1989; Kirby et al., 1991; Ito & Sato, 1992).

多鉱岩の剪断変形実験では、脆性鉱物の剪断破壊と延性鉱物のファブリック軟化と動的再結晶(Ross et al., 1987; Jordan, 1987), 剪断破壊とこれに続く細粒破碎物の動的再結晶(Tullis et al., 1990), および粒界移動による動的再結晶(Dell'Angelo & Tullis, 1989)によって延性剪断帯が形成されている。特に粒界移動による長石の動的再結晶(領域 1 の塑性変形)は顕著な歪軟化をもたらし、地殻の延性剪断帯形成において重要であると主張されている(Tullis & Yund, 1985; Tullis et al., 1990). 無水で反応が起こらない条件下では確かにそうかもしれないが、天然の地殻の延性剪断帯では以下に述べるように普遍的に水を含み反応が起こっている。

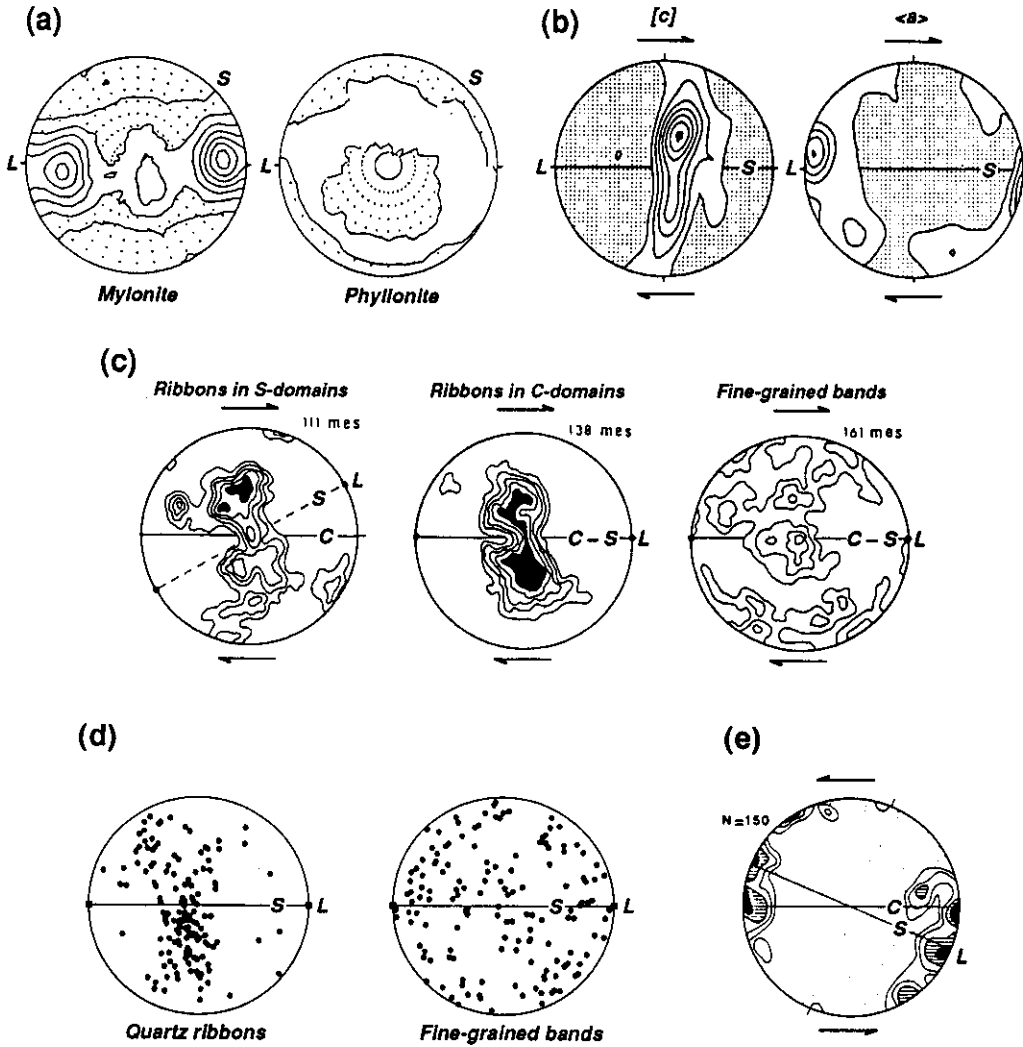


Fig. 18. Quartz crystallographic fabrics in granitic mylonites. *L*, *S* and *C* denote lineation, foliation and *C*-surface, respectively. A pair of arrows indicate known shear sense. (a) Neutron determined *a*-axis fabrics of a granite mylonite (left) and a phyllonite (right) from the Santa Rosa mylonite zone, southern California (Wenk & Pannetier, 1990). (b) X-ray determined *c*- and *a*-axis fabrics of a lower greenschist facies pegmatite mylonite from the easternmost Axial Zone of the Pyrenees, northeast Spain (Schmid & Casey, 1986). (c) Optically measured *c*-axis fabrics of a granite *S*-*C* mylonite from the South Armorican Shear Zone, French Brittany (Berthé et al., 1979b). (d) Optically measured *c*-axis fabrics of a banded granite mylonite from the Cucamonga fault zone, southern California (Behrmann & Mainprice, 1987). (e) Optically measured *c*-axis fabrics of an upper amphibolite to granulite facies granitic mylonite from the Central Vosges massif, central France (Blumenfeld et al., 1986).

天然の花崗岩マイロナイトの微細構造からは、少なくとも緑色片岩相～下部角閃岩相の条件下において水や変成反応が重要な歪軟化機構であることが示唆される。緑色片岩相では、破断に沿って局所的に浸入した熱水が塑性変形と変質を促進してマイロナイトを形成している例が報告されている (Segall & Simpson, 1986; Kronenburg et al., 1990)。また、長石の分解反応によって生じた生成物(アルバイトや白雲母)から成る細粒基質に歪が集中してウルトラマイロナイトやフィロナイトを形成する 경우가多い (例えば Kerrich et al., 1980; O'hara, 1988; Janecke & Evans, 1988; Stünitz & Fitz Gerald, 1993)。さらに緑簾石一角閃岩相～下部角閃岩相では、カリ長石ポーフィロクラストの非調和圧力溶解によって生じたミルメカイトと細粒カリ長石から成る細粒層に歪が集中してC面が発達してS-Cマイロナイトを形成し、さらに反応と変形が進行すると石英リボンと細粒層から成る縞状のマイロナイトやウルトラマイロナイトを形成する (Behrmann & Mainprice, 1987; Simpson & Wintsch, 1989; Yamagishi, 1993)。いずれの場合も反応は熱水溶液を介して行われており、反応軟化と水和軟化は密接に関連していると考えられる。また石英リボンは動的再結晶により細粒化するものの、むしろ細粒の反応生成物が基質を形成しそこに変形が集中している (Fig. 16, b & i)。従って、動的再結晶よりは反応軟化が歪の局所化に大きく寄与していると考えられる。

さらに間接的ではあるが、延性剪断帯が局所的な溶液移動と反応の場であったことは、全岩化学組成や酸素同位体組成からも示唆される。マイロナイト化に伴う主成分や微量成分の大きな変化 (例えば Sinha et al., 1986; O'hara, 1988; O'hara & Blackburn, 1989; Glazner & Bartley, 1991; Tobisch et al., 1991; Selverstone et al., 1991) は剪断帯における活発な反応や溶液を介しての物質移動を意味し、また酸素同位体組成から得られる剪断帯の中心に向かう水/岩石比の増加 (例えば Kerrich et al., 1984; Kerrich & Rehrig, 1987; Tobisch et al., 1991) は剪断帯が局

所的な溶液移動の場であったことを意味している。おそらく既存の破断や物質境界及び変形時の剪断破壊等が、局所的な溶液移動と反応の場となった可能性が大きい。

以上をまとめると延性剪断帯の形成プロセスには、以下の様な場合がある。①剪断破壊に続く細粒破砕物のファブリック軟化と動的再結晶、②脆性鉱物の剪断破壊と延性鉱物のファブリック軟化と動的再結晶、③粒界移動による動的再結晶、④局所的に浸入した熱水による水和軟化と反応軟化、⑤鉱物の脱水分解あるいは相転移による軟化。いずれのプロセスによって延性剪断帯が形成されるかは、鉱物組成、温度・圧力条件、水/岩石比等によって異なっている。形成される延性剪断帯は、緑色片岩相では狭く周囲とシャープな境界を持つが、緑簾石一角閃岩相以上では比較的広く周囲と漸移的である (Gapais, 1989)。

マイロナイトの微細構造形成

マイロナイトに発達する微細構造とファブリックは主として歪軟化のプロセスを反映している。

マイロナイトの微細構造は、天然・実験を問わず一般に塑性変形しやすい構成粒子の偏平化と伸長(ファブリック軟化)によって面構造(S面)と線構造が形成することにより発達し始めている。マイロナイトに特徴的な細粒化は、単鉱岩では動的再結晶によって、多鉱岩では動的再結晶と変成反応によって促進されている。細粒化から取り残された粒子はポーフィロクラストと成り、細粒基質とポーフィロクラストから成る組織を生じる。ポーフィロクラストは基質の流動を妨げ、周囲に歪速度の遅いプレッシャーシャドウあるいはテイルを生じる。その形態や対称性は、ポーフィロクラストと基質の粘性比及びコア・マントル構造のマントル幅と基質の流線との関係によって決まるらしい (例えば Passchier & Sokoutis, 1993; Passchier et al., 1993)。

構成粒子・鉱物またはこれらの集合体によって著しい強度の差がある場合、プロトマイロナ

イトの段階で軟らかい粒子・鉱物またはこれらの集合体に剪断歪が集中してS面と漸移する剪断面にほぼ平行なもう一つの面構造(C面)ができ、複合面構造(S-C構造)が形成される。多鉱岩では、強度の著しく異なる鉱物から成る場合(Jordan, 1987)、粒界移動によって動的再結晶する鉱物と亜結晶粒回転によって動的再結晶する鉱物から成る場合(Dell'Angelo & Tullis, 1989)、反応による細粒生成物を生じた場合(Simpson & Wintsch, 1989; Yamagishi, 1993)にS-C構造が生じている。単鉱岩でも、粒界移動によって動的再結晶した粒子とポーフィロクラストから成る場合にS-C構造を形成する可能性がある。S-C構造はプロトマイロナイトでは明瞭に認識されるが、変形の進行とともに不明瞭となる(Fig.16, d-f)。

リボン状粒子の伸長方向が剪断面にほぼ平行になりかつ完全に動的再結晶すると、再結晶粒子がリボンの伸長方向とは斜交する形態定向配列を示すことによる別の弱い面構造(S'面)が生じ、剪断面に平行なりボンの伸長方向(C面)と複合面構造(S'-C構造)を形成する。これは継続的な動的再結晶と再結晶粒子の塑性変形によって形成される定常的な面構造(steady state foliation; Means, 1981)と考えられている(Lister & Snoke, 1984; Knipe & Law, 1987)。実際変形実験ではS'面は歪量にかかわらず剪断面に対してほぼ一定の方向(30~40°)を成す(Dell'Angelo & Tullis, 1989)。またS'-C構造は変形と動的再結晶がかなり進行しないと発達しない(Dell'Angelo & Tullis, 1989)。

単鉱岩のウルトラマイロナイトでは、S'-C構造が発達する場合と等粒状組織が形成される場合がある。また前者から後者に漸移している例もある(van der Pluijm, 1991)。両者の違いが何故生じるのか現段階では必ずしも明らかではない。多鉱岩ウルトラマイロナイトでは、主として鉱物組成の違いによる縞状構造が生じる。

十分にマイロナイト化が進み面構造の発達したマイロナイト、フィロナイトやウルトラマイロナイトにはリーデル剪断方向のC'面が生じている。S-Cマイロナイトの場合もS面とC

面の成す角が小さくならないとC'面は発達しない(Berthé et al., 1979b; Vauchez, 1987)。岩塩の剪断変形実験でも面構造が一様に発達し剪断歪が臨界値に達しないとC'面は生じていない(Shimamoto & Logan, 1986; Hiraga & Shimamoto, 1987)。このようにC'面はマイロナイト形成の末期に発達する面構造である(White et al., 1980)。

リーデル剪断面が普遍的に発達する摩擦(脆性剪断)実験では、ガウジの圧密による均質な変形の後リーデル剪断面の形成を伴う不均質な剪断変形へと移行しており、それは歪硬化から歪軟化への移行にほぼ対応している(Logan et al., 1992)。岩塩の高圧室温下における準延性領域の剪断変形実験でも、リーデル剪断面は均質な塑性変形の後に形成されている(Shimamoto & Logan, 1986; Hiraga & Shimamoto, 1987)。室温での岩塩の塑性変形はその流動則から、転位の上昇を伴わない滑動に律速された低温型の塑性変形であると考えられている(Shimamoto, 1989)。この場合回復が十分でない為歪硬化が起こり、塑性変形が比較的低位で限界に達して、リーデル剪断面形成を伴う脆性的変形に移行するものと考えられる。マイロナイトに発達するC'面も、延性剪断帯内部における比較的均質な塑性変形が限界に達し、歪硬化を起こした結果形成される脆性剪断面と解釈することができよう。塑性変形が限界に達する原因としては、まず温度の下降による変形メカニズムの不活性化が考えられる。また温度が下降しなくても、低温型の塑性変形のように回復が十分な速度で起こらなければいずれ歪硬化を起こすであろう。

ファブリックは、マイロナイト化に伴い卓越するすべり系の分解剪断応力が大きくなる(ファブリック軟化する)様に変化している(Fig. 8)。これは変形の進行に伴い分解剪断応力の小さい粒子が動的再結晶によって消滅したり、分解剪断応力の大きい方位に回転する為と理解される(Law et al., 1986, 1990; Knipe & Law, 1987)。花崗岩S-Cマイロナイトでは試料中に剪断歪の系統的変化があり、これに応じ

てファブリックも変化している (Berthé et al., 1979b; Krohe, 1990; Yamagishi, 1993). *S-C* マイロナイトの細粒層中やウルトラマイロナイト及びフィロナイト中で定向配列が弱い (Berthé et al., 1979b; Behrmann & Mainprice, 1987; Yamagishi, 1993) のは、後述するように変形メカニズムの違いによるものと考えられる。温度や変成度によるファブリックの変化は、温度の上昇とともに一般に減少する臨界剪断応力の減少の仕方がすべり系によって異なる為、温度によって卓越するすべり系が変化する為と解釈される (Fig. 19; 例えば Hobbs, 1985)。石英の場合、低温では底面すべり系 (c) $\langle a \rangle$ が卓越し、温度の上昇に伴いプリズム面すべり系 $\{m\} \langle a \rangle$, さらに $\{m\} [c]$ が卓越する様になり、発達する c 軸ファブリックもこれに応じて変化する (Fig. 19; Hobbs, 1985; Mainprice & Nicolas, 1989)。変形実験では高温にもかかわらず底面

すべりの卓越するパターンが得られている (Dell'Angelo & Tullis, 1989) が、これは歪速度が 10^{-6} と天然に比べて数桁以上も速い為である。

延性剪断帯における変形メカニズム

単鉱岩マイロナイトの場合、主たる歪軟化機構はファブリック軟化と動的再結晶であり、転位クリープによって変形していると考えられる。しかしながら、細粒等粒状組織のウルトラマイロナイトの場合、拡散クリープによって変形している可能性がある (例えば Behrmann, 1985; van der Pluijm, 1991)。拡散クリープは一般に高温低応力下の細粒集合体に卓越するが、粒界に溶液が存在すれば比較的低温でも卓越し (圧力溶解または溶液を介した拡散クリープ; Rutter, 1976), 粒界すべりを伴い塑性変形することなく高歪を達成することができる (例えば

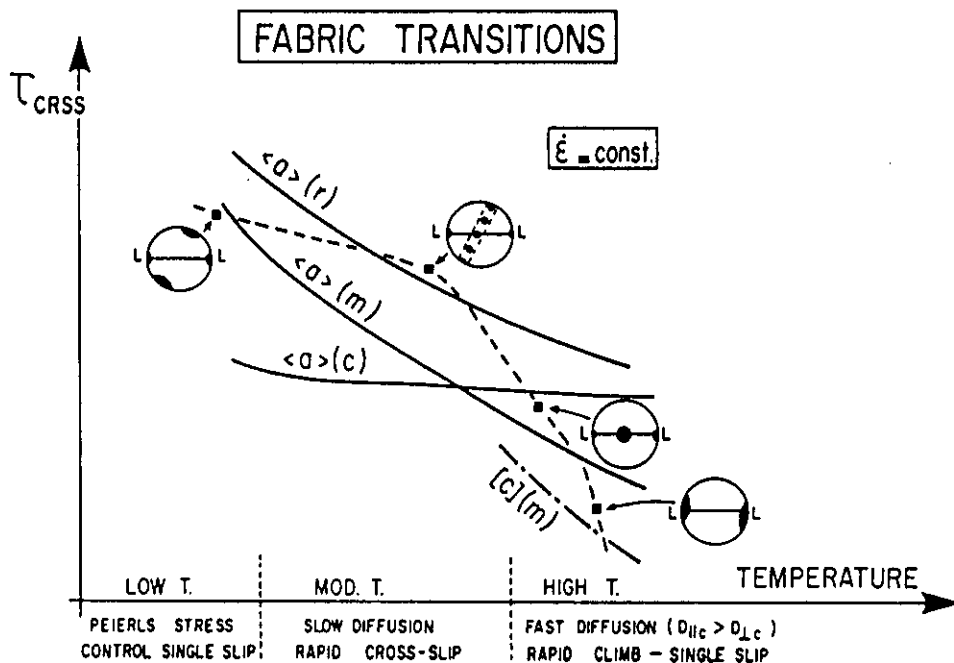


Fig. 19. A schematic illustration showing the variation of critical resolved shear stress (CRSS) for several slip systems in quartz as a function of temperature under a constant strain rate (Mainprice & Nicolas, 1989). The dashed line indicates the strength and fabric transitions of a hypothetical quartz aggregate.

Poirier, 1985). 拡散クリープによって変形しているかどうかは変形実験では歪速度の応力指数(≈ 1)によって判断できる(例えば Schmid et al., 1977, 1987; Karato et al., 1986)が、天然のマイロナイトからは力学的データが得られないので微細構造とファブリックから推定するしかない。拡散クリープの場合、塑性変形せず粒界すべりを伴うのでファブリックは発達しない(Schmid et al., 1987)。従って、細粒等粒状組織でファブリックが発達しなければ拡散クリープによって変形している可能性が大きい。しかしながら、天然の単鉱岩のウルトラマイロナイトで、拡散クリープによって変形している可能性が指摘されたことはあるが(Behrmann, 1985)、実証された例はまだない。

多鉱岩の変形実験でも、主たる歪軟化機構はファブリック軟化と動的再結晶であり、転位クリープによって変形していると考えられる。

一方天然の花崗岩マイロナイトでは、主要な歪軟化機構は局所的に浸入した熱水による水和軟化と反応軟化であり、細粒基質の変形メカニズムは溶液を介した拡散クリープの可能性がある(Kerrick et al., 1980; Stünitz & Fitz Gerald, 1993)。特にウルトラマイロナイトやフィロナイトは細粒でファブリックも発達していないので、溶液を介した拡散クリープによって変形している可能性が大きい。花崗岩S-Cマイロナイトや縞状マイロナイトでは、石英リボン中の石英は動的再結晶による形態定向配列を示したりファブリックが発達するのに対し、細粒層中の石英粒子は長石基質中に孤立してファブリックが発達していない(Behrmann & Mainprice, 1987; Yamagishi, 1993)。従って、石英リボンは転位クリープによって変形しているが、細粒層は拡散クリープによって変形している可能性が大きい。細粒層は流体包有物を豊富に含み、主としてミルメカイト起源の斜長石と石英の粒界を溶液から析出したカリ長石が充填していることから、細粒層は溶液を介した拡散クリープによって変形し、そこに剪断歪が集中していると考えられる(Yamagishi, 1993)。

結 論

延性剪断帯の形成プロセスには、①剪断破壊に続く細粒破碎物のファブリック軟化と動的再結晶、②脆性鉱物の剪断破壊と延性鉱物のファブリック軟化と動的再結晶、③粒界移動による動的再結晶、④局所的に浸入した熱水による水和軟化と反応軟化、⑤鉱物の脱水分解あるいは相転移による軟化があり、いずれのプロセスによって延性剪断帯が形成されるかは、鉱物組成、温度・圧力条件、水/岩石比等によって異なっている。変形実験および単鉱岩のマイロナイトでは、①~③のプロセスが重要であり、天然の緑色片岩相~下部角閃岩相の多鉱岩マイロナイトでは④が重要であり、沈み込むスラブ内部では⑤が重要と考えられる。

マイロナイトは塑性変形による粒子の扁平化と伸長によって形成され始め、面構造(S面)・線構造が形成される。細粒化は動的再結晶と変成反応によって促進される。細粒化から取り残された粒子はポーフィロクラストとなり、細粒基質とポーフィロクラストから成る組織が生じる。ポーフィロクラストは基質の流動を妨げ、周囲に歪速度の遅いプレッシャーシャドウあるいはテイルを生じ、この伸長も面構造・線構造を特徴づける。マイロナイト中に著しく軟らかい物質が存在するか生産された場合、この物質中に剪断歪が集中し剪断面にほぼ平行な面構造(C面)が形成され、C面状には擦痕様の線構造が生じる。継続的な塑性変形と動的再結晶によって再結晶粒子の形態定向配列による定常的な弱い面構造(S'面)が生じる。変形は、転位クリープあるいは(溶液を介した)拡散クリープいずれかによって進行する。ファブリックは、転位クリープでは卓越するすべり系の分解剪断応力が大きくなる(ファブリック軟化する)様に発達するが、拡散クリープによる変形では発達しない。温度の下降などによってこれらの変形メカニズムが不活性になると歪硬化を起し、剪断変形はリーデル剪断面(C'面)に沿う変位によってまかなわれる。

おわりに

本稿は、リソスフェアにおける岩石の歪軟化と延性剪断帯形成に関する理解を深める為に行った文献調査と、花崗岩S-Cマイロナイトに関する研究成果を総括したものである。この間文部省在外研究費、科学研究費補助金(課題番号03740400及び04740433)の援助を受けた。花崗岩S-Cマイロナイトに関する研究は、山岸啓氏(東京大学理学部)との共同によるものである。北村雅夫氏(京都大学理学部)には熱ルミネッセンス走査電顕の使用でお世話になった。嶋本利彦氏(東京大学地震研究所)には粗稿を読んでいただき、有益な指摘をいただいた。ここに記して感謝したい。

残念ながら著者の力量不足の故、天然のマイロナイトの微細構造とファブリックに関する膨大な研究成果の内ほんの一部しかここに紹介することができなかった。特に最近の日本語文献がほとんど紹介されていないが、これは著者がフォローしていないことによる。ここに記してお詫びしたい。また下部地殻及びマントルにおける延性剪断帯形成に関しても触れることができなかった。今後構造地質学が下部地殻及びマントルのレオロジーにも目を向けなければならないことは言うまでもない。

本稿の内容に関しては異論もあると予想している。これを機会にマイロナイトのレオロジーに関して議論が喚起できれば幸いである。

文 献

- Aines, R. D., Kirby, S. H. and Rossman, G. R., 1984, Hydrogen speciation in synthetic quartz. *Phys. Chem. Minerals*, **11**, 204-212.
- Beach, A., 1982, Deformation mechanisms in some cover thrust sheets from the external French Alps. *J. Struct. Geol.*, **4**, 137-149.
- Behrmann, J. H., 1985, Crystal plasticity and superplasticity in quartzite; a natural example. *Tectonophysics*, **115**, 101-129.
- Behrmann, J. H. and Mainprice, D., 1987, Deformation mechanisms in a high-temperature quartz-feldspar mylonite: evidence for superplastic flow in the lower continental crust. *Tectonophysics*, **140**, 297-305.
- Bell, T. H. and Etheridge, M. A., 1973, Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, **6**, 337-348.
- Bell, T. H. and Johnson, S. E., 1989, The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia. *J. Metamorphic Geol.*, **7**, 151-168.
- Berthé D., Choukroune, P. and Jégouzo, P., 1979a: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, **1**, 31-42.
- Berthé D., Choukroune, P. and Gapais, D., 1979b: Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.*, **102**, 265-272.
- Blaicic, J. D., 1972, Effect of water on the experimental deformation of olivine. In: Heard, H. C. et al. (eds.), *AGU Geophys. Monogr. 16: Flow and Fracture of Rocks*, 109-115.
- Blumenfeld, P., Mainprice, D. and Bouchez, J. L., 1986, C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, **127**, 97-115.
- Bouchez, J.-L., 1977, Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, **39**, 25-50.

- Bouchez, J.-L. and Duval, P., 1982, The fabric of polycrystalline ice in simple shear: experiments in torsion, natural deformation and geometrical interpretation. *Text. & Microstruct.*, **5**, 1-17.
- Bouchez, J. L., Lister, G. S. and Nicolas, A., 1983, Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rund.*, **72**, 401-419.
- Boullier, A. M. and Gueguen, Y., 1975, SP-mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **50**, 93-104.
- Brodie, K. H. and Rutter, E. H., 1985, On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. In: Thompson, A. B. and Rubie, D. C. (eds.), *Advances in Physical Geochemistry 4: Metamorphic Reactions: Kinetics, Textures, and Deformation*, Springer-Verlag, New York, 109-115.
- Brodie, K. H. and Rutter, E. H., 1987, The role of transiently fine-grained reaction products in syntectonic metamorphism: natural and experimental examples. *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 556-564.
- Burnley, P. C., Green, H. W. and Prior D. J., 1991, Faulting associated with the olivine to spinel transformation in Mg_2GeO_4 and its implications for deep-focus earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **96**, 425-443.
- Carreras, J., Cobbold, P. R., Ramsay, J. G. and White, S. H. (eds.), 1980, *Shear Zones in Rocks. J. Struct. Geol.*, **2**, 1-288.
- Carter, N. L. and Tsenn, M. C., 1987, Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, **136**, 27-63.
- Cobbold, P. R., Gapais, D., Means, W. D. and Treagus, S. H. (eds.), 1987, *Shear Criteria in Rocks. J. Struct. Geol.*, **9**, 521-778.
- Coward, M. P. and Ries, A. C. (eds.), 1986, *Geol. Soc. Spec. Pub. 19: Collision Tectonics*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 415p.
- Coward, M. P., Dewey, J. F. and Hancock, P. L. (eds.), 1987, *Geol. Soc. Spec. Pub. 28: Continental Extensional Tectonics*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 637p.
- Coward, M. P., Dietrich, D. and Park, R. G. (eds.), 1989, *Geol. Soc. Spec. Pub. 45: Alpine Tectonics*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 450p.
- Dell'Angelo, L. N. and Tullis, J., 1989, Fabric development in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics*, **169**, 1-21.
- Den Brok, S. W. J. and Spiers, C. J., 1991, Experimental evidence for water weakening of quartzite by microcracking plus solution-precipitation creep. *J. Geol. Soc. Lond.*, **148**, 541-548.
- Dennis, P. F., 1984, Oxygen self-diffusion in quartz under hydrothermal conditions. *J. Geophys. Res.*, **89**, 4047-4057.
- Etheridge, M. A. and Wilkie, J. C., 1979, Grain-size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. *Tectonophysics*, **58**, 159-178.
- Farver, J. R. and Yund, R. A., 1991, Oxygen diffusion in quartz: Dependence on temperature and water fugacity. *Chem. Geol.*, **90**, 55-70.
- Fitz Gerald, J. D., Boland, J. N., McLaren, A. C., Ord, A. and Hobbs, B. E., 1991, Microstructures in water-weakened single crystals of quartz. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2139-2155.
- Flack, C. A., Klemperer, S. L., McGeary, S. E., Sydner, D. B. and Warner, M. R., 1990, Reflections from mantle fault zones around the British Isles. *Geology*, **18**,

- 528-532.
- Friedman, M. and Higgs, N. G., 1981, Calcite fabrics in experimental shear zones. In: Carter, N. L. et al. (eds.), *AGU Geophys. Monogr. 24: Mechanical Behavior of Crustal Rocks*, 11-27.
- Gapais, D., 1989, Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**, 1144-1147.
- Gilletti, B. J. and Yund, R. A., 1984, Oxygen diffusion in quartz. *J. Geophys. Res.*, **89**, 4039-4046.
- Glazner, A. F. and Bartley, J. M., 1991, Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonites from the central Mojave Desert, California. *J. Struct. Geol.*, **13**, 587-594.
- Green, H. W. and Burnley, P. C., 1989, A new self-organizing mechanism for deep-focus earthquakes. *Nature*, **341**, 733-737.
- Green, H. W., Young, T. E., Walker, D. and Scholz, C. H., 1990, Antirack-associated faulting at very high pressure in natural olivine. *Nature*, **348**, 720-722.
- Greenwood, G. W. and Johnson, R. H., 1965, The deformation of metals under small stresses during phase transformations. *Proc. R. Soc. Lond.*, **A283**, 403-422.
- Griggs, D. T., 1967, Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **14**, 19-31.
- Griggs, D. T. and Blacic, J. D., 1965, Quartz: anomalous weakness of synthetic crystals. *Science*, **147**, 292-295.
- Handy, M. R., 1989, Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain size and time. *Tectonophysics*, **163**, 119-152.
- Handy, M. R., 1990, The solid-state flow of poly-mineralic rocks. *J. Geophys. Res.*, **95**, 8647-8661.
- Heitzmann, P., 1987, Calcite mylonites in the Central Alpine "root zone". *Tectonophysics*, **135**, 207-215.
- Hiraga, H. and Shimamoto, T., 1987, Textures of sheared halite and their implications for the seismogenic slip of deep faults. *Tectonophysics*, **144**, 69-86.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1992, Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**, 145-159.
- Hobbs, B. E., 1985, The geological significance of microstructural analysis. In: Wenk, H.-R. (eds.), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis*, Academic Press, Orlando, 463-484.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. and Williams, P. F., 1976, *An Outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, New York, 571p.
- Hudleston, P. J., 1977, Progressive deformation and development of fabric across zones of shear in glacial ice. In: Saxena, S. K. and Bhattacharji, S. (eds.), *Energetics of Geological Processes*, Springer-Verlag, New York, 121-150.
- Hudleston, P. J., 1980, The progressive development of inhomogeneous shear and crystallographic fabric in glacial ice. *J. Struct. Geol.*, **2**, 189-196.
- Ito, E. and Sato, H., 1991, Aseismicity in the lower mantle by superplasticity of the descending slab. *Nature*, **351**, 140-141.
- Janecke, S. U. and Evans, J. P., 1988, Feldspar-influenced rock rheologies. *Geology*, **16**, 1064-1067.
- Jordan, P. G., 1987, The deformational behaviour of bimineralic limestone-halite aggregates. *Tectonophysics*, **135**, 185-197.
- Jordan, P. G., 1988, The rheology of polyminera-

- lic rocks—an approach. *Geol. Rund.*, **77**, 285-294.
- Kamb, B., 1972, Experimental recrystallization of Ice under stress. In: Heard, H. C. et al. (eds.), *AGU Geophys. Monogr.* **16: Flow and Fracture of Rocks**, 211-241.
- Karato, S.-I., Paterson, M. S. and Fitz Gerald, J. D., 1986, Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain size and water. *J. Geophys. Res.*, **91**, 8151-8176.
- Kekulawala, K. R. S. S., Paterson, M. S. and Bolland, J. N., 1981, An experimental study of the role of water in quartz deformation. In: Carter, N. L. et al. (eds.), *AGU Geophys. Monogr.* **24: Mechanical Behavior of Crustal Rocks**, 49-60.
- Kern, H. and Wenk, H.-R., 1983, Calcite texture development in experimentally induced ductile shear zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 231-236.
- Kerrick, R. and Rehrig, W., 1987, Fluid motion associated with Tertiary mylonitization and detachment faulting: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence from the Picacho metamorphic core complex, Arizona. *Geology*, **15**, 58-62.
- Kerrick, R., Allison, I., Barnett, R. L., Moss, S. and Starkey, J., 1980, Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 221-242.
- Kerrick, R., La Tour, T. E. and Willmore, L., 1984, Fluid participation in deep fault zones: evidence from geological, geochemical, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ relations. *J. Geophys. Res.*, **89**, 4331-4343.
- Kirby, S. H., 1985, Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, **119**, 1-27.
- Kirby, S. H., Durham, W. B. and Stern, L. A., 1991, Mantle phase changes and deep-earthquake faulting in subducting lithosphere. *Science*, **252**, 216-225.
- Knapp, S. T., Friedman, M. and Logan, J. M., 1987, Slip and recrystallization of halite gouge in experimental shear zones. *Tectonophysics*, **135**, 171-183.
- Knipe, R. J. and Law, R. D., 1987, The influence of crystallographic orientation and grain boundary migration on microstructural and textural evolution in an S - C mylonite. *Tectonophysics*, **135**, 155-169.
- Krohe, A., 1990, Local variations in quartz [c]-axis orientations in non-coaxial regimes and their significance for the mechanics of S - C fabrics. *J. Struct. Geol.*, **12**, 995-1004.
- Kronenburg, A. K. and Wolf, G. H., 1990, Fourier transform infrared spectroscopy determinations of intragranular water content in quartz-bearing rocks: implications for hydrolytic weakening in the laboratory and within the earth. *Tectonophysics*, **172**, 255-271.
- Kronenburg, A. K., Segall, P. and Wolf, G. H., 1990, Hydrolytic weakening and penetrative deformation within a natural shear zone. In: Duba, A. G. et al. (eds.), *AGU Geophys. Monogr.* **56: The Brittle-Ductile Transition in Rocks**, 21-36.
- Law, R. D., 1986, Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plougastel, western Brittany. *J. Struct. Geol.*, **8**, 493-515.
- Law, R. D., Knipe, R. J. and Dayan, H., 1984,

- Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland. *J. Struct. Geol.*, **6**, 477-497.
- Law, R. D., Casey, M. and Knipe, R. J., 1986, Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland. *Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.*, **77**, 99-125.
- Law, R. D., Schmid, S. M. and Wheeler, J., 1990, Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland. *J. Struct. Geol.*, **12**, 29-45.
- Lin, S. and Williams, P. F., 1992, The origin of ridge-in-groove slickenside striae and associated steps in an *S-C* mylonite. *J. Struct. Geol.*, **14**, 315-321.
- Lister, G. S., 1977, Discussion: Crossed girdle *c*-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, **39**, 51-54.
- Lister, G. S. and Snoke, A. W., 1984, *S-C* mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- Logan, J. M., Dengo, C. A., Higgs, N. G. and Wang, Z. Z., 1992, Fabrics of Experimental fault zones: Their development and relationship to mechanical behavior. In: Evans, B. and Wong, T.-f. (eds.), *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, Academic Press, London, 33-67.
- Mackwell, S. J., Kohlstedt, D. L. and Paterson, M. S., 1985, The role of water in the deformation of olivine single crystals. *J. Geophys. Res.*, **90**, 11319-11333.
- MacLellan, J. M., 1984, The origin of ribbon lineation within the southern Adirondacks, U. S. A. *J. Struct. Geol.*, **6**, 147-157.
- Mainprice, D. and Nicolas, A., 1989, Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *J. Struct. Geol.*, **11**, 175-189.
- Mainprice, D., Bouchez, J.-L., Blumenfeld, P. and Tubiã, J. M., 1986, Dominant *c* slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**, 819-822.
- Mancktelow, N. S., 1987a: Quartz textures from the Simplon Fault Zone, southwest Switzerland and north Italy. *Tectonophysics*, **135**, 133-153.
- Mancktelow, N. S., 1987b: Atypical textures in quartz veins from the Simplon Fault Zone. *J. Struct. Geol.*, **9**, 995-1005.
- Masuda, T., 1989, Shear zone experiment in quartz aggregate: a preliminary result. In: Karato, S.-I. and Toriumi, M. (eds.), *Rheology of Solids and of the Earth*, Oxford University Press, Oxford, 308-315.
- McClay, K. R. and Price, N. J. (eds.), 1981, *Geol. Soc. Spec. Pub. 9: Thrust and Nappe Tectonics*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 539p.
- Means, W. D., 1981, The concept of steady-state foliation. *Tectonophysics*, **78**, 179-199.
- Murrell, S. A. F. and Ismail, I. A. H., 1976, The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressures and temperatures. *Tectonophysics*, **31**, 207-258.
- Nicolas, A., 1986, Structure and petrology of peridotites: clues to their environment. *Rev. Geophys.*, **24**, 875-895.
- O'Brien, D. K., Wenk, H.-R., Ratschbacher, L.

- and You, Z., 1987, Preferred orientation of phyllosilicates in phyllonites and ultramylonites. *J. Struct. Geol.*, **9**, 719-730.
- O'hara, K., 1988, Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A. *Tectonophysics*, **156**, 21-36.
- O'hara, K. and Blackburn, W. H., 1989, Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites. *Geology*, **17**, 524-527.
- Ord, A. and Hobbs, B. E., 1989, The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. *Tectonophysics*, **158**, 269-289.
- Passchier, C. W. and Sokoutis, D., 1993, Experimental modelling of mantled porphyroclasts. *J. Struct. Geol.*, **15**, 895-909.
- Passchier, C. W. and Simpson, C., 1986, Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**, 831-843.
- Passchier, C. W., ten Brink, C. E., Bons, P. D. and Sokoutis, D., 1993, δ objects as a gauge for stress sensitivity of strain rate in mylonites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 239-245.
- Paterson, M. S., 1982, The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate glasses and similar materials. *Bull. Minéral.*, **105**, 20-29.
- Paterson, M. S., 1983, Creep in transforming polycrystalline materials. *Mech. Mat.*, **2**, 103-109.
- Paterson, M. S., 1989, The interaction of water with quartz and its influence in dislocation flow-an overview. In: Karato, S.-I. and Toriumi, M. (eds.), *Rheology of Solids and of the Earth*, Oxford University Press, Oxford, 107-142.
- Platt, J. P. and Vissers, R. L. M., 1980, Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, **2**, 397-410.
- Poirier, J. P., 1980, Shear localization and shear instability in minerals in the ductile field. *J. Struct. Geol.*, **2**, 135-142.
- Poirier, J. P., 1982, On transformation plasticity. *J. Geophys. Res.*, **87**, 6791-6797.
- Poirier, J.-P., 1985, *Creep of Crystals*. Cambridge University Press, Cambridge, 260p.
- Raleigh, C. B. and Paterson, M. S., 1965, Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, **70**, 3965-3985.
- Ralser, S., 1990, Shear zones developed in an experimentally deformed quartz mylonite. *J. Struct. Geol.*, **12**, 1033-1045.
- Ramsay, J. G. and Graham, R. H., 1970, Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, **7**, 786-813.
- Reston, T. J., 1990, Mantle shear zones and the evolution of the northern North Sea basin. *Geology*, **18**, 272-275.
- Ross, J. V., Bauer, S. J. and Hansen, F. D., 1987, Textural evolution of synthetic anhydrite-halite mylonites. *Tectonophysics*, **140**, 307-326.
- Rubie, D. C., 1983, Reaction-enhanced ductility: the role of solid-solid univariant reactions in deformation of the crust and mantle. *Tectonophysics*, **96**, 331-352.
- Rubie, D. C., 1990, Mechanisms of reaction-enhanced deformability in minerals and rocks. In: Barber, D. J. and Meredith, P. G. (eds.), *Deformation Processes in Minerals, Ceramics and Rocks*, Unwin Hyman, London, 262-295.
- Rutter, E. H., 1976, The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A283**, 203-219.
- Rutter, E. H., 1983, Pressure solution in nature, theory and experiment. *J. Geol. Soc.*

- Lond.*, **140**, 725-740.
- Rutter, E. H. and Brodie, K. H., 1988a: The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere. *Geol. Rund.*, **77**, 295-308.
- Rutter, E. H. and Brodie, K. H., 1988b: Experimental "syntectonic" dehydration of serpentinite under conditions of controlled pore water pressure. *J. Geophys. Res.*, **93**, 4907-4932.
- Rutter, E. H. and Rusbridge, M., 1977, The effect of non-coaxial strain paths on crystallographic preferred orientation development in the experimental deformation of a marble. *Tectonophysics*, **39**, 73-86.
- Rutter, E. H., Peach, C. J., White, S. H. and Johnston, D., 1985, Experimental 'syntectonic' hydration of basalt. *J. Struct. Geol.*, **7**, 251-266.
- Sammis, C. G. and Dein, J. L., 1974, On the possibility of transformational superplasticity in the Earth's mantle. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2961-2965.
- Schmid, S. M., 1982, Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: Hsü, K. J. (eds.), *Mountain Building Processes*, Academic Press, London, 95-110.
- Schmid, S. M. and Casey, M., 1986, Complete fabric analysis of some commonly observed quartz *c*-axis patterns. In: Hobbs, B. E. and Heard, H. C. (eds.), *AGU Geophys. Monogr.* **36: Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies**, 263-286.
- Schmid, S. M., Boland, J. N. and Paterson, M. S., 1977, Superplastic flow in finegrained limestone. *Tectonophysics*, **43**, 257-291.
- Schmid, S. M., Paterson, M. S. and Boland, J. N., 1980, High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, **65**, 245-280.
- Schmid, S. M., Casey, M. and Starkey, J., 1981, The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic Nappes (Swiss Alps). In: McClay, K. R. and Price, N. J. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.* **9: Thrust and Nappe Tectonics**, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 151-158.
- Schmid, S. M., Panozzo, R. and Bauer, S., 1987, Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *J. Struct. Geol.*, **9**, 747-778.
- Segall, P. and Simpson, C., 1986, Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures. *Geology*, **14**, 56-59.
- Selverstone, J., Morteani, G. and Staude, J.-M., 1991, Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *J. Metamorphic Geol.*, **9**, 419-431.
- Shimamoto, T., 1989, The origin of *S - C* mylonites and a new fault zone model. *J. Struct. Geol.*, **11**, 51-64.
- Shimamoto, T. and Logan, J. M., 1986, Velocity-dependent behavior of simulated halite shear zones: an analog for silicates. In: Das, S. et al. (eds.), *AGU Geophys. Monogr.* **37: Earthquake Source Mechanics**, 49-63.
- Sibson, R. H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.*, **133**, 191-213.
- Sibson, R. H., 1983, Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc. Lond.*, **140**, 741-767.
- Simpson, C., 1983, Strain and shape fabric variations associated with ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, **5**, 61-72.
- Simpson, C., 1985, Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J.*

- Struct. Geol.*, **7**, 503-511.
- Simpson, C. and Schmid, S. M., 1983, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **94**, 1281-1288.
- Simpson, C. and Wintsch, R. P., 1989, Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *J. Metamorphic Geol.*, **7**, 261-275.
- Sinha, A. K., Hewitt, D. A. and Rimstidt, J. D., 1986, Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology*, **14**, 883-886.
- Spiers, C. J. and Schutjens, P. M. T. M., 1990, Densification of crystalline aggregates by fluid-phase diffusional creep. In: Barber, D. J. and Meredith, P. G. (eds.), *Deformation Processes in Minerals, Ceramics and Rocks*, Unwin Hyman, London, 334-353.
- Stocker, R. L. and Ashby, M. F., 1973, On the rheology of the upper mantle. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 391-426.
- Stünitz, H. and Fitz Gerald, J. D., 1993, Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics*, **221**, 299-324.
- Takagi, H., 1986, Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *J. Struct. Geol.*, **8**, 3-14.
- Takagi, H., 1992, Development of composite planar fabric in mylonites along the Median Tectonic Line, southwest Japan. *Island Arc*, **1**, 92-102.
- 竹下 徹, 1986, 石英多結晶の異方的塑性流動. 唐戸俊一郎・鳥海光弘編, *固体と地球のレオロジー*, 東海大学出版会, 東京, 219-238.
- Tobisch, O. T., Barton, M. D., Vernon, R. H. and Paterson, S. R., 1991, Fluid-enhanced deformation: transformation of granitoids to banded mylonites, western Sierra Nevada, California, and south-eastern Australia. *J. Struct. Geol.*, **13**, 1137-1156.
- 豊島 剛志, 1992, 日高変成帯における下部地殻岩石のマイロナイト化作用. *月刊地球*, **14**, 247-250.
- Tullis, J., 1990, Experimental studies of deformation mechanisms and microstructures in quartzo-feldspathic rocks. In: Barber, D. J. and Meredith, P. G. (eds.), *Deformation Processes in Minerals, Ceramics and Rocks*, Unwin Hyman, London, 190-227.
- Tullis, J. and Yund, R. A., 1980, Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *J. Struct. Geol.*, **2**, 439-451.
- Tullis, J. and Yund, R. A., 1985, Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**, 238-241.
- Tullis, J., Christie, J. M. and Griggs, D. T., 1973, Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **84**, 297-314.
- Tullis, J., Snoke, A. W. and Todd, V. R., 1982, Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, **10**, 227-230.
- Tullis, J., Dell'Angelo, L. and Yund, R. A., 1990, Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. In: Duba, A. G. et al. (eds.), *AGU Geophys. Monogr. 56: The Brittle-Ductile Transition in Rocks*, 67-81.
- Urai, J. L., Means, W. D. and Lister, G. S., 1986, Dynamic recrystallization of minerals. In: Hobbs, B. E. and Heard, H. C. (eds.), *AGU Geophys. Monogr. 36:*

- Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies*, 161-199.
- van der Pluijm, B. A., 1991, Marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms. *J. Struct. Geol.*, **13**, 1125-11135.
- Vauchez, A., 1987, The development of discrete shear-zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, **133**, 137-156.
- Voll, G., 1976, Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, **56**, 641-647.
- Watts, M. J. and Williams, G. D., 1983, Strain geometry, microstructure and mineral chemistry in metagabbro shear zones: a study of softening mechanisms during progressive mylonitization. *J. Struct. Geol.*, **5**, 507-517.
- Wenk, H.-R. and Christie, J. M., 1991, Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *J. Struct. Geol.*, **13**, 1091-1110.
- Wenk, H.-R. and Pannetier, J., 1990, Texture development in deformed granodiorites from the Santa Rosa mylonite zone, southern California. *J. Struct. Geol.*, **12**, 177-184.
- White, J. C. and Mawer, C. K., 1986, Extreme ductility of feldspars from a mylonite, Parry Sound, Canada. *J. Struct. Geol.*, **8**, 133-143.
- White, S., 1976, The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A283**, 69-86.
- White, S. H. and Knipe, R. J., 1978, Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks. *J. Geol. Soc. Lond.*, **135**, 513-516.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D. and Humphreys, F. J., 1980, On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, **2**, 175-187.
- Yamagishi, H., 1993MS: Development of *S - C* structures in granite mylonites. 東大修論, 70p.