

圧力溶解による岩石の変形とレオロジー：レビュー

Rock Deformation by Pressure Solution and its Implications to the Rheology of Lithosphere: A Review

清水以知子*
Ichiko Shimizu*

Abstract: Pressure solution-diffusion-precipitation process is important in deformation and compaction in the earth crust. This paper reviews the theoretical and experimental works on the thermodynamics and kinetics of pressure solution creep. It is often misunderstood that pressure solution is caused by increase in solubility due to increase in hydrostatic pressure (Thomson principle). In truth, the driving forces of pressure solution is differential stress at loading-faces (stress solution) and strain energy at free-faces (strain solution). Stress solution is dominant in deformation in non-porous rocks during metamorphism. If diffusion coefficient through grain boundary water is small enough, the strain rate of pressure solution creep is proportional to d^{-3} (diffusion-controlled pressure solution creep), whereas if that is large enough the creep rate is proportional to d^{-1} (reaction-controlled pressure solution creep).

はじめに

堆積岩中の碎屑粒子や化石、石英脈などが最大圧縮軸の方向で溶解し、胴切り truncate された組織にたいして圧力溶解 pressure solution という用語が古くから用いられてきたが、その機構をめぐるは研究者によって異なった解釈が付されてきた。本稿では圧力溶解という言葉に成因を含めずに、地質学上の記載用語としてゆるやかに定義しておく。圧力溶解が報告されているのは主に緑色片岩相の低変成度部までであって、温度にして150~350℃ぐらいの領域である(McClay, 1977)。高変成度領域では圧力溶

解の指示物となる化石や碎屑粒子があまり残存していないことが一つの理由としてあげられよう。しかし完全に再結晶した結晶片岩中でも、しばしばザクロ石や斜長石斑状変晶の累帯構造の一部が片理に沿って溶食されているのがみられ、Hara et al. (1984)によって圧力溶解によるものと解釈された。溶解した物質は間隙などを通じて岩石から取り去られ、しばしば全岩の体積減少をもたらすが、引っ張り方向に垂直な面で結晶成長したり、展張クラック内に再沈殿したりして元の岩石にとどまっている場合も多い。

圧力溶解→拡散→再沈殿の過程を通じて個々

1993年9月2日受付。1993年12月16日受理。

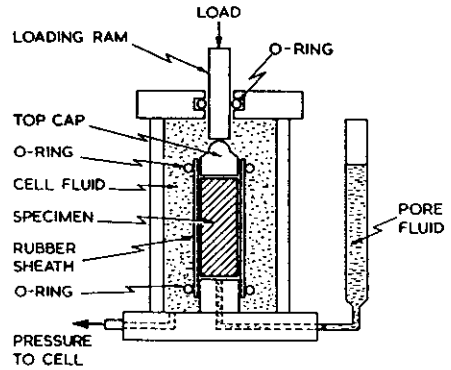
*東京大学地質学教室。

の結晶粒子の形状が変化し、岩石スケールにおける変形や圧密が引き起こされる。水を媒介とした粒界拡散によるクリープは、圧力溶解クリープ (Green, 1984), 溶解沈殿クリープ solution-precipitation creep (Raj & Chyung, 1984; Den Brok & Spiers, 1991), 溶質移動 solution-transfer (Durney, 1972; Graz, 1991) によるクリープ等の名前では呼ばれている。粒間の水への溶解反応が実際にクリープの素過程として関与していることは Pharr & Ashby (1983) の実験によって示された。彼らの KCl および砂糖の圧密実験においては、間隙を水溶液でみたした場合に圧密変形が促進され変形速度が応力に比例するよう変化するのに対し、灯油でみたした場合には dry の条件下と変わらなかった(第1図)。また Gratier & Guiguet (1986) は間隙水の NaOH 濃度を变化させて石英の圧密変形をおこない、石英の溶解度が高いときほど石英粒子の扁平化が促進される結果を得ている。

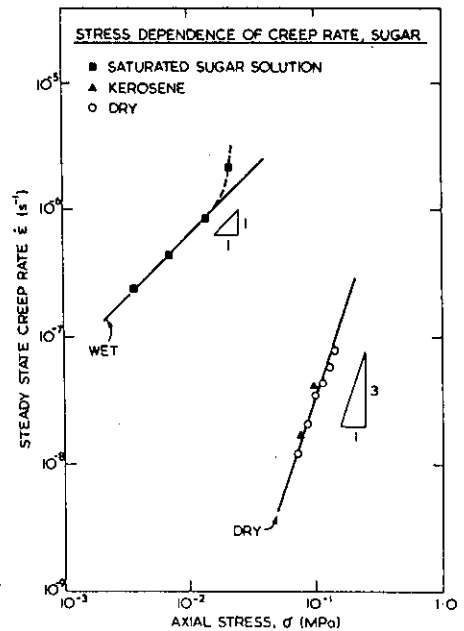
圧力溶解クリープ、あるいはより一般化された問題として固液 2 相系におけるクリープの構成則を知ることは、地殻内部、特に付加体のように水を含んだ地質体のレオロジーを明らかにする上で重要であるばかりでなく、部分熔融したマントルにおける変形やメルトの分離過程を考える上で避けて通れない問題である。本稿では圧力溶解クリープについて、これまで出されて来た概念を速度論的見地から整理する。

応力下の熱力学

最初にクリープの素過程を考えるための基礎となる熱力学について簡単にまとめよう。非静水圧下での反応や拡散にたいしては、古典熱力学をそのままの形で適用することはできない。応力下の熱力学は、内部エネルギーの変分をもちいた Gibbs (1906) の理論にまで遡る。Gibbs の考えは地球科学の分野において、Kamb (1959) をはじめとする局所平衡理論に引き継がれた。そこでは応力下の結晶表面における化学ポテンシャルが次の形で与えられている：



a)



b)

第1図 間隙水が多結晶体のクリープ速度の促進する例 (Pharr & Ashby, 1983)。砂糖を用いた20℃における3軸圧密試験(a)で定常クリープ速度 $\dot{\epsilon}$ は、間隙流体のない場合(dry)、および間隙を灯油でみたした場合(kerosene)に比べ、砂糖に飽和した水溶液でみたした場合(wet)に著しく速くなっており、間隙流体が単に機械的にクリープを促進しているだけではなく、砂糖の溶解反応がクリープの素過程に含まれていることを示唆する(b)。また後者の場合にはクリープ速度が軸圧 σ に比例している。

$$\mu^+ = -\sigma_n v + f \quad (1)$$

ここで σ_n は固相表面の垂直応力。近年、応力下の熱力学を非平衡熱力学の立場から定式化する試みがなされている (Lehner & Bataille, 1984; Lehner, 1990; Shimizu, 1992a)。Shimizu (1992a) によれば、応力下で結晶成長するときの固相表面の化学ポテンシャルは、

$$\mu^+ = -\tau v + f \quad (2)$$

$$\tau = \mathbf{a} \cdot \mathbf{T} / \mathbf{a} \cdot \mathbf{n} \quad (3)$$

で与えられる。但し、 \mathbf{T} は界面に働く応力、 v はモル体積、 f は Helmholtz 自由エネルギー、 \mathbf{n} は界面の単位法線ベクトル、 \mathbf{a} は界面の成長方向の単位ベクトルである。固相面上に剪断応力がないとき、上式は局所平衡理論の結果と一致する。一方、応力下の等方性物質における溶質拡散のための化学ポテンシャルは、非圧縮性の理想溶液の場合、

$$\bar{\mu} = p v + f \quad (4)$$

ここに $p \equiv -\sigma_{kk}/3$ は平均圧力であり、 $\bar{\mu}$ は溶質についての量を表す (Shimizu, in prep.)。非静水圧下では、これらの化学ポテンシャルと Gibbs 自由エネルギー (Kumazawa, 1961, 1963) は等しくならない (Shimizu, 1992a, b)。

圧力溶解の駆動力

多くの鉱物の水にたいする溶解度は圧力の上昇とともに増大する。圧力溶解の原因もここにあると理解されることも多かった。他方、結晶粒子同士の接触点では応力集中によって弾性歪エネルギーが増加するので、これが溶解度上昇の原因だという考えもある。さらに、1970年代には、非静水圧下の熱力学やクリープ理論から岩石変形が論じられた。Gibbs-Kamb の熱力学理論を継承した Durney (1972) や Paterson (1973)、そして圧力溶解と材料科学における Coble クリープ (Coble, 1963) との類似性に注目した Elliott (1973) や McClay (1977) らは、差応力の下で (1) 式右辺第 1 項の大きさが方位に

よって変化することが圧力溶解の原因と考えた。

今、簡単のため固相面上に剪断応力が働かないとする。応力による固相の体積変化は無視できるほど小さいので、圧力溶解の駆動力 $X_{\text{溶解}}$ (1) 式より

$$\begin{aligned} X_{\text{溶解}} &= -(\bar{\mu} - \mu^+) \\ &= -p(v - \bar{v}) + \hat{\sigma}_n v + (f - \bar{f}) \end{aligned} \quad (5)$$

但し、 $\hat{\sigma}_n \equiv \sigma_n - (-p)$ は有効応力。右辺第 1 項は (i) 静水圧による効果 [Thomson の原理]、第 2 項は (ii) 差応力による効果 [Poynting の原理] を表し、(iii) 弾性歪エネルギーによる効果 [Riecke の原理] は最後の項に含まれる (Durney, 1971; Buthurst, 1971; Engelder et al., 1981)。変形に伴って転位や空孔が生じる場合、これらの欠陥のもつエネルギー、すなわち (iv) 塑性歪エネルギーによる効果もまた最後の項で表される (Green, 1984)。この式からわかるように、静水圧の効果は固相のモル体積と液相中の溶質の体積の差によって、正にも負にもなり得る。ところが稀な例として、黄鉄鉱のように溶解における体積変化が負になる (Henley et al., 1986) 鉱物においても圧縮方向で溶解が起こっていることが報告されている (McClay & Ellis, 1983, 1984)。このことから圧力溶解が、静水圧の上昇による溶解とは異なる現象であることが推察される。

今、最大圧縮主応力 σ_1 方向 (A) で結晶が溶解し、粒界を拡散移動したあと最小圧縮主応力 σ_3 方向 (B) で沈殿する過程を考える (第 2 図)。溶解・拡散・沈殿の素過程の駆動力 X はそれぞれ

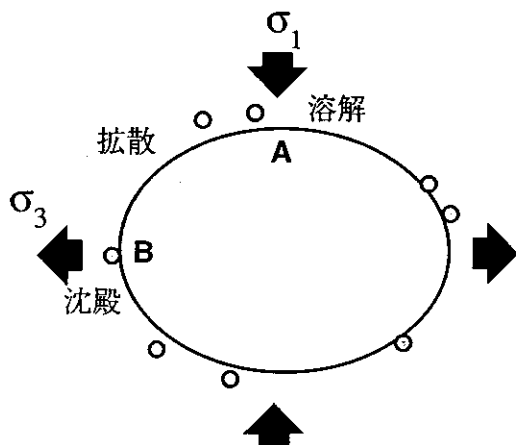
$$X_{\text{溶解}} = -(\bar{\mu}_A - \mu_A^+) \quad (6)$$

$$X_{\text{拡散}} = -(\bar{\mu}_B - \bar{\mu}_A) \quad (7)$$

$$X_{\text{沈殿}} = -(\mu_B^+ - \bar{\mu}_B) \quad (8)$$

と表される。添字は A または B における値を表す。溶解・拡散・沈殿の全過程の駆動力は

$$\begin{aligned} X_{\text{全}} &= X_{\text{溶解}} + X_{\text{拡散}} + X_{\text{沈殿}} \\ &= -(\mu_B^+ - \mu_A^+) \equiv -\Delta \mu^+ \end{aligned} \quad (9)$$



第2図 圧力溶解クリープの素過程。最大主圧縮応力 σ_1 方向に垂直な面(A)で固相は溶解し、粒界の水のなかを拡散移動して、最小主圧縮応力 σ_3 方向に垂直な面(B)で再沈殿することにより、固体粒子の形が偏平化する。

$$\Delta \mu^+ = -\Delta(\sigma_n v) + \Delta f \quad (10)$$

但し、 Δ はAとBにおける差を表す。最後の項は弾性歪エネルギーの差 Δf^{elas} と、塑性歪エネルギーの差 Δf^{plas} 項よりなる (Shimizu, 1992a) :

$$\begin{aligned} \Delta \mu &= -\Delta \sigma_n v + \Delta f^{elas} + \Delta f^{plas}; \\ \Delta \sigma_n &= \sigma_1 - \sigma_3 \end{aligned} \quad (11)$$

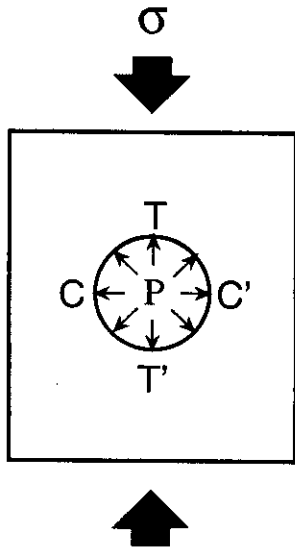
上式の右辺各項はそれぞれ差応力(ii)、弾性歪エネルギー(iii)、塑性歪エネルギー(iv)に駆動される部分を表す。ここで注意すべきことは、全過程の駆動力が固相の化学ポテンシャル勾配のみで表現されていることであり (Robin, 1978), 流体相の圧力効果(i)が含まれていない。したがって黄鉄鉱のように圧力とともに溶解度が減少する場合でも、圧縮方向から展張方向へ濃度勾配にさからって拡散が起こることになる。多くの造岩鉱物では溶解度が正の圧力依存性を示すため、静水圧効果(i)と差応力効果(ii)の違いが必ずしもよく理解されていない。よく引用されている Rutter (1976) の変形機構図においても、圧力溶解の駆動力は差応力であると

考えていながら、クリープ速度を見積る際には駆動力を静水圧効果で置き換えてしまっている (Rutter, 1976の A 2, A 6 式)。

地殻深部の条件下では(ii)の差応力の寄与に比べ、(iv)の塑性歪エネルギー項や(iii)の弾性歪エネルギー項は遥かに小さい (Shimizu, in review; Bothworth, 1981)。また、歪エネルギーは必ずしも σ_1 方向の面で最大になるわけではないから結晶片岩にみられるような異方性のある組織の原因とは考え難い。従って変成岩における圧力溶解クリープは主に(ii)の差応力によって駆動される。Wintsch & Dunning (1985) の転位論による計算でも、天然にみられる石英の転位密度の範囲では、転位エネルギーによる溶解度変化はごく小さいことがわかる。但し後述するように、変形を受けているときの粒子-粒子接触部にバルクの結晶内以上に転位や空孔などの欠陥が集中することは考慮する必要がある。

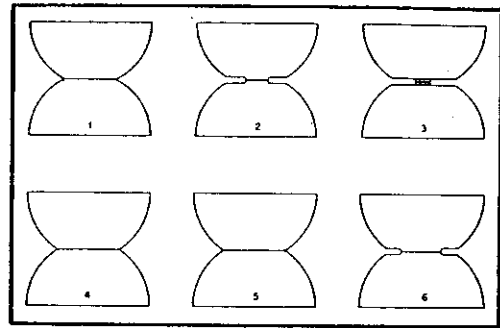
一方、未固結岩の圧密過程のように間隙率が大きく、応力場の異方性(差応力)より不均質性(応力集中)が卓越する場合には歪エネルギー項の役割が相対的に大きくなる。Sprunt & Nur (1977) は円孔のある試料(第3図)をもちいて歪みエネルギーによる溶解の実験を行った。円孔のまわりでは垂直応力は一定なので、(11)式の差応力の項は関与しない。実験の結果、荷重方向に直角な方向に孔が広がった。接線応力はこの方向で最大となるので弾性歪エネルギーによって選択的な溶解が起こったと解釈された。その後 Bothworth (1981) は同じく円孔のある試料をもちいて、乾燥状態で荷重、荷重をはずして溶解実験という手順を踏むことにより、弾性エネルギーや試料の変形による孔の偏平化の効果を分離して、塑性歪エネルギーによる溶解を実証しようとした。Engelder (1982) は天然のクリノイドの変形について同様の議論を行なっている。このように間隙に面した溶解では塑性歪エネルギーが主たる駆動力となると考えられる。

上述のような歪エネルギーによる溶解を、Engelder (1982) は自由面溶解 free-surface dis-



第3図 円孔のまわりの応力場。円孔のある板状の試料を流体中に置き、軸圧 σ をかけた場合、円孔の壁面にたいする垂直応力はどこでも流体圧 P に等しく、剪断応力は T および T' において最大引張応力点、 C および C' において最大圧縮応力点になる。

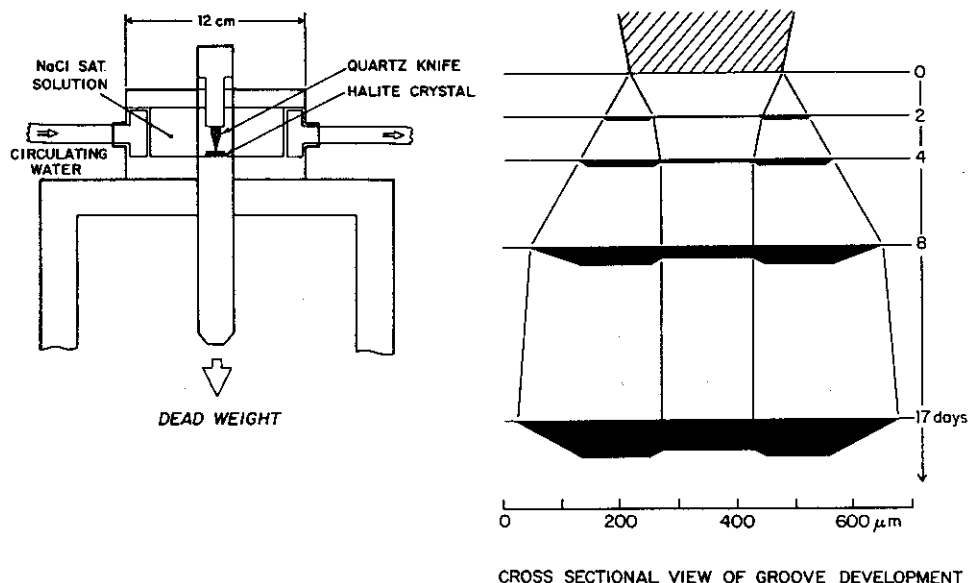
solution, Bothworth (1981)は歪誘起選択溶解 strain-induced preferential dissolution, Shimizu (in review)は歪溶解 strain solution とよんで、荷重面 loading-face における圧力溶解(Shimizu, in review の応力溶解 stress solution)とは区別している。しかし、圧力溶解が自由面溶解による粒子-粒子接触部でのくびれ necking と底切り undercutting によって進行するという考え(第4図)も繰り返し提案されてきた。Ostapenko (1968, 1975)はその際、粒子接触部付近での破碎や塑性変形が水の浸透と溶解度上昇に大きく寄与していると考えた。Tada & Siever (1986)は岩塩単結晶に石英ナイフを押しつけながらの溶解実験(第5図)で、溶解によってできた溝の中に転位によるエッチピットを多数観察した。溶解によって溝の部分が広がると荷重面での応力が上昇し、塑性変形によって応力が緩和される。実験を継続していくと、塑性変形と自由面溶解が釣り合うような平衡状



第4図 粒界くびれによる圧力溶解を説明する Weyl (1959)の図。溶解によって粒子-粒子接触部がくびれて細くなり(2)、破碎されて(3)上下の粒子が相対的に近づく(4)。なお、Weyl自身は荷重面における粘性フィルムを介した圧力溶解を支持している。

態に到達した。そこで彼らは塑性変形と自由面溶解のカップリングによって圧力溶解が進行するモデルを提案している。これと似たような考えは Pharr & Ashby (1983)にもみられる。

上述のような粒界くびれによる圧力溶解は応力場の不均一性に起因するものであり、変成岩中にみられるような異方的な溶解現象を説明し得ない。異方的な組織の形成とこれによる岩石の変形は、すでに述べてきたように、荷重面における差応力に起因するものと考えられる。他方、圧力溶解は続成作用における圧密機構としても重要視されてきた(Angevine & Turcotte, 1983; James et al., 1986; Tada & Shiever, 1989; 多田, 1991)。未固結堆積物では粒子と粒子は点接関係で支えられているが、接触部が圧力溶解することにより面接関係にかわっていく。ときには礫岩サイズのえくぼ石 pitted pebbles を形成することもある(Ramsay, 1967, Fig. 5-48)。溶解した物質は間隙に再沈殿し、堆積物をセメント化する。多孔質岩石では粒子-接触部に応力集中するため、粒界くびれによる圧力溶解が起こる可能性がある。これまで行なわれてきた多くの圧密実験で、粒界くびれを示すような構造は確かめられていなかった(Schutjens, 1991; Spiers & Schutjens, 1990; Spiers et al., 1990)が、



第5図 Tada & Siever (1986)の圧力溶解実験装置と溶解面の時間変化。岩塩の板に押しつけた石英ナイフの周囲に溶解による溝が発達する。

最近 Spiers & Brzesowsky (1993)は高応力領域において圧密クリープの応力指数が1より大きくなり、くびれ説を支持するような粒界構造が発達することを報告している。

律速過程

複数の素過程が直列に結ばれているときは、それらのうち最も遅いものが全過程を律速し、並列に結ばれているときは最も速いものが速度を支配する。圧力溶解においては結晶粒界のプロセスと間隙におけるプロセスがあり、それぞれにおいて溶解・拡散・沈殿というプロセスが存在する。圧密の進んだ岩石では粒界プロセスと間隙プロセスが直列過程として働き、間隙中の物質移動に比べ、より遅いプロセスである粒界内の反応や拡散が律速する (Elliott, 1973; Rutter, 1976)。これとは対照的に、多孔質岩石においては粒界プロセスと間隙プロセスが並列過程として働き、粒子境界で溶解が起こらないか、起こっても非常に遅いため、間隙に面した溶解が速度を支配すると考えるのが粒界くびれ

モデルである。

粒界過程が律速する圧力溶解クリープにはさらに、粒界拡散が律速する場合と反応が律速する場合の2つの極限がある。一般には反応と拡散をカップリングさせて解くことによってクリープ速度を求めることができる (Shimizu, in review; Dewers & Ortoleva, 1990)。拡散が律速する場合(拡散律速圧力溶解クリープ)、歪速度 $\dot{\epsilon}$ は Coble クリープと類似の形で表される (Shimizu, in review; Stocker & Ashby, 1973; Rutter, 1976) :

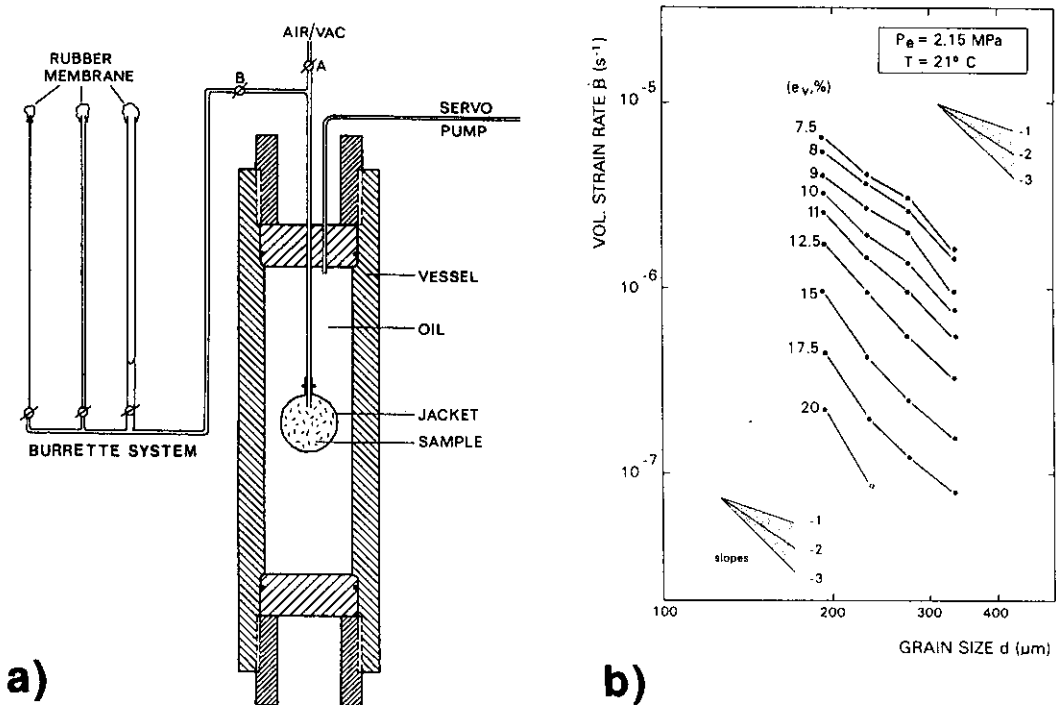
$$\dot{\epsilon} = \frac{\alpha v_w^2 K D w}{v_w R T d^3} \sigma \quad (12)$$

但し、 α は形状因子、 K は平衡定数、 D は粒界の水の中の拡散係数、 w は粒界の巾、 v_w および v_w は固相と水とのモル体積、 R は気体定数、 T は絶対温度、 d は粒子の直径、 σ は差応力。これにたいして反応律速の場合(反応律速圧力溶解クリープ)の流動則は

$$\dot{\epsilon} = \frac{\beta v_w^2 k_+}{v_w R T d} \sigma \quad (13)$$

の形となる(Raj & Chyung, 1981; Raj, 1982; Shimizu, in review). 但し, β は形状因子, k_+ は溶解反応の速度定数. 圧密実験において体積歪変化は固体圧と間隙水圧の差(有効応力)によって引き起こされる(Sprunt & Nur, 1976). 圧密クリープの流動則は, 式(12), (13)において, それぞれ歪速度 $\dot{\epsilon}$ を体積歪速度 $\dot{\beta}$, 差応力 σ を有効応力 σ' に置き換えた形で表される(Raj, 1982; Spiers & Schutjens, 1990). 拡散律速・反応律速いずれの場合にも, 拡散クリープの場合と同様, 応力指数が1となっている. 但し応力が非常に大きい場合($\sigma > 100$ MPa)応力依存性は指数函数型になる(Shimizu, in review; Rutter, 1976; Durney, 1976). 岩塩などをつかった多くの圧密実験においては応力指数1が実現されている(Raj, 1982; Pharr & Ashby, 1983; Urai et al., 1986; Spiers & Schutjens, 1990; Spiers et al., 1990). 前出のPharr & Ashby (1983)の実験では, dryまたは灯油をつかった場合に歪速

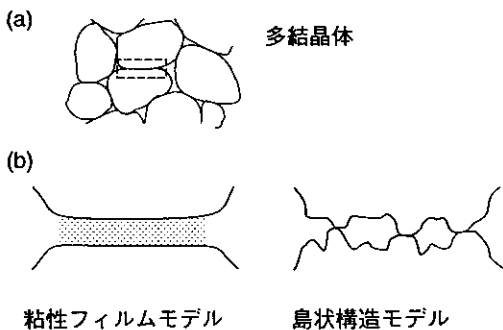
度の応力指数が3以上のべき乗則を示すのに対し, 水溶液をつかったときにはほぼ1になった(第1図). 同様の結果はKCl-水系の回転式変形実験でも得られた(Watanabe et al., 1992; 渡辺ほか, 1992). この実験では液相の量比を10%にまで増加させるに従い応力指数が減少して1に近づいており, 液相が増えるにつれて粒界が溶液に浸されていったためだと解釈された. 石英についてのSchutjens (1991)の圧密実験では応力指数が2となっており理論値から少し外れている. 比較的低温の領域では応力腐食による微細破壊の方が効いていた, などの理由が考えられている. クリープの粒径依存性については, Spiers & Schutjen (1990)やSpiers et al. (1990)が岩塩の実験で拡散律速型の粒径依存性を確かめている(第6図). 反応律速型の粒径依存性はRaj & Chyung (1981)やRaj (1982)の実験で見いだされている.



第6図 圧密クリープ速度が拡散律速型の粒径依存性を示す実験例(Spiers & Schutjen, 1990). 静水圧状態を保つように工夫された圧密実験装置(a)によって, 岩塩の多結晶体の体積歪速度 $\dot{\beta}$ が粒径 d の -3 乗に比例する結果を得た(b). e_v は歪量.

結晶粒界の構造と物性

荷重面における圧力溶解（応力溶解）では、粒子-粒子境界が水に浸されるとともに、固相の差応力を支えるという両方の性質がみとされなければならない。そこで粒界の構造について2通りのモデルが提出されている(第7図)。一つは島状構造モデル(例えば Bathurst, 1958, 1971; Raj & Chyung, 1981; Tada et al., 1987; Lehner, 1990)とよばれるもので、固相が島状になって噛み合い、その間を流体相が満たしていると考えられる。力学的には Paterson (1973)の荷重枠 loading frame のように、流体相は静水圧状態にあり、固相のみが差応力を伝えていると考えられる。もう一つは粘性フィルムモデル(例えば Weyl, 1959; Rutter, 1976; Hickman & Evans, 1991)と称されるもので、粒界の水の薄層が高い粘性をもつため粒界における剪断応力を支えようと考えられている。固体の表面に吸着した薄い水の層における易動度はバルクの水より小さいため、高い粘性率と低い拡散係数が期待される(Rutter, 1976; Parks, 1984)。しかし、Horn et al. (1989)によると、シリカの板の間の水溶液の薄層が降伏応力をもつのは板の巾が2 nm 以下のときである。それ以上になると水溶液はニュートン粘性をしめし、粘性率は急速に

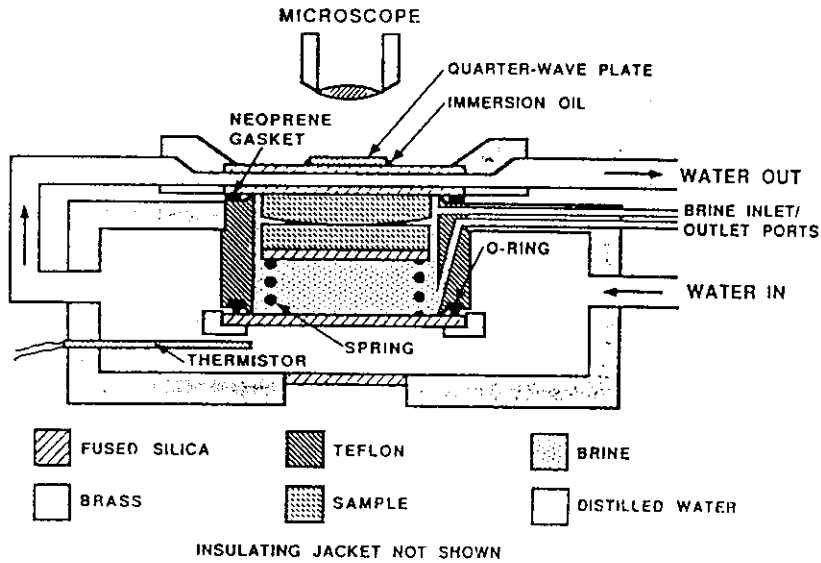


第7図 結晶粒界の構造についての2つの考え方。粒子-粒子接触部、たとえば(a)で点線で囲まれた部分について、粘性フィルムモデルでは薄い水の層(ハッチをつけた部分)が応力を支えていると考え、島状構造モデルでは粒子表面の出っ張りが支えると考えられる(b)。

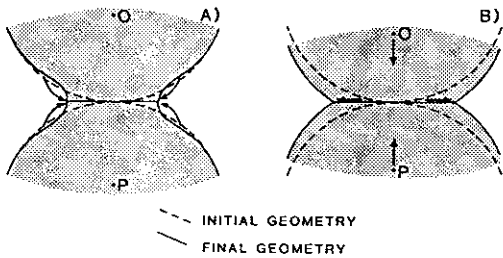
バルクの水の値に近づく。したがって、粘性フィルムモデルは2 nm 以上の粒界には適用できない。

珪酸塩鉱物における結晶粒界の直接観察例は少ないが、White & White (1981)は数十 nm 以上の空隙 void と、結晶粒界の10-30nm 厚程度のTEMによるダメージゾーンを区別している。水を含んだ系における粒界の観察例としては、Urai et al. (1986), Spiers & Schutjen (1990), Spiers et al. (1990)があげられる。彼らは岩塩の圧密実験後の試料の結晶粒界にチャンネル構造を見だし、これをクリープの最中の動的な構造形成によるものと考えて島状構造モデルを支持した。またSEM像から粒界の厚さを100nm オーダーと結論した。しかし、Hickman & Evans (1991)は、これらのチャンネル構造が癒着したクラック healed crack であろうと反論し、滑らかな岩塩レンズを接触させて溶解実験を行なった(第8図)。この実験では接触面内に孤立した流体包有物はみられても、連続的なチャンネルらしいものは生成されなかった。第9図に示されているように、接触面積の変化には2通りの場合がある。一つは焼結によるもので、もう一つは接触面の圧力溶解によるものである。後者は粒子同士の相対的接近を伴う。相対的変位は溶液中のニュートンリングによって測られた。実験の結果、岩塩と岩塩を接触させた場合は焼結のみが起こったが、岩塩とシリカを接触させた場合には相対的接近がみられた。後者の場合には接触面に流体包有物は形成されなかった。彼らはこれらの事実を総合して、岩塩/岩塩境界では濡れ角 > 0 であるのに対し、岩塩/シリカ境界では濡れ角 $= 0$ であったため圧力溶解が起こったと解釈して、このときの水の層の厚さを30nm 程度と推定した。

粒界の薄い水の層の中の拡散速度は、バルクの水の中の拡散よりも遅いが、乾いた粒界中の拡散よりはるかに速いと考えられてきた(Rutter, 1976; Elliott, 1973)。高圧下で粒界拡散係数を直接測定した実験はまだないが、常圧下の実験データについては Nakashima (in review) にまとめられている。Shimizu (in



第8図 Hickman & Evans (1990)の圧力溶解実験装置. Tada & Siever (1986)の実験とは対照的に、試料を滑らかなレンズに成型している。



第9図 粒子-粒子境界の変化の仕方(Hickman & Evans, 1990). 焼結(A)だけでは、点Oと点Pの距離は変化しないが、圧力溶解(B)の場合には両者が相対的に近づく。

review)はこれらの拡散係数のデータと Rimshtidt & Burnes (1980)の反応速度定数を用いて流動則をもとめ、変成条件下の石英の圧力溶解クリープが拡散律速型から反応律速型への遷移領域にあることを示した。得られた歪速度は Schutjens (1991)の実験値とも調和的であるが、地質学的なタイムスケール($\sim 10^{14}\sim 10^{15}$ s)と比べるとたいへん大きいものとなった(例えば 150°C で $10^{-10}\sim 10^{-13}\text{s}^{-1}$)。例えば三波川帯の低変成度部では放射虫化石が10%程度に歪んでいる (Shimizu, 1988)が、これを変成作用を通じて平

均すると歪速度は 10^{-16}s^{-1} にしかならない。このことは、圧力溶解が変成作用の全期間を通じて有効に働いてはいなかったことを意味する。沈み込み帯にもたらされた水は変成作用の初期に急激に脱水されて、その後は粒界が水に濡らされていない状態が続いたのではないだろうか。

今後、圧力溶解クリープの流動則を確立するためには、高温高压で流体が存在するときの粒界拡散の速度など、変形の素過程を実験的に明らかにしていくことが重要である。

謝 辞 本稿は構造地質研究会勉強会における講演をもとにまとめられた。本稿をまとめる機会を与えてくださった東京大学地震研究所の嶋本利彦氏、粒界における拡散について議論いただいた東京大学理学部の中嶋悟氏に感謝の意を表したい。

文 献

Angevine, C. L. and Turcotte, D. L., 1983, Porosity reduction by pressure solution : A

- theoretical model for quartz arenites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 1129-1134.
- Bathurst, R. G. C., 1958, Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones. *Liverpool Manchester Geol. Jour.*, **2**, 11-36.
- Bathurst, R. G. C., 1971, *Carbonate sediments and their diagenesis*. 620p., Elsevier, New York.
- Bosworth, W., 1981, Strain-induced preferential dissolution of halite. *Tectonophysics*, **78**, 509-525.
- Coble, R. L., 1963, A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline materials. *J. Appl. Phys.*, **34**, 1679-1682.
- 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. London*, **148**, 541-548.
- Dewers, T. and Ortoleva, P., 1990, A coupled reaction / transport / mechanical model for intergranular pressure solution, stylolites, and differential compaction and cementation in clean sandstones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1609-1625.
- Durney, D. W., 1972, Solution-transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature*, **235**, 315-317.
- Durney, D. W., 1976, Pressure-solution and crystallization deformation. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **283**, 229-240.
- Durney, D. W., 1978, Early theories and hypotheses on pressure-solution-redepositions. *Geology*, **6**, 369-372.
- Elliott, D., 1973, Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2645-2664.
- Engelder, T., 1982, A natural example of simultaneous operation of free-face dissolution and pressure solution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 69-74.
- Engelder, T., Geiser, P. A. and Alvarez, W., 1981, Role of pressure solution and dissolution in geology. *Geology*, **9**, 44-45.
- Gibbs, I. W., 1906, *Collected Works of J. Willard Gibbs, Vol. 1*, 434p., Yale University Press, New Haven.
- Gratier, J. P. and Guiguet, R., 1986, Experimental pressure solution on quartz grains: the crucial effect of the nature of the fluid. *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 845-856.
- Green, H. W., 1984, "Pressure solution" creep: some causes and mechanisms. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 4313-4318.
- Gratz, A. J., 1991, Solution-transfer compaction of quartzites: Progress toward a rate law. *Geology*, **19**, 901-904.
- Hara, I., Shiota, T. and Hide, K., 1984, Pressure solution of plagioclase and garnet during Nagahama folding in the Sambagawa Belt of central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **90**, 33-42.
- Henley, J. J., Cygan, G. L. and d'Angelo, W. M., 1986, Effect of pressure on ore mineral solubilities under hydrothermal conditions. *Geology*, **14**, 377-379.
- Hickman, S. H. and Evans, B., 1991, Experimental pressure solution in halite: the effect of grain / interphase boundary structure. *J. Geol. Soc. London*, **148**, 549-560.
- Horn, R. G., Smith, D. T. and Haller, W., 1989, Surface forces and viscosity of water measured between silica sheets. *Chem. Phys. Letters*, **162**, 404-408.
- James, W. C., Wilmar, G. C. and Davidson, B. G., 1986, Role of quartz type and grain size in silica diagenesis, Nugget Sandstone, South-central Wyoming. *J. Sed.*

- Petrol.*, **56**, 657-662.
- Kamb, W. B., 1959, Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress, *J. Geol.*, **67**, 153-170.
- Kumazawa, M., 1961, A note on the thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids. *J. Geophys. Res.*, **66**, 3981-3984.
- Kumazawa, M., 1963, A fundamental thermodynamic theory on nonhydrostatic field and on the stability of mineral orientation and phase equilibrium. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **11**, 145-217.
- Lehner, F. K., 1990, Thermodynamics of rock deformation by pressure solution. In: D. Barber and P. G. Meredith (Editors), *Deformation Processes in Minerals, Ceramics, and Rocks*, Unwyn Hyman, London, pp. 296-333.
- Lehner, F. K. and Bataille, J., 1984, Nonequilibrium thermodynamics of pressure solution. *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 53-85.
- McClay, K. R., 1977, Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. *Jour. Geol. Soc. London*, **134**, 57-70.
- McClay, K. R. and Ellis, P. G., 1983, Deformation and recrystallization of pyrite. *Mineral. Mag.*, **47**, 527-538.
- McClay, K. R. and Ellis, P. G., 1984, Deformation of pyrite. *Econ. Geol.*, **79**, 400-403.
- Nakashima, S., Diffusivity in pore water as a quantitative basis for the rock deformation. Submitted to *Tectonophysics*.
- Ostapenko, G. T., 1968, Recrystallization of minerals under stress. *Geochim. Int.*, **5**, 183-186.
- Ostapenko, G. T., 1975, Theories of local and absolute chemical potential, their experimental testing and application of the phase rule to the systems with nonhydrostatically stressed solid phases. *Geochim. Int.*, **12**, 126-135.
- Parks, G. A., 1984, Surface and interfacial energies of quartz. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 3997-4008.
- Paterson, M. S., 1973, Nonhydrostatic thermodynamics and its geologic applications. *Rev. Geophys.*, **11**, 355-389.
- Pharr, G. M. and Ashby, M. F., 1983, On creep enhanced by a liquid phase. *Acta metall.*, **31**, 129-138.
- Raj, R., 1982, Creep in polycrystalline aggregates by matter transport through a liquid phase. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4731-4739.
- Raj, R., and Chyung, C. K., 1981, Solution-precipitation creep in glass ceramics. *Acta. Metall.*, **29**, 159-166.
- Ramsay, J. G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*. 568p., McGraw-Hill, New York.
- Rimstidt, J. D. and Barnes, H. L. 1980, The kinetics of silica-water reactions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **44**, 1683-1699.
- Robin, P. Y. F., 1978, Pressure solution at grain-to-grain contacts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1383-1389.
- Rutter, E. H., 1976, The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, bf **283**, 203-219.
- Rutter, E. H., 1983, Pressure solution in nature, theory and experiment. *J. Geol. Soc. London*, **140**, 725-740.
- Schutjens, P. M. T. M., 1991, Experimental compaction of quartz sand at low effective stress and temperature conditions. *J. Geol. Soc. London*, **148**, 527-539.
- Shimizu, I., 1988, Ductile deformation in the low-grade part of the Sambagawa metamorphic belt in the northern Kanto Mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 609-628.
- Shimizu, I., 1992a, Nonhydrostatic and none-

- equilibrium thermodynamics of deformable materials. *J. Geophys. Res.*, **97**, 4587-4597.
- Shimizu, I., 1992b, Phase rule and the Clausius-Clapeyron type equation under nonhydrostatic stress. *Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **22**, 197-210.
- Shimizu, I., Kinetics of pressure solution creep in quartz: Theoretical considerations. Submitted to *Tectonophysics*.
- Shimizu, I., The nonequilibrium thermodynamics of intracrystalline diffusion under nonhydrostatic stress. In preparation.
- Spiers, C. J., and Brzesowsky, R. H., 1993, Densification behaviour of wet granular salt: Theory versus experiment. *Seventh Symposium on Salt*, Vol. I, Elsevier, Amsterdam, pp. 83-92.
- Spiers, C. J., and Schutjens, P. M. T. M., 1990, Densification of crystalline aggregates by fluid phase diffusion creep. In: Barber, D. J. and Meredith, P. G. (Editors), *Deformation Processes in Minerals, Ceramics and Rocks*. Unwin Hyman, London, pp. 334-353.
- Spiers, C. J., Schutjens, P. M. T. M., Brzesowsky, R. H., Peach, C. J., Liezenberg, J. L. and Zwart, H. J., 1990, Experimental determination of constitutive parameters governing creep of rocksalt by pressure solution, In: Knipe, R. J. and Rutter, E. H. (Editors), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ. London, pp. 215-227.
- Sprunt, E. S. and Nur, A., 1976, Reduction of porosity by pressure solution: Experimental verification. *Geology*, **4**, 463-466.
- Sprunt, E. S. and Nur, A., 1977, Experimental study of the effects of stress on solution rate. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3013-3022.
- Stocker, R. L., and Ashby, M. F., 1973, On the rheology of the upper mantle. *Rev. Geophys.*, **11**, 391-421.
- 多田隆治, 1991, 続成過程における pressure solution: その機構と役割, 堆積学研究会報, no. **35**, 83-89.
- Tada, R., Maliva, R. and Siever, R., 1987, A new mechanism for pressure solution in porous quartzose sandstone. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 2295-2301.
- Tada, R. and Siever, R., 1986, Experimental knife-edge pressure solution of halite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 29-36.
- Tada, R. and Siever, R., 1989, Pressure solution during diagenesis. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **17**, 89-118.
- Urai, J. L., Spiers, C. J., Zwart, H. J. and Lister, G. S., 1986, Weakening of rock salt by water during long-term creep. *Nature*, **324**, 554-447.
- Watanabe, T., Kumazawa, M. and Kurita, K., 1992, Deformation of partially molten KCl-H₂O system, In: Maeno, N. and Hondoh, T. (Editors), *Physics and Chemistry of Ice*, Hokkaido Univ. Press, pp. 440-446.
- 渡辺 了・熊沢峰夫・栗田 敬・増田忠志, 1992, 部分熔融体の変形実験—実験装置の開発—, 地震, **45**, 187-198.
- Weyl, P. K., 1959, pressure solution and the force of crystallization: a phenomenological theory. *Jour. Geophys. Res.*, **64**, 2001-2025.
- White, J. C. and White, S. H., 1981, On the structure of grain boundaries in tectonites. *Tectonophysics*, **78**, 613-628.
- Wintch, R. P. and Dunning, J., 1985, The effect of dislocation density on the aqueous solubility of quartz and some geologic implications: A theoretical approach. *Jour. Geophys. Res.*, **90**, 3649-3657.