地質学論集 第50号 1-12 ページ, 1998年7月 Mem. Geol. Soc. Japan, no. 50, 1-12, July 1998

岩石における動的再結晶

Dynamic recrystallization in rocks

清水以知子*

Ichiko Shimizu*

1997年11月7日受付.

1998年3月24日受理. * 東京大学大学院理学系研究科地質学教室. Geological Institute, Graduate School of Science, University of Tokyo, Tokyo 113-0033, Japan e-mail: ichiko@geol.s.u-tokyo.ac.jp

Abstract

Rheological property of polycrystals during high-temperature creep is greatly influenced by microstructural changes during dynamic recrystallization (DRX). The mechanism of DRX varies with the rate of dynamic recovery and the mobility of grain boundaries, and thus depends on temperature and strain rate. Subgrain rotation is the most dominant nucleation mechanism in high-temperature/ low-strain rate creep regimes of rock forming minerals. DRX is an important mechanism of grain size reduction and strain-softening in ductile shear zone. Recently, evolution of recrystallized textures such as grain size distribution (GSD) and lattice preferred orientation (LPO) during DRX has been quantitatively investigated by nucleation-and-growth models.

Key words: dynamic recrystallization, nucleation, grain growth, recovery, strain-softening, shear zone

はじめに

高温における岩石の長時間クリープでは、変形の進行 とともに動的再結晶(dynamic recrystallization)が起 こり、再結晶組織の発達がその後の岩石の力学的挙動を 大きく左右する.動的再結晶の過程を調べる手法として は、天然や実験系で変形した試料を観察・解析するほ か、アナログ物質を用いたその場観察も行なわれている. 前者については、近年、透過電子顕微鏡(transmission electron microscope, TEM)を用いて、転位レベルか ら再結晶組織が議論されるようになってきた.本稿で は、これらの観察に基づいて明らかになってきた動的再 結晶の機構および、剪断帯形成における役割についてレ ビューする.

岩石から過去の変形条件を読み取るためには,再結晶 組織の微視的構造のみならず,組織全体の統計的性質と 変形条件との関係を明らかにすることが必要であり,そ のためには理論やシミュレーションによる演繹的な手法 が不可欠である.本稿の最後の節では,最近の成果をふ まえつつ,動的再結晶をモデリングするための方法につ いて論じたい.

動的再結晶とは

高温における岩石変形についての理解は,材料科学の 知識や手法を輸入することにより大きく飛躍した.「動的 再結晶」もまた,金属材料の研究から提唱された概念で ある.しかしこれを造岩鉱物に適用するにあたっては, いくつかの定義の拡張が必要であった.一方,地質学で は変形と同時に起こる再結晶作用に対して,古くから造

1

© The Geological Society of Japan 1998

構時再結晶(syntectonic recrystallization)という用 語が使われてきた.「動的再結晶」は造構時に起こると いって差し支えないが,その逆は必ずしも成り立たない ので,天然の岩石に適用する際にはさらに注意を要す る.そこで本節ではまず,「動的再結晶」の概念の成立と その変遷についてまとめる.

金属では変形中に蓄積した歪エネルギー(転位エネル ギー)を主たる駆動力とする再結晶作用として、1次再 結晶(primary recrystallization)が古くから認められ てきた. 1次再結晶は、圧延(塑性変形)後の焼きなま し工程におこる静的再結晶(static recrystallization) である.これに対して、クリープの最中にも変形によっ て再結晶が起きている、すなわち動的再結晶が起きてい ることの直接的な証拠は、クリープ曲線から得られた (Luton and Sellars, 1969; Sellars, 1978). 塑性変形 の初期には転位の増殖により歪硬化がおこるが、これが 転位の上昇運動による回復とつりあうことで、遷移ク リープから定常クリープに徐々に移行するのが回復ク リープである.ところが銅・ニッケルなど、動的回復の 遅いいくつかの面心立方(face-centered cubic, fcc) 金属では、定常クリープの前に顕著な歪軟化や流動応力 の振動がみられた(第1図). 歪軟化は、変形の集中する 結晶粒界付近で新しい結晶核が生じ、これが粒界移動 (grain boundary migration, GBM) により成長し, 周りに集積していた転位を一掃することで説明された. 新しい、転位を殆ど含まない再結晶粒子も、成長ととも に塑性変形を受け、それ自身の中の転位密度が増大して 硬化し、次に核生成した粒子にとって代わられる。ク リープ曲線の振動は、こうした核生成-成長サイクル





第1図.転位クリープにおける応力-歪曲線の模式図.動的再結晶がはじまると歪軟化が起こる(太線・破線).振動(太線)は再結晶粒径と初期粒径の比が2より小さいときにのみ起こみられる(Sakai and Jonas, 1984).

が、多数の粒子にわたって同期することで説明された. このような動的再結晶の過程は、TEM による転位の微 細構造の観察からも支持された. 金属における動的再結 晶の力学的挙動を定量的に説明する理論については、 Sakai and Jonas (1984) や酒井 (1986) に解説されて いる. なお、歪軟化は斜長石や石英でも報告されている (Tullis and Yund, 1985; Hirth and Tullis, 1992).

以上のように,動的再結晶においては核生成-成長過 程が本質的であることが認識されたが、Sellars (1978) はまた、これとは異なるタイプの再結晶過程について言 及している. すなわち, 亜結晶粒子がそれぞれ回転する ことにより再結晶粒子になる「その場再結晶(recrystallization in situ)」である、「その場再結晶」には、回 復過程のみしか含まれていないことから, Sellars はこれ を「動的再結晶」に含めては考えていなかった. しかし 亜結晶粒回転(subgrain rotation, SGR)は次節で詳し く述べるように、造岩鉱物において最も普通にみられる 核生成過程である. そこで Poirier (1985) の教科書では 「その場再結晶」も「動的再結晶」に含めて、後者を "変形に誘起される、結晶の粒径・形・方位の改変であ り, 化学変化を少し伴うか, あるいは全く伴わない"と 拡張定義しており、「その場再結晶」に対応する GBM を ほとんど伴わない再結晶を「回転再結晶(rotation recrystallization)」, GBM を伴う再結晶を「移動再結晶 (migration recrystallization)」と呼んでいる.

今日,「回転再結晶 vs. 移動再結晶」あるいは「SGR 再 結晶 vs. GBM 再結晶」(Mercier, 1980; Avé Lallemant, 1985) という分類が最もよく用いられているようだが, 次節でみるように石英などでは,広い変形条件において 亜結晶粒回転(SGR)と活発な粒界移動(GBM)が同時 に起こっている.上述の定義に従えば,これも「移動再 結晶」ということになるが,誤解を招きやすい.(そのた め Drury and Urai (1990) は「回転」「移動」および

「一般再結晶」の3つに分類することを提案している). さらに注意しておきたいのは、「回転再結晶」によるク リープが、定常過程としては存在しないということであ る. 亜結晶粒径は差応力によって決まっているため (Twiss, 1977), 再結晶後の粒成長がないかぎり, 次の 亜結晶粒子の形成・回転サイクルを起こすことができな い. したがって、「回転再結晶」は亜結晶粒子の集合体が 再結晶粒子のそれに置きかわるまでの過渡的現象をみて いるにすぎない.いったん再結晶が完了したあとは、そ のまま結晶粒子としてグルグル回っているか、粒成長が 起こり、再び亜結晶粒がその中に形成されるというサイ クルを繰り返すかのどちらかしかない. 前者の場合は 「粒界すべりクリープ」に移行したことになり、後者の 場合は「移動再結晶」に移行(Poirier, 1985; p.183) したということになる. 混乱を避けるため, 次節では再 結晶機構を素過程に分け、核生成と粒界移動のそれぞれ について,独立に分類記載する.

核生成と粒界移動

地殻・マントルで塑性変形した岩石の転位密度は通常 10¹⁴/m²以下であるが、この時の歪エネルギーは数10 J/mol 以下にすぎず (Wintsch and Dunning, 1985)、 熱揺動による核生成理論で臨界核を作ることは難しい (Burrows et al., 1979; Gottstein and Mecking, 1985).動的再結晶における核生成機構としては、バルジ 核生成 (bulge nucleation), 亜結晶粒成長 (subgrain growth, SGG),および前述の亜結晶粒回転 (SGR) が あげられる (第2図). いずれも、'地'の結晶の一部が 元となって, 臨界サイズを越える結晶核が作られる点に おいて共通している。動的再結晶においては、化学反応 とカップリングしている場合 (後述)をのぞき、古典的 な核生成理論に従って全く新しい再結晶粒子が生じてい るという微細構造からの証拠は得られていない.

バルジ核生成は結晶粒界の張り出し部分(バルジ)が もととなって、再結晶核となる機構である.バルジの成 因として、不純物(Bailey and Hirsch, 1962)や転位 壁(Richardson et al., 1966)にドラッグされた粒界か らの、歪誘起粒界移動(strain-induced boundary migration, SIBM)が考えられる.SIBMの駆動力は、 局所的に集積した転位や亜粒界のエネルギーである.こ のモデルでは、バルジの背後にも結晶粒界が生じるプロ セスが必要である.Bellier and Doherty(1977)は、粒界 に沿う亜結晶粒子からのバルジ形成と、次に述べる SGG とが協同して再結晶核をつくるモデルを提案している.

SGGでは、亜粒界移動(sub-boundary migration)に より、亜結晶が粗大化して再結晶核になる. 亜粒界がいくつ もの亜結晶を越えて移動して、亜結晶粒の合体(subgrain coalescence)が起こると、方位差(misorientation)が 積算されて大きくなり、高角結晶粒界をもつ結晶核にな る(Gottstein and Mecking, 1985). 一方 SGR では、 亜結晶粒が回転することにより亜粒界が高角結晶粒界に (a) バルジ核生成

不純物によるドラッグ



転位壁によるドラッグ



(b) 亜結晶粒成長



(c) 亜結晶粒回転



第2図.動的再結晶における核生成機構.

なり, 再結晶核が生じる. こうしてできた再結晶核も, 周囲の亜結晶粒内部と同じような大きさと転位構造を持 つこととなる (White, 1973; Hirth and Tullis, 1992). しかし実際上は、回転によって高角結晶粒界にな る前に界面移動がはじまり, SGR から SGG に移行した とみられるケースも多い (Drury et al., 1985). 低角お よび高角結晶粒界の境いめは便宜的に10~15度くらいと されているが、両者の間にはっきりとした線引きができ るわけではない (Drury and Urai, 1990). 界面の易動 度(すなわち界面における拡散係数)もまた、方位差と ともに大きくなると考えられる.SGG や SGR による核 生成は結晶内部でも可能だが、しばしば歪の集中する結 晶粒界や、変形帯・キンク境界・変形ラメラ・双晶境界 などに偏在する (Hobbs, 1968). 大理石の変形実験 (Schmid et al., 1980) によると, 核生成の場所は応力 が大きいときには粒界に限られ、中程度の応力では結晶 粒子の縁辺部や変形帯に沿って広がり、コアーマントル 構造をなす. さらに低い応力では内部まで一様に核生成 が起こる.

造岩鉱物において SGR をはじめて報告したのはおそら く Hobbs (1968) であろう. Hobbs は天然で変形した石 英結晶において, 亜結晶同士の方位差が場所とともに 徐々に大きくなって、遂には再結晶粒子の集合体に移り 変わることを観察した.同様の微細構造は、カンラン石 (Poirier and Nicolas, 1975),岩塩(Guillope and Poirier, 1979),方解石(Schmid et al., 1980)などで 次々と報告され、岩石において最も普遍的に起こってい る核生成機構であると考えられるに至った.方解石のア ナログ物質である硝酸ナトリウムのその場変形観察実験 でも、実際にSGRが起こっていることが確認された (Tungatt and Hunphreys, 1981).SGRはマグネシウ ム合金(Drury et al., 1985)やアルミニウム(Perdrix et al., 1981)でも報告されているが、金属においては例 外的である.マグネシウム合金は六方晶系であり、アル ミニウムはfcc金属の中でも積層欠陥エネルギーが大き いため交叉すべりによる動的回復が速いことが、関係し ていると思われる.

上記のことから,核生成機構が鉱物の結晶構造に依存 することが示唆されるが、同じ鉱物でも変形条件によっ て変化する. Hirth and Tullis (1992) は変形実験に よって得られた石英の再結晶組織を、低温・高歪速度か ら高温・低歪速度にむかって、領域Ⅰ・Ⅱ・Ⅲの3つに 区分した(第1表).領域Iではバルジ核生成が支配的で あるが、粒界付近において転位セルの回転(セル回転 cell misorientation) による核生成を示唆する構造もみ られる.これに対し、領域Ⅱ・Ⅲでは SGR による核生成 が支配的である.核生成の場所は、領域Ⅱにおいては変 形した結晶の粒界に限られ、コアーマントル構造をなす のに対し、領域Ⅲでは変形の進行とともに100%再結晶粒 子に置き換わっている.このような変化は、転位の回復 過程と密接にかかわっていると考えられた. 転位の上昇 運動が熱活性化過程であるため、高温ほど回復過程が速 く進む.同じ温度では, 歪速度が大きいほど転位の増殖 が速く,回復が遅れる.TEMによる観察によると,領 域Iでは、転位は相互に絡みあって集積しているが、領 域Ⅱ・Ⅲでは亜結晶粒子が形成され、その内部で自由転 位の密度は低く,上の考えを裏づけている.

粒界移動(GBM)の速度rは,駆動力Fと易動度Mの積として,

r = MF

と表される. Mは粒界をよぎる拡散の速さを表わし, 拡 散が熱活性化過程であるために, 温度の上昇にともなっ て急激にその値が大きくなる. Fは主に結晶粒界の両側 の転位エネルギー差であるが, 高温・低歪速度では回復 過程により転位密度が下がるとともに, 転位の分布が均 質化されるため, Fは小さくなる. GBM の温度依存性 は, この相反する2つの効果のどちらが大きいかによっ て決まってくる. Guillopé and Poirier (1979) は岩塩 において, Tungatt and Hunphreys (1981) は硝酸ナ トリウムにおいて, 高温・高差応力(高歪速度) 側で 「回転再結晶」から「移動再結晶」に変化する, 即ち GBM が活発になることを報告している. なお, 不純物

(1)

4

清 水 以知子

第1表. Hirth and Tullis (1992) の変形実験による,石英の再結晶組織の分類.

温度	歪速度	領域	核生成機構	GBM	転位密度	微細構造*
高	低	III	SGR	+	低	高い再結晶分率 (~ 100%)
. 1	Ļ	II	SGR	_	低	扁平化したオリジナル粒子
低	高	Ι	粒界バルジ	+ (局所的)	高	オリジナル粒子の不均一変形

SGR: 亜結晶粒子回転, GBM: 粒界移動, * 歪量 50~60 % のとき

(溶質) や分散相を含む場合は、ドラッグ効果により F の値が下がるため、「移動再結晶」のはじまりが高温側に ずれる (Poirier and Guillopé, 1979; Guillopé and Poirier, 1979).

Hirth and Tullis (1992)の結果を粒界移動について みると、領域 I では SIBM を示す構造が TEM レベルの 観察で認められる.領域 I では、温度が低く易動度 M は 小さいが、駆動力 F の効果が局所的にそれをしのぐため と考えられる.領域 II では、再結晶粒子も亜結晶粒子と ほとんど同じサイズを保っているが、領域 II になると粒 成長がみられる.領域 II と II では回復過程により F は小 さくなるが (このことはクリープ曲線に大きな歪軟化が みられないことからも伺い知れる)、領域 III では温度が十 分高くなるため M の効果がこれを上まわり、GBM がグ ローバルに活性化された結果と考えられる.

石英の領域Ⅱと領域Ⅲはそれぞれ,上述の岩塩や硝酸 ナトリウムにおける「回転再結晶」と「移動再結晶」に 相当すると考えられたが,歪速度(応力)依存性が逆セ ンスになっていることに注意したい.領域Ⅱ/Ⅲ境界は GBM の活動度そのものよりむしろ,時間に依存する性 質を反映しているのかもしれない.高温・低歪速度では SGR による核生成が速く進行するため,「回転再結晶」 から「移動再結晶」への移行(前節参照)が速やかに行 なわれた結果と考えれば説明は付く.領域Ⅱ/Ⅲ境界は地 殻内部の条件に外挿することができる(榊原,1996)が, 実験結果を天然の岩石に適用するにあたっては,時間 (変形量)に依存する変化を十分考慮する必要がある.

以上のように、石英ではGBM の活発な領域が「回転 再結晶」の低温側と高温側に分かれて存在する.低温側 の領域Iには、金属で従来考えられてきた核生成−成長 過程による動的再結晶の概念がよくあてはまる.他方、 高温側の領域IIは、SGR による核生成とGBM による粒 成長で特徴づけられる.同様の再結晶過程を示す石英組 織は三波川帯などの広域変成帯でも普遍的にみられる. 石英以外では岩塩・硝酸ナトリウムのほか、マグネシウ ム合金(Drury et al., 1985)でも領域IIに相当する組 織が観察されており、おそらく岩石や岩石アナログの高 温変形において一般的な再結晶過程と思われる.GBM を伴う動的再結晶は、動的回復とは拮抗的に作用し、回 復が遅いときに動的再結晶が起こると考えられてきたが (Sellars, 1978; Yund and Tullis, 1991; Toriumi, 1982), 領域Ⅲでは回復過程と GBM がともに再結晶に関 わっており, このような見方はもはや成り立たなくなっ た.

組成変化と化学反応

多成分多相系である岩石では、変形に誘起される再結 晶に化学組成の変化が伴われる場合が多い.前述のよう に、Poirier (1985) は動的再結晶の定義の中に、若干の 化学変化を認めているが、どこまでを「動的再結晶」に 含めるかは曖昧である.組成変化を起こす素過程として は、固体拡散や粒界移動、粒間の流体相からの沈殿が議 論されてきた.

White (1975) は、角閃岩相の低温部の変成条件で変 形した斜長石において、細粒の再結晶粒子のAn 組成 (An_{20-27}) が, ポーフィロクラストのそれ (An_{20-32}) よ り減少していることを見いだした. TEM の観察による と、ポーフィロクラストの周縁で転位密度が高くなって おり、その部分を置換するように歪のない再結晶粒子が 生じている. そこで、組成変化は固体拡散の結果であ り、転位を通してのパイプ拡散が元素交換を促進したと 考えた. 一方 Yund and Tullis (1991) は、2つの異な る組成(An₁とAn₇₉)の斜長石粉末を混合して変形実験 を行ない、White(1975)と同様、新しく生じた細粒結 晶において中間組成に変化していることを見いだした. 細粒化により粒界面積が増えることは、固体拡散に有利 に働くが、NaSi と CaAl の相互拡散係数から見積もる と,拡散距離は実験時間では無視しうるほど小さい.そ こで彼らは、動的再結晶の過程で高速拡散路である粒界 が結晶を通過する際に、NaSi/CaAl 交換が起こったと考 えた、その根拠として、再結晶していない元の結晶では 縁辺部でも組成変化がほとんどみられないこと,再結晶 粒子の組成が不均一であり、1つの再結晶粒子の中にも 端から端へと濃度勾配がみられることなどをあげてい る.

剪断帯における斜長石の再結晶に伴なう組成変化は、上 記の他にも、グラニュライト相 (Olsen and Kohlstedt, 1985),角閃岩相 (Behrmann and Mainprice, 1987),

さらに緑色片岩相の低温部 (Allison et al., 1979; Kerrich et al., 1980)の変成条件で報告されている. 特に Kerrich et al. (1980) は, 再結晶粒子の組成がポーフィロクラス トのテイルの先にむかって曹長石まで連続的に変化する ことを詳細に示した. 同様の組成変化は雲母類について も報告されている (Etheridge and Hobbs, 1974; Kerrich et al., 1980). しかし, グラニュライト相の斜 長石を除き、亜粒子や粒界バルジからの核生成が見られ ないため, 歪エネルギーよりもむしろ, 化学反応のエネ ルギーが駆動力として重視されている. 特に緑色片岩相 の低温部は、長石類において脆性破壊の卓越する領域で あるため、通常の意味での動的再結晶が広範に起こって いるとは考えがたい. Fitz Gerald and Stünitz (1993) は、緑色片岩相の低温部で再結晶した長石を、TEM を 用いてさらに詳細に観察した. 再結晶は長石内部の微小 割れ目と密接に関わっており、曹長石・雲母を含む新し い鉱物共生への変化を伴う. そこで彼らは、微小割れ目 の発達が、加水反応に必要な水や拡散物質移動を促進し たと考えた. さらに, 再結晶核と母結晶との間に方位関 係がないことより、相変化(分解反応)は、古典的な溶 液からの核生成理論に従うものと結論している.

注意しておきたいのは、上記のような破断ー分解反応 による再結晶も、 '転位密度の高い結晶の中に、転位をあ まり含まない再結晶粒子を生じている'という微細構造 の上では、典型的な(歪エネルギーのみによる)動的再 結晶と区別できないことである (Fitz Gerald and Stunitz, 1993, Fig. 14). 再結晶において, 歪エネル ギーと化学的エネルギーのどちらが駆動力として勝って いるかは、転位構造のみから判断することはできない. 先の Yund and Tullis (1991)の実験では、静水圧実験 および単一組成の斜長石の変形実験との比較で、歪エネ ルギーの方が化学反応の駆動力より大きいと明瞭に結論 づけているが、天然の岩石の再結晶でどちらが大きいか は一概にはいえない. 1次相転移がおきるときの化学ポ テンシャル差は、固相-固相反応の場合、転移温度を数 10度越えれば100 J/mol 程度となり,流体相を含む相変 化の場合は、これより1桁以上大きくなる. これに対し て転位による永久歪エネルギーは、前述のように、通常 数10 J/mol を越えない.従って、相変化がある場合には おおむね化学反応のエネルギーの方が大きいということ ができる.しかし、固溶体が連続反応によって序々に組 成を変えていく場合はこの限りでない.また,脆性領域 に近い比較的低温で変形した場合の転位密度は10¹⁵/m², 局所的には10¹⁶/m²に及ぶこともあり、このとき歪エネル ギーは数100~数1000 J/mol 程度と、相変化の化学エネル ギーに匹敵する値になると見積もられている(Wintsch and Dunning, 1985).

以上のように、変形時の再結晶における化学反応の関 与のしかたには、'組成変化を伴う動的再結晶'から'歪 の解放を伴う相変化'というべきものまで、様々な段階 がある. さらに、粒界移動ではなく、拡散クリープや圧 カ溶解クリープ(清水, 1994b; Shimizu, 1995)のよう
な溶解-拡散-沈殿過程,およびこれとカップリングした分解反応でも、化学変化は起こる(Yund and Tullis,
1991; Simpson and Wintsch, 1989).少なくとも、核
生成または粒成長が粒間の流体相からの沈殿で起こる場合には、動的再結晶と呼ぶべきではなかろう.

剪断帯における細粒化と歪軟化

剪断帯深部を構成する, 塑性変形の卓越する岩石での 細粒化(マイロナイト化)には、動的再結晶が重要な役 割を果たしていると考えられてきた。勿論、ここでいう 「動的再結晶」の中には、前節で述べたように様々な程 度に化学反応過程が関与している. 歪みが局所化して剪 断帯ができるのは塑性不安定性のためだが、これには歪 軟化が必要条件となる (Hobbs et al., 1990; Poirier, 1980). 斜長石や領域 I の石英では、動的再結晶とともに 顕著な歪軟化がみられるため、これが剪断帯への歪の局所 化の大きな要因と考えられる (Tullis and Yund, 1985; Hirth and Tullis, 1992). もちろん, 歪軟化を起こす メカニズムは動的再結晶だけではない.変形の初期に は,浸透率の増大と,それに伴う塑性変形や化学反応の 促進が歪軟化の要因として重要であろう(Tullis et al., 1996). 変形により、結晶方位や粒子の形態に定向配列が できることによっても, 歪軟化が起こりうる. また, 次 に述べるように、細粒化によって変形機構が拡散クリー プに移行することも、歪軟化の大きな要因として考えら れる.

一般に、結晶粒径が非常に小さいと、転位クリープよ り拡散クリープが支配的になる. 細粒物質で粒界すべり を伴う拡散クリープによって大きな延性変形が得られる 現象は、金属やセラミクスで超塑性として知られてい る. 粒界すべりが起こっていることは, 走査型電子顕微 鏡(scanning electron microscope, SEM)下の引張試 験によっても直接観察されている(Geckimli and Barret, 1976). 方解石や硬石膏 CaSO4においても, 鏡面研磨し た試料面を接着し、変形実験後にひきはがして表面観察 したときに粒子の差動により凹凸が生じていることか ら, 粒界すべりが確認された (Schmid et al., 1977; Walker et al., 1990, Dell'Angelo and Olgaad, 1995). 粒間に流体相が介在するときは、圧力溶解クリー プによって適合される超塑性が起こる(Wakai, 1994: Paterson, 1995).動的再結晶による再結晶粒径は応力 に対して負の依存性があるので(後述),高い差応力の下 で動的再結晶した場合に著しい細粒化がおこり、拡散ク リープに移行すると考えられた (White, 1977). しか し,差応力が大きくなると,変形機構図の転位クリープ 領域と拡散クリープ領域の境界線も細粒側にシフトする ので、この境界をよぎることができないという議論もあ る (Etheridge and Wilkie, 1979; Poirier, 1985). こ の場合は、不純物による粒界のピン留めなど、別の要因 を考慮しなければならない. 相分離(分解反応)を起こ

す場合は、細粒の混合相ができ粒成長が阻害されるため、超塑性が安定化しやすいと考えられる(Stünitz and Fitz Gerald, 1993; Ito and Sato, 1991). 極細粒 のマイロナイトの成因としては、シュードタキライトか らの再結晶も議論されている(Passchier, 1982; Hobbs et al., 1986; Koch and Mash, 1992; White, 1996; 久保・高木, 1997).

細粒化過程が動的再結晶であっても、その後の変形過 程が動的再結晶を伴う転位クリープであるか、拡散ク リープであるかは区別する必要がある.変形実験で流動 則の応力指数,粒径依存性から拡散クリープと判断され た多結晶体の組織には、次のような特徴がある:

- 結晶サイズが小さいこと.ただし、どのサイズで 拡散クリープが優勢になるかは、鉱物の種類と差 応力・温度条件による (Schmid et al., 1977; Karato et al., 1986).
- 2. 低い, または変化に富む転位密度 (Schmid et al., 1977; Karato et al., 1986; Dell'Angelo and Olgaad, 1995).
- ポリゴナル組織 (Schmid et al., 1977; Karato et al., 1986; Walker et al., 1990). ただし,次に 述べるように粒界すべりが卓越すると思われる場 合には、これと異なる粒子形状を示すことがあ る.

このほか, 沈殿によるリムや組成累帯構造の存在も, 拡 散クリープを指示するものと考えられた(Yund and Tullis, 1991). 超塑性流動(粒界すべり)の証拠として は, 前述のような結晶粒子の表面観察のほか, 実験試料 およびマイロナイトに見られる次のような特徴があげら れてきた:

- 格子定向配列 (lattice preferred orientation, LPO) が無いかもしくは弱い (Boullier, and Gueguen, 1975; Allison et al., 1979; Behrmann and Mainprice, 1987; Walker et al., 1990; Dell'Angelo and Olgaad, 1995). 隣接粒子との 間に結晶方位の相関がない.
- 2. 結晶粒界における空隙 (void) の存在 (Behrmann and Mainprice, 1987; Tullis and Yund, 1991).
- 5. 矩形の結晶粒子(White, 1977; Tullis and Yund, 1991).
- 4. 粒界の方向性 (White, 1977; Stünitz and Fitz Gerald, 1993).
- 5. 異なる鉱物が隣接するモザイク組織 (Kerrich et al., 1980).
- 6. 他鉱物の間隙を埋める分布形態. 特に角閃岩相の 花崗岩質マイロナイトでは,カリ長石の溶解-拡 散-沈殿過程による粒界すべりの適合が重視され た(Behrmann and Mainprice, 1987).

但し、粒界すべりは必ずしも拡散クリープに対応するものではなく、粒界すべりを転位によって適合する機構も 提案されている (Gifkins, 1976). 上にあげたのような組織の特徴を用いて、極細粒のマ イロナイトでは超塑性流動が支配的であると一般に考え るられるようになってきた.特にLPOの有無は、超塑性 流動かどうかをきめる、重要な決め手とされてきた.し かし最近、TEMによる局所的な結晶方位測定によっ て、ウルトラマイロナイト中の粒径数ミクロンの石英で も、はっきりとしたLPOを示す例が報告されている

(Fliervoet and White, 1995). また超塑性流動でも, 転位クリープと拡散クリープの遷移領域で,粒界の結合 性が転位の活動によって維持されているような場合に は,LPOが発達することが知られている(Rutter et al., 1994; Dell'Angelo and Olgaad, 1995). 超細粒マイロ ナイトの形成過程と流動機構,およびそこでの再結晶作 用の役割を解明することは,断層のレオロジーを考える 上で重要だが,まだ詳しい調査例は少なく(嶋本ほか, 1996),今後多方面からの記載が望まれる.

定量的モデルの構築にむけて

動的再結晶における組織形成の物理モデルを考えるため には、再結晶組織を定量的に表すことが第一歩となる.単 相組織(1種類の鉱物よりなる組織)を考えても、組織を 記述する統計量・統計分布として、再結晶分率・粒径分 布・形態および格子定向配列などがあげられる.

定常組織

動的再結晶組織を特徴づける上では、定常組織 (steady-state microstructure)の概念が有用である. 定常組織をもつ多結晶体では、その力学的な状態(応 力・歪速度)が一定に保たれているのみならず、組織を 特徴づけるさまざまな統計量も一定に保たれていると考 える.しかしこれは、静的な平衡状態を意味するのでは ない. あたかも人間社会において, 各年齢層の人口があ る動態を示すように、個々の結晶粒子は生成消滅を繰り 返しているが、平均としてみれば、ある一定の粒径分布 なり定向配列なりを示しているということである. 定常 組織の存在は、再結晶組織における粒径と軸率の関係 (Means, 1981) や, その場変形観察実験で, 剪断面に 対して常に一定の角度をもつ定常面構造(steady-state foliation) が形成されること (Ree, 1991) から示唆さ れてきた. Herwegh and Handy (1996) のその場観察 実験では、結晶粒子のサイズや形態のみならず、結晶方 位についても定常組織が達成されることが示された. 勿 論,マイロナイトなどでは明らかに定常組織に到ってい ないケースも多いが、定常組織とそこへいたる遷移状態 を区別しておくことは、議論をわかり易くする.

再結晶分率

遷移状態を記述するための,最も基本的な統計量は再結 品(体積)分率である.均一核生成のとき,核生成速度一 定,粒成長速度一定と仮定すると,再結晶分率 X の時間発 展は Kolmogorov (1937) および Johnson-Mehl- Avrami の式 (Johnson and Mehl, 1939; Avrami, 1939, 1940, 1941),いわゆる Avrami の式で記述できる:



第3図. 核生成一成長モデルによる,定常状態における再結晶粒径 aの対数頻度分布 $f_3(a)$ と, 2次元断面における見かけの粒径 Dの対数頻度分布 $f_2(b)$. 核生成速度 Iと粒成長速度 Rは一定で,再結晶核の大きさは無限小と仮定. $d_c \equiv (36 R/\pi eI)^{1/4}$ は長さをスケールする定数. ただし eは自然対数の底.

$$X = 1 - \exp\left[-\left(\frac{t}{t_e}\right)^4\right] \tag{2}$$

ここで, tは再結晶が始まってからの時間, t_{c} は時間をス ケールする定数. (2)式の簡単な導出については小岩 (1986) に解説されている. Xはある時刻 tから急激に 増加するS字型カーブを描く. 結晶粒界で核生成すると きは,同じ仮定のもとで,Cahn (1956)の式で記述され る.Cahnの式は,初期粒界を再結晶粒子が覆いつくす までは,Avramiの式で近似されるが,その後は(2)式の 形で tの指数が1に漸近する.もちろん,Avramiの式 やCahnの式は,非常に単純な仮定に基づいているの で,実際の再結晶組織に適用する場合はこの点を十分吟 味することが必要である.動的再結晶では粒成長ととも に隣接粒子との転位密度差が減少し,粒成長の速度が減 じることを考慮すると,Avramiの式またはCahnの式を 上限にして,tの指数がこれらより小さくなる (Roberts et al., 1979).

再結晶粒径

再結晶粒子の1つ1つを新しい'相'とみなすと,動 的再結晶は連続的な相転移とみなされる. そこで Shimizu (1998) はこれに Avrami の式を適用し、さら に核生成点の統計的ゆらぎを考慮することにより、定常 状態における結晶の粒径分布(grain size distribu tion, GSD) を求めた(第3図a). 断面計測によるみか けの粒径分布は,対数正規分布のそれに近似的である (第3図b).一方,天然の岩石の動的再結晶による GSDも、おおよそ対数正規分布であると信じられている b^{s} (Ranalli, 1984; Freeman and Ferguson, 1986; Fliervoet and White, 1995), 粒径解析のデータが示さ れているのは Michibayashi and Masuda (1993), 清水 (1994a) など, 数少ない. 図版 I および第4図・第5図 に、石英の再結晶組織の解析例を示す. Shimizu (1998) の理論は、天然の分布の対数正規性を説明するが、なお 定量的には隔たりがある.

再結晶粒径については、応力に強く依存することが実 験的に知られており(たとえばLuton and Sellars,



第4図.石英片岩(図板I)中の石英の結晶粒界のトレース.ここでは消光位を3方向に変えた薄片写真および, 鋭敏検板を入れた薄片写真から,結晶粒界と亜粒界を判別した.白雲母の部分は塗りつぶしている.

1969; Mercier et al., 1977; Ross et al., 1980; Karato et al., 1980), Twiss (1977) の理論を拠り所にして, 次の形に整理されてきた

$$\frac{d}{b} = B\left(\frac{\sigma}{\mu}\right)^{-p} \tag{3}$$

ここでdは平均粒径, bはバーガースベクトルの長さ, σ は差応力, μ は剛性率で, Bは温度に依らない定数と された. Twiss (1977) は粒界エネルギーとバルクの歪 エネルギーの釣り合いで上の式を導いたが,動的再結晶 のように絶えず結晶粒子が生成消滅を繰り返している系 において, エネルギー平衡に基づいて議論することは不 合理である (Poirier, 1985). これに対し, Derby and Ashby (1987) や清水 (1997) は,粒径が核生成速度と 成長速度の競合で決まっていると考えて,定常状態にお ける平均粒径を求めた. バルジ核生成の場合,応力指数 pは1.5であり (Derby and Ashby, 1987; Derby, 1990), SGR 核生成の場合は1.25 (粒界核生成)から1.33 (均一核生成)の値をとる (清水, 1997). Bに弱い温度 依存性があることも予想された.

(3)式の形の「古応力計」は、転位密度や亜結晶粒径に

8



第5図. 三波川変成帯(四国汗見川流域)における石英片岩中の石英の粒径分布. 結晶粒界のトレース(第4図)をイメージスキャナで読み,画像処理によって各粒子の断面積を読み取った. (a)断面上のみかけの粒径(*R*=√断面積/π)分 布. *N*:全粒子数. (b)同,対数頻度分布. *R_n*:モード値.

よる「古応力計」よりも地下深部での変形時の差応力をよ く保持していると考えられ(Ross et al., 1980; White, 1979a), マントル由来のゼノリス(Mercier et al., 1977 ; Mercier, 1980) やマイロナイト(White, 1979b; Etheridge and Wilkie, 1981; Christie and Ord, 1980; Kohlstedt and Weathers, 1980) などに, 次々 と応用されてきた. 再結晶粒径による「古応力計」は簡 便ではあるが, 再結晶分率の非常に小さい, 明らかに定 常状態に達していない組織に(3)式を機械的に適用するの は, あまり意味がない.

結晶粒子の形状

Masuda and Fujimura (1981)は、変形実験によっ て得られた石英粒子の粒形と結晶粒界の荒さに着目し て、石英岩の定常組織を2つの型に区分した.低温・高 歪速度領域をしめるS型の組織は、扁平な粒子形状と鋸 歯状の結晶粒界で特徴づけられる.一方、高温・低歪速 度領域をしめるP型の組織は、等粒状結晶と直線的な結 晶粒界をもつポリゴナル組織で特徴づけられる(第2 表). Masuda and Fujimura (1981)の実験領域は、前 述のHirth and Tullis (1992)の領域II・IIの範囲と重 なっており、組織の特徴は一見類似した事実を示してい

第2表. Masuda and Fujimura (1981) による,定常 状態における石英の動的再結晶組織の分類.

温度	歪速度	分類	結晶粒子	結晶粒界
高	低	P 型	等粒状	直線的
1	Ļ			
低	高	S 型	扁平	鋸歯状

るようにも見える. ここで注意すべきことは, Masuda and Fujimura (1981)の実験が超微粒のメノウを出発 物質としているということである. そのため試料は早期 に100%再結晶し,定常状態に到る. そこで彼らは定常組 織の2つの相としてS型/P型を提案している. これに 対し, Hirth and Tullis (1992)の記載は主に粗粒の石 英岩を出発物質とした実験に基づいており,低温~中間 領域では試料はまだ完全に再結晶するに到っていない.

Masuda and Fujimura (1981) と Hirth and Tullis (1992) では分類の意図や基準が違うので,みかけの組 織の類似性で両者を対応づけるのは適当でない.

Masuda and Fujimura (1981)の論文は,過去の状態 量である歪速度についての情報が得られる (Masuda, 1982)ことを示した点で画期的であったが,組織の現象 的な記載に終わっていることには物足りなさが残った. 後にKarato and Masuda (1989)は,S型/P型組織 の成因を結晶の異方的成長で説明しているが,筆者は転 位すべりによる変形と粒界移動の競合が本質的ではない かと予想している.

結晶方位

鉱物の LPO については数多くのデータがあり、結晶内 部すべりに基づくシミュレーションは、これを説明する ことに成功してきた(竹下, 1996). しかし動的再結晶に よる LPO の改変については、いまだ不明な点が多い.か つて Kamb(1959) などによって、熱力学理論で再結晶 による LPO を予測することが試みられたが、熱力学で扱 えるのは転位によらない均一な弾性歪エネルギーのみで あり、地殻やマントルではその寄与は無視し得るほど小 さい. 転位エネルギーの異方性を反映した粒成長(配向 成長)では、'硬い'(辷りにくい)方位にある結晶が優 先的に成長すると予想される. '柔らかい'(辷りやす い)粒子が大きな変形をこうむり、転位も蓄積されると 考えられるためで、このことは、かんらん石や石英の実 験からも支持されている (Karato, 1987; Kunze and Avé Lallemant, 1981; Gleason et al., 1993). もっと も, Taylor モデルのように多結晶体で均一歪変形を仮定 すれば、 (硬い) 結晶粒子の方がより大きな仕事を受けた ことになり、歪エネルギーも大きいと考えることもでき る. Jessel (1988a, b) は, '柔らかい'(こりやすい) 粒子がより成長に有利と仮定して、シミュレーションを 行なっている.一方,再結晶核の方位は,バルジ核生

成・亜結晶粒成長および回転のいずれの場合でも、母結 晶の方位にコントロールされる. 石英などでは、細粒の 再結晶粒子の結晶方位が、ばらつきながらも母結晶の方 位に集中していることが報告されている (Ransom, 1971). 歪の大きい粒子で選択的に核生成が起こる(配向 核生成)とすると、'柔らかい'(辷りやすい)結晶方位 が卓越することが期待される (Wenk et al., 1997), Herwegh and Handy (1996) のアナログ実験でも、動 的再結晶の卓越する定常状態において、'柔らかい'結晶 粒子の方位がより強調される結果が得られている.この ように再結晶過程では、配向成長と配向核生成によっ て、全く逆センスの優先方位が形成され得るため、シ ミュレーションによって定量的に LPO を予測することが 必要となる. Jessel ら (Jessel, 1988a, b; Jessel and Lister, 1990) は Taylor-Bishop-Hill モデルとモンテカ ルロ法を用いて, また Wenk ら (Wenk et al., 1997; Wenk, 1996) はセルフ・コンシステント理論を用い て, 歪硬化と核生成 – 粒成長過程を考慮した LPO シミュ レーションを行なっている.

以上のように,動的再結晶による組織形成過程のモデ リングにおいては,核生成-成長過程を考えることが基 本となる.これに結晶内部すべりによる変形や歪硬化を 入れることにより,組織の異方性が表現できる.粒径分 布理論とLPOシミュレーションを組み合わせて,組織の 発展を総合的に記述するモデルを構築することも今後の 課題であり,Wenkらのグループと筆者はそのための共 同研究を計画している.

再結晶モデルを天然の変形岩や、シンプルな実験系で 検証するにあたっては、変形組織を客観的かつ迅速に定 量化する手段が必要である. 粒子解析のためには、空間 分解能とともに、画質(画素数)が問題となってくる. 筆者らは、平成8年度からの科学研究費基盤研究(B) 「レーザー偏光顕微鏡の開発とその計量岩石組織学への 応用」において、走査型レーザー顕微鏡(laser scanning microscope, LSM)による岩石組織の高精細デジ タル画像取得と、コンピューター画像処理による定量化 を研究課題として掲げている.

結晶方位の計測は、これまで光学的手法によるほか、 X線または中性子線回折法が用いられてきた.後者は細 粒物質にも使えるという利点があったが、微細構造と対 応づけるためには TEM の電子線回折像や、SEM の電子 線チャネル像(electron channeling pattern, ECP)か ら1個1個方位を決定するしかなかった(Fliervoet and White, 1995; Lloyd and Freeman, 1991).最近になっ て、電子線の後方散乱像(electron backscatter pattern, EBSP)を自動的に解析し、結晶方位についての情報を ミクロン単位でマッピングすることができる、強力なシ ステムが開発された(Adams et al., 1993など). EBSP による方法は、組織から得られる情報の質と量を格段に 向上させるものであり、これからの物質科学および、岩 石鉱物の構造解析における常套手段となるだろう. 10

謝 辞

千葉大学の金川久一氏,広島大学の竹下 徹氏には, 丁寧な査読を賜り,有益な助言をいただいた.本研究は 文部省科学研究費(基盤研究(B)(2)課題番号 09440173)によって助成された.

文 献

- Adams, B.L., Wright, S.I. and Kunze, K., 1993, Orientation imaging: the emergence of a new microscopy. *Metall. Trans.*, 23A, 819-831.
- Allison, I., Barnett, R. L. and Kerrich, R., 1979, Superplastic flow and change in crystal chemistry of feldspars. *Tectonophysics*, 53, T41-T46.
- Avé Lallemant, H.G., 1985, Subgrain rotation and dynamic recrystallization of olivine, upper mantle diaprism, and extension of Basin-and-Range province. *Tectonophysics*, **119**, 89-117.
- Avrami, M., 1939, Kinetics of phase change. I. General theory. Jour. Chem. Phys., 7, 1103-1112.
- Avrami, M., 1940, Kinetics of phase change. II. Transformation-time relations for random distribution of nuclei. *Jour. Chem. Phys.*, 8, 212-224.
- Avrami, M., 1941, Kinetics of phase change. III. Granulations, phase change, and microstructure theory. *Jour. Chem. Phys.*, 9, 177-184.
- Bailey, D. W. and Hirsch, P.B., 1962, The recrystallization process in some polycrystalline metals. *Proc. R. Soc.*, A267, 11-30.
- 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**, 297-3051.
- Bellier, S.P. and Doherty, R.D., 1977, The structure of deformed aluminum and its recrystallization - investigations with transmission Kossel diffraction. Acta Metall., 25, 521-538.
- Boullier, A. M. and Gueguen, Y., 1975, SP-mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **50**, 93-104.
- Burrows, S., Hunphreys, J. and White, S., 1979, Dynamic recrystallization. A comparison between magnesium and quartz. Bull. Minéral., 102, 75-79.
- Cahn, J. W., 1956, The kinetics of grain boundary nucleated reactions. *Acta Metall.*, **4**, 449-459.
- Christie, J.M. and Ord, A., 1980, Flow stress from microstructures of mylonites: example and current assessment. *Jour. Geophys. Res.*, **85**, 6253-6262.
- Dell'Angelo, L.N. and Olgaard, D.L., 1995, Experimental deformation of fine-grained anhydrite: Evidence for dislocation and diffusion creep. *Jour. Geophys. Res.*, 100, 15425-15440.
- Derby, B., 1990, Dynamic recrystallization and grain size. In Barber, D.J. and Meredith, P.G., eds., Deformation processes in minerals, ceramics and rocks, Unwin Hyman, London, 354-364.
- Derby, B. and Ashby, M.F., 1987, On dynamic recrystallization. Scripta Metall., 21, 879-884.
- Drury, M.R., Humphreys, F.J. and White, S.H., 1985, Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue, II, Dynamic recrystallization mechanisms at high temperatures. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 40, 208-222.
- Drury, M. R. and Urai, J. L., 1990, Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, **172**, 235-253.

- Etheridge, M.A. and Hobbs, B.E., 1974, Chemical and deformation controls on recrystallization of mica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **43**, 111-124.
- Etheridge, M. A. and Wilkie, J. C., 1979, Grainsize reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. *Tectonophysics*, 58, 159-178.
- Etheridge, M. A. and Wilkie, J.C., 1981, An assessment of dynamically recrystallized grainsize as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. *Tectonophysics*, **78**, 475-508.
- Fitz Gerald, J.D. and Stünitz, H., 1993, Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reaction and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**, 269-297.
- Fliervoet, T.F. and White, S.H., 1995, Quartz deformation in a very fine grained quartzo-feldspathic mylonite: a lack of evidence for dominant grain boundary sliding deformation. *Jour. Struct. Geol.*, **17**, 1095-1109.
- Freeman, B. and Ferguson, C.C., 1986, Deformation mechanism maps and microtectonics of rock with distributed grain sizes. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 3849-3860.
- Geckinli, A.E. and Barrett, C.R., 1976, Superplastic deformation of the Pb-Sn eutectic. *Jour. Mater. Sci.*, 11, 510-521.
- Gifkins, R.C., 1976, Grain boundary sliding and its accomodation during creep and superplasticity. *Metall. Trans.*, **7A**, 1225-1232.
- Gleason, G. C., Tullis, J. and Heidelbach, F., 1993, The role of dynamic recrystallization in the development of lattce preferred orientations in experimentally deformed quartz aggregates. *Jour. Struct. Geol.*, 15, 1145-1168.
- Gottstein, G. and Mecking, H., 1985, Recrystallization. In Wenk, H.-R., ed., Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis, Academic Press, Orland, 183-218.
- Guillopé, M. and Poirier, J.-P., 1979, Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: An experimental study. *Jour. Geophys. Res.*, 84, 5557-5567.
- Herwegh, M. and Handy, M. R., 1996, The evolution of high-temperature mylonitic microfabrics: evidence from simple shearing of a quartz analogue (norcamphor). *Jour. Struct. Geol.*, 18, 689-710.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1992, Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Jour. Struct. Geol.*, 14, 145-159.
- Hobbs, B.E., 1968, Recrystallization of single crystals quartz. *Tectonophysics*, 6, 353-401.
- Hobbs, B.E., Mühlhaus, H.-B. and Ord, A., 1990, Instability, softening and localization of deformation, In Knipe, R.J. and Rutter, E.H., eds., Deformation mechanisms, rheology and tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub., no. 54, 143-165.
- Hobbs, B.E., Ord, A. and Teyssier, C., 1986, Earthquakes in the ductile regime? *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 309-336.
- Ito, E. and Sato, H., 1991, Aseismicity in the lower mantle by superplasticity of the descending slab. *Nature*, 531, 140-141.
- Jessell, M. W., 1988a, Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates-I. Description of the model. *Jour. Struct. Geol.*, 10, 771-778.
- Jessell, M. W., 1988b, Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates-II. Example model runs. *Jour. Struct. Geol.*, 10, 779-793.
- Jessell, M. W. and Lister, G.S., 1990, A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. In Knipe, R.J. and Rutter, E.H., eds., Deformation mechanisms, rheology and tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub., no. 54,

353-362.

- Johnson, W. A. and Mehl, R. F., 1939, Reaction kinetics in processes of nucleation and growth. *Trans. AIME*, 135, 416-459.
- Kamb, W.B., 1959, Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. *Jour. Geol.*, 67, 153-170.
- Karato, S., 1987, Seismic anisotropy due to lattice preferred orientation of minerals: kinematic or dynamic? In Manghhami, M.H. and Shono, Y., eds., High pressure research in mineral physics, Geophys. Monogr., 39, Amer. Geophys. Union, Washington, 455-471.
- Karato, S. and Masuda, T., 1989, Anisotropic grain growth in quartz aggregates under stress and its implication for foliation development. *Geology*, **17**, 695-698.
- Katato, S., Paterson, M.S. and Fitz Gerald, J.D., 1986, Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water. *Jour. Geophys. Res.*, 91, 8151-8176.
- Katato, S., Toriumi, M. and Fujii, T., 1980, Dynamic recrystallization of olivine single crystals during high-temperature creep. *Geophys. Res. Lett.*, 7, 649-652.
- Kerrich, R., Allison, I., Barbett, R.L., Moss, S., and Starkey, J., 1980, Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 221-242.
- Koch, N. and Masch, L., 1992, Formation of Alpine mylonites and pseudotachylytes at the base of the Silvretta nappe, Eastern Alps. *Tectonophysics*, **204**, 289-306.
- Kohlstedt, D.L. and Weathers, M.S., 1980, Deformationinduced microstructures, paleopiezometers, and differential stress in deeply eroded fault zones. *Jour. Geophys. Res.*, 85, 6269-6285.
- 小岩昌宏, 1986, 相変化の速度論の系譜 Johnson-Mehl-Avrami の式をめぐってー. 日本金属学会会報, **25**, 640-648.
- Kolmogorov, A.N., 1937, Statistical theory of nucleation processes. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Math., 3, 355-366.
- 久保和也・高木秀雄,1997,畑川破砕帯西部,阿武隈花崗岩中 に発見されたシュードタキライト,地質雑,103,798-801.
- Kunze, F.R. and Avé Lallemant, H.G., 1981, Non-coaxial experimental deformation of olovine. *Tectonophysics*, 74, T1-T13.
- Lloyd, G.E. and Freeman, B., 1991, SEM electron channeling analysis of dynamic recrystallization in a quartz grain. *Jour. Struct. Geol.*, **13**, 945-953.
- Luton, M.J. and Sellars, C.M., 1969, Dynamic recrystallization in nickel and nickel-iron alloys during high temperature deformation. Acta Metall., 19, 1033-1043.
- Masuda, T., 1982, A microstructural sequence of quartz schists in central Shikoku, southwest Japan. *Tectonophysics*, 83, 329-345.
- Masuda, T. and Fujimura, A., 1981, Microstructural development of fine-grained quartz aggregates by syntectonic recrystallization. *Tectonophysics*, **72**, 105-128.
- Means, W.D., 1981, The concept of steady-state foliation. *Tectonophysics*, **78**, 179-199.
- Mercier, J.-C. C., 1980, Magnitude of continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology. *Jour. Geophys. Res.*, 85, 6293-6303.
- Mercier, J.-C. C., Anderson, D. A. and Carter, N. L., 1977, Stress in the lithosphere: Inferences from steady state flow of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, **115**, 199.
- Michibayashi, K. and Masuda, T., 1993, Shearing during progressive retrogression in granitoids: abrupt grain size reduction of quartz at the plastic-brittle transition for feldspar. *Jour. Struct. Geol.*, **15**, 1421-1432.

- Olsen, T.S. and Kohlstedt, D.L., 1985, Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. *Tectonophysics*, 111, 107-131.
- Passchier, C. W., 1982, Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 4, 69-7900.
- Paterson, M.S., 1995, A theory of granular flow accomodated by material transfer via an intergranular fluid. *Tectonophysics*, 245, 135-151.
- Perdrix, C., Perrin, M.Y. and Montheillet, F., 1981, Comportement mécanique et évolution structurale de l'aluminium au cours d'une déformation à chaud de grande amplitude. *Mem. Sci. Rev. Metall.*, 78, 309-320.
- Poirier, J.-P., 1980, Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *Jour. Struct. Geol.*, 2, 135-142.
- Poirier, J.-P., 1985, *Creep of crystals*. Cambridge University Press, Cambridge, 260p.
- Poirier, J.-P. and Guillopé, M., 1979, Deformation induced recrystallization of minerals. Bull. Minéral., 102, 67-74.
- Poirier, J.-P. and Nicolas, A., 1975, Deformation-induced recrystallization by progressive misorientation of subgrain-boundaries, with special reference to mantle peridotites. *Jour. Geol.*, 83, 707-720.
- Ranalli, G., 1984, Grain size distribution and flow stress in tectonites. *Jour. Struct. Geol.*, **6**, 443-447.
- Ransom, D. M., 1971, Host control of recrystallized quartz grains. *Mineral. Mag.*, 38, 83-88.
- Ree, J.-H., 1991, An experimental steady-state foliation. Jour. Struct. Geol., 9, 1001-1011.
- Richardson, G.J., Sellars, C.M. and McTegart, W.J., 1966, Recrystallization during creep of nickel. Acta Metall., 14, 1225-1236.
- Roberts, W., Bodén, H. and Ahlbom, B., 1979, Dynamic recrystallization kinetics. *Metal Sci.*, **13**, 195-205.
- Ross, J. V., Avé Lallemant, H.G. and Carter, N.L., 1980, Stress dependence of recrystallized-grain and subgrain size in olivine. *Tectonophysics*, **70**, 39-61.
- Rutter, E. H., Casey, M. and Burlini, L., 1994, Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks, *Jour. Struct. Geol.*, **16**, 1431-1446.
- 酒井 拓, 1986, 金属の動的再結晶. 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, 175-193. Sakai, T. and Jonas, J.J., 1984, Dynamic recrystallization: mechanical and microstructural considerations. *Acta Metall.*, **32**, 189-209.
- 榊原信夫,1996,石英の変形微細組織と格子定向配列による変 形温度・歪速度の推定.地質雑,102,199-210.
- 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.
- Sellars, C. M., 1978, Recrystallization of metals during hot deformation. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A288, 147-158.
- 嶋本利彦・堤 昭人・川本英子・高橋美紀・青柳良輔・大友幸子,1996,断層岩と断層のレオロジー:研究の歩みと展望. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子編,テクトニクスと変成作用(原 郁夫先生退官記念論文集),創文,東京,314-332.
- 清水以知子, 1994a, 岩石の流動と再結晶粒径分布. 月刊地球, 16, 749-754.
- 清水以知子, 1994b, 圧力溶解による岩石の変形とレオロジー: レビュー.構造地質, no. 39, 153-164.
- Shimizu, I., 1995, Kinetics of pressure solution creep in

quartz: Theoretical considerations. *Tectonophysics*, **245**, 121-134.

- 清水以知子,1997,動的再結晶粒径の応力・温度依存性:亜結 晶粒回転モデル.日本地質学会第104年学術大会講演要旨, 164.
- Shimizu, I., 1998 in press, Lognormality of crystal size distribution in dynamic recrystallization. *FORMA*.
- Simpson, C. and Wintsch, R.P., 1989, Evidence for deformationinduced K-feldspar replacement by myrmekite. Jour. Metamorphic Geol., 7, 261-275.
- 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.
- 竹下 徹, 1996, 天然変形石英岩中の c 軸ファブリック転移に 基づく変形物理条件の推定. 地質雑, 102, 211-222.
- Toriumi, M., 1982, Grain boundary migration in olivine at atmospheric pressure. *Phys. Earth Planet Intev.*, **30**, 26-35.
- Tullis, J. and Yund, R.A., 1985, Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**, 238-241.
- Tullis, J. and Yund, R. A., 1991, Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Jour. Struct. Geol.*, 13, 987-1000.
- Tullis, J., Yund, R.A. and Farver, J., 1996, Deformationenhanced fluid distribution in feldspar aggregates and implications for ductile shear zones. *Geology*, 24, 63-66.
- Tungatt, P.D. and Hunphreys, F.J., 1981, An in-situ optical investigation of the deformation behaviour of sodium nitrate - an analogue for calcite. *Tectonophysics*, 78, 661-675.
- Twiss, R.J., 1977, Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 227.
- Wakai, F., 1994, Step model of solution-precipitation creep. Acta Metall. Mater., 42, 1163-1172.

- Walker, A. N., Rutter, E. H. and Brodie, K. H., 1990, Experimental study of grain-size sensitive flow of synthetic, hot-pressed calcite rocks. *In Knipe*, R. J and Rutter, E. H., eds., *Deformation mechanisms, rheology* and tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub., no. 54, 259-284.
- Wenk, H.-R., 1996, A deformation-based model of dynamic recrystallization applied to quartz. In Shimamoto, T., Hayakawa, Y., Shiota, T., Oda, M., Takeshita, T., Yokoyama, S. and Ohtomo, Y., eds., Tectonics and metamorphism (The Hara Volume), Sobun, Tokyo, 280-285.
- Wenk, H.-R., Canova, G., and Brechet, Y., 1997, A deformation-based model for recrystallization of anisotropic materials. Acta Material., 45, 3283-3296.
- White, J. C., 1996, Transient discontinuities revisited: pseudotachylyte, plastic instability and the influence of low pore fluid pressure on deformation processes in the mid-crust. *Jour. Struct. Geol.*, **178**, 1471-1486.
- White, S. H., 1973, Syntectonic recrystallization and texture development in quartz. *Nature*, **244**, 276-278.
- White, S. H., 1975, Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **50**, 287-304.
- White, S.H., 1977, Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 39, 143-170.
- White, S. H., 1979a, Difficulties associated with paleostress estimates. *Bull. Minéral.*, **102**, 210-215.
- White, S.H., 1979b, Grain and sub-grain size variation across a mylonite zone. Contrib. Mineral. Petrol., 70, 193-202.
- Wintsch, R.P. and Dunning, J., 1985, The effect of dislocation density on the aqueous solubility of quartz and geologic implications: A theoretical approach. *Jour. Geophys. Res.*, 90, 3649-3657.
- Yund, R. A. and Tullis, J., 1991, Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 193-202.

(要 旨)

清水以知子, 1998, 岩石における動的再結晶. 地質学論集, 第50号, 1-12. (Shimizu, I., 1998, Dynamic recrystallization in rocks. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 50, 1-12.)

多結晶体の高温クリープにおけるレオロジー的性質は、動的再結晶による微細構造の変化に 大きく影響される.動的再結晶の機構は、動的回復の速さや結晶粒界の易動度によって変化 し、温度・歪速度に依存する.造岩鉱物において、高温・低歪速度クリープ条件では、亜結晶 粒回転による核生成が支配的となる.動的再結晶は、延性剪断帯における細粒化や歪軟化機構 として重要である.最近、核生成-成長モデルによって、動的再結晶組織(粒径分布および格 子定向配列)の定量化が試みられている.