

マグマ周辺の壁岩/熱水相互作用 —力学的・化学的相互作用のカップリング—

Wall rock/hydrothermal solution interaction around a magma chamber
 —Coupling of mechanical and chemical interactions—

Abstract

藤本光一郎*

*Koichiro Fujimoto**

1993年10月1日受付.

1994年1月6日受理.

* 地質調査所 地殻熱部.

Geothermal Research Department,
 Geological Survey of Japan,
 1-1-3 Higashi, Tsukuba, 305 Japan

Various kinds of interactions among magma, wall rock and hydrothermal solution take place during magma intrusion and its subsequent cooling. Contact metamorphism and formation of porphyry copper ore deposits are typical examples of such interactions. It is important to combine thermal, mechanical, and chemical interactions in order to establish a realistic geological model. Hydrolytic weakening and reaction enhanced weakening are summarized as examples of chemical mechanical interactions. Then, mechanisms of water-rock interactions and the importance of degrees of chemical disequilibria as a controlling factor of chemical reaction are discussed. Finally, combined effects of chemical-mechanical-thermal interactions are evaluated in the case of permeability change due to dissolution/precipitation, and change of mode of wall rock deformation due to magma cooling.

Key Words: hydrolytic weakening, reaction enhanced deformation, porphyry copper ore deposit, contact metamorphism, hydrothermal alteration, granite, reaction rate, reaction mechanism

1. はじめに

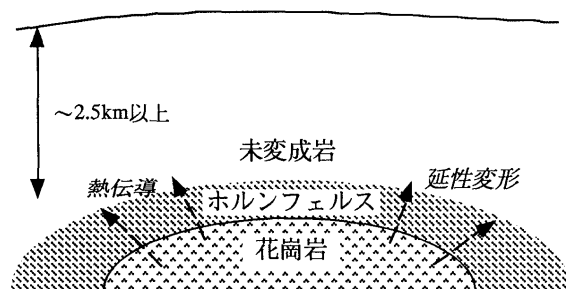
近年、地熱貯留層や地熱の熱源として浅所に貫入した花崗岩が国際的に注目されている。日本においても、地熱探査の孔井から潜頭性の比較的若い花崗岩が、秋田県の澄川地域(竹野・野田, 1987)、田沢湖東部地域(NEDO, 1992)、岩手県の葛根田地域(加藤他, 1993)で発見された。そこでは花崗岩とホストとなる周囲の岩石(壁岩)、熱水との様々な物理的・化学的相互作用が起きている。そのような部分の探査のためにはそのマグマ/壁岩/熱水相互作用がどのようなものであるか、あらかじめ充分検討する必要がある。

村岡(1992)は、そのような現象の代表として、接触変成作用とポーフィリー銅鉱床に代表される熱水鉱床の形成とを、貫入岩と壁岩の境界の物理化学条件の違いという観点から比較し、マグマから放出される初生の流体相が二相分離するかどうか、そのどちらかが現われる主要な要因であると推論した。つまり、浅い場合(流体組成にも依存するがおよそ2.5 km以浅)、流体が臨界圧力より低い条件下で二相分離して急激に体積が膨張し、水圧破碎による裂か系が発達しやすい環境を作るために、ポーフィリー銅鉱床を形成するような大規模な熱水系が形成される。それに対して、多くの場合は、流体放出の圧力が臨界圧力より高く、流体は二相分離を起こさないために裂か系が発達せず、岩体周囲への熱は伝導で伝わり、熱伝導帯に相当する接触変成帯が形成

されるとした。接触変成帯とポーフィリー銅鉱床の模式的な断面とそこでの現象の概念図を図1に示す。

村岡(1992)は主に熱水の相分離の物理化学条件に着目したが、本論文においては、岩石/水相互作用、及びその岩石の力学的物性に与える影響に着目したい。熱水が相分離をおこしやすいかどうかは、単に熱水側だけの条件で決まるのではなく、胚胎する岩石側の力学的性質にも大きく影響されるからである。例えば岩石が脆性破壊をおこしやすいならば、連続的に熱水が上昇しやすい裂か系が発達しやすくなる。そうすると上昇による圧力降下と、岩石圧から静水圧への変化による圧力降下とともに起こりやすくなり、二相分離が容易になる。逆に延性破壊を起こしやすいならば、破壊に伴う圧力降下による二相分離は難しいだろう。しかしながら、延性条件下でも塑性変形の進行によって、転位や結晶粒界などが増加して水との反応が進み、さらにそれによる二次的孔隙が増加して透水性が増加するというシナリオも考えられる。それによって脆性破壊の時と同様に熱水の圧力降下がおこり、二相分離が促進されることもあるだろう。いずれにせよ、岩石の力学的性質、とりわけ変形様式は水力学的性質に大きく影響し、ひいては熱や物質の移動の様式を左右することになるのである。変形様式が延性的か脆性的かは温度や圧力条件だけでなく、後述するように水の有無が影響してくる。このような問題を定量的に解明するためには、岩石の応力場に対する物理的挙動と、熱水条件に対する化学的挙動を、マイクロな

a) 接触変成帯



b) ポーフリーカッパー鉱床

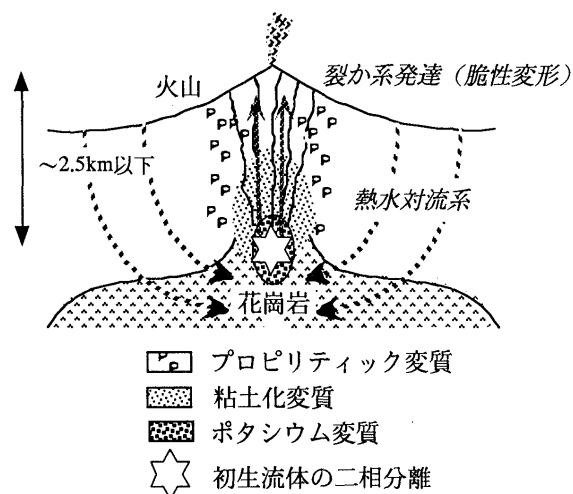


図 1. 接触変成帯 (a) とポーフリーカッパー鉱床 (b) の模式的な断面。接触変成帯は岩体の周囲にほぼ同じ厚さをもって分布する (例えば Mason, 1990)。ポーフリーカッパー鉱床は岩体上部のキューボラ的な所にでき、変質帯の分布はそのキューボラや裂か系に支配される (Sillitoe, 1973 の図を簡略化したものに加筆)。村岡 (1992) によれば、岩体周囲にどちらが発達するかは主として圧力 (深度) が支配する。

基本的な物理化学的過程に立ち返り、カップリングさせる必要がある。

本論文では、まず岩石の力学的物性と熱水環境の関わりについて hydrolytic weakening を中心に述べた後、鉱物/水間の化学的反応の機構やその制御要因について述べる。最後に天然の貫入岩 (ここでは花崗岩に限る) の周囲における岩石/水間の物理的・化学的相互作用について簡単に考察を行ないたい。

2. 熱水環境の岩石鉱物の力学的物性に与える影響

岩石鉱物の力学的性質としてここでは変形の様式を考える。変形の様式は、あまり塑性変形が進まずに突然破壊が生じるような脆性と、逆に破壊が起こらずに塑性変形が進行する延性があり、固体の変形の様式は一般に高温高压に行くに従い、脆性的な変形から延性的な変形へ変化する。Evans 他 (1990) によるまとめでは、代表的な石灰岩では 500°C で 100 MPa 以下の低い圧力の下で延性的な変形領域に入るのに対

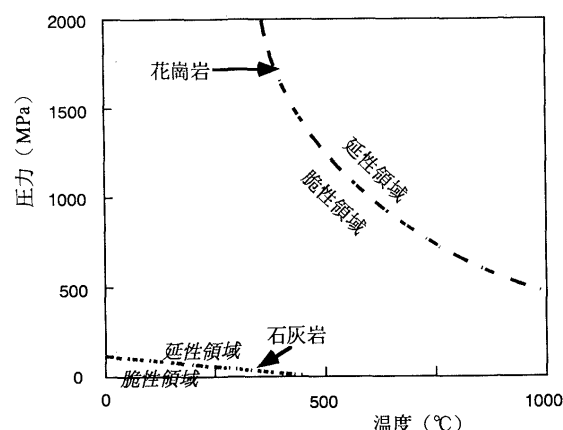


図 2. 代表的な石灰岩と花崗岩の温度圧力による変形様式の違い (Evans *et al.*, 1990 のまとめによる)。

し、花崗岩は 600°C でも 1000 MPa (10 kb) 以上の圧力条件でなければ延性領域に入らない (図 2)。変形様式の変化する温度圧力は、鉱物の種類、個々の鉱物粒の大きさやファブリックなど様々な要因で変わってくることが予想される。さらに、水が存在する場合には、hydrolytic weakening や reaction enhanced deformation などの影響も加わって容易に塑性変形しうようになる。以下、水が関与する二つの現象について簡単に説明したい。

2.1 Hydrolytic weakening

鉱物の力学的強度が水の存在下で下がることは hydrolytic weakening あるいは water weakening と呼ばれてよく知られている。とりわけ石英やかんらん石については 20 年以上にわたりそのメカニズムの研究が行われてきた (石英については Griggs (1967) など、かんらん石については Blacic (1972) などが先駆的研究)。ここでは手短かに述べるのでより詳しくは Paterson (1989), Carter *et al.* (1990), 相川 (1993) などを参照されたい。

実際“水”を含め天然の石英と合成した“水”を含む石英とでは図 3b のように塑性変形を起こす強度が 1/10 程度後者が低い (Kronenberg and Wolf, 1990)。なお、“水”と表現した際には分子状の水 (H_2O) だけでなく、OH, H^+ , H_3O^+ などの水に関係する化学種をも含めて使うことにする。“水”の量やその化学種は赤外分光分析から見積ることができる。図 3a に天然と合成の両者の石英の赤外分光スペクトルを示した。また、濃度にしておよそ $800 H/10^6 Si$ の“水”を含む合成石英の変形を示す典型的な実験の例 (Morrison-Smith *et al.*, 1976) を図 4 に示す。横軸は歪み、縦軸は差応力を表す。封圧 300 MPa の時に温度を変化させていくと、475°C の時にはほぼ弾性的な振る舞いを示すが、525°C を越えると変化が始まり、800°C を越すと顕著な軟化が見られて 150 MPa 程度の差応力で塑性変形が進行していく。この変化が見られる温度は石英の $\alpha\beta$ 転移 (常圧で 573°C 付近) と関係しているかも知れない。

Paterson (1989) によれば石英中の“水”は次の 4 種類存在する。それは、(1) “水”がいわば固溶体のような形で Si や O を置き換えた形で存在し、結合を弱めて拡散を促進する、

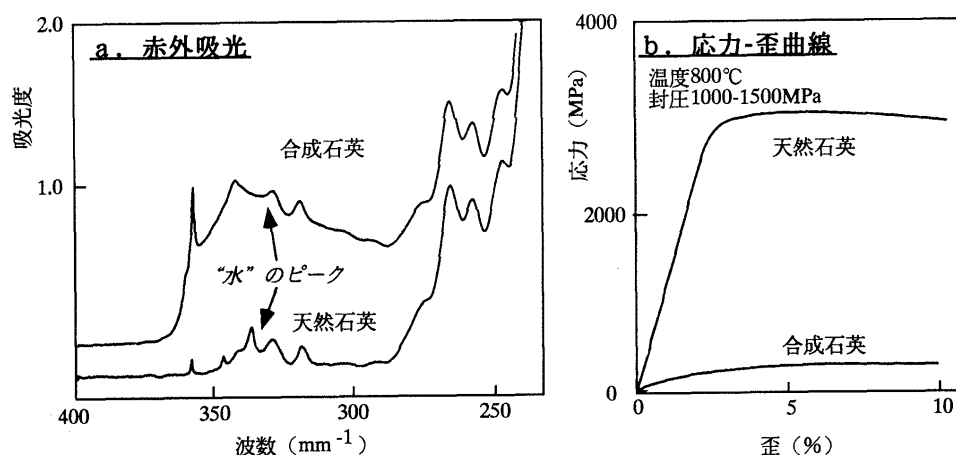


図 3. 水を含まないブラジル産の石英と“水”(hydrousな化学種)を含む合成石英の赤外分光スペクトル(a), および応力-歪曲線(b). 後者の方が降伏応力が1/10程度である(Kronenberg and Wolf, 1990による).

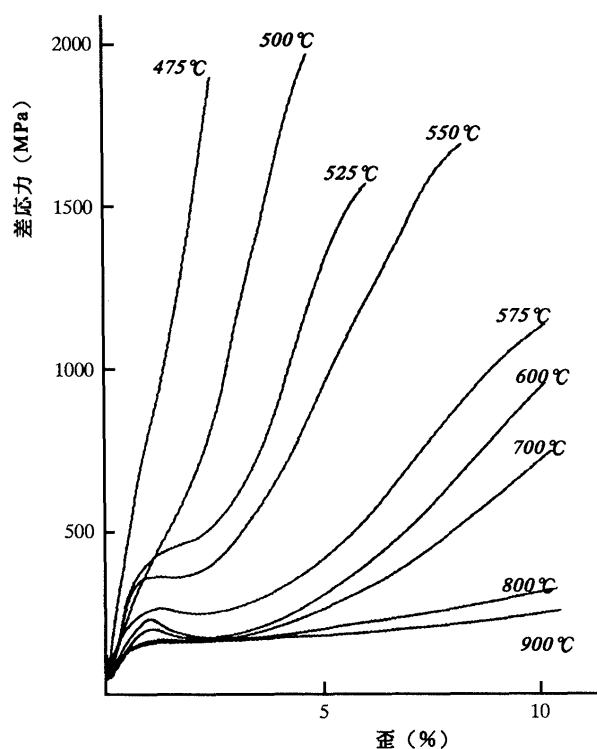


図 4. “水”を含む合成石英の応力-歪曲線の温度による変化 (Morisson-smith *et al.*, 1976 による).

(2) Al^{3+} などの不純物の混入に伴う電価の不足を補うために転位芯に存在し、転位の移動を促進する, (3) 化学的な吸着水, (4) 分子状の水が結晶中の微細なあぶくや流体包有物・水分子のクラスターとして存在し、周囲への供給源の役割を果たす, である。直接的に Si-O の結合を弱めて強度を下げるのは(1)や(2)の水であるが、それらの濃度は赤外分光分析の結果によれば数十 $\text{H}/10^6\text{Si}$ 程度以下と考えられている。ただし、はたして(1)のような水が存在しているのかは、まだはっきりと証明されていない。

かんらん石の場合は、図5のように石英ほど顕著な hydrolytic weakening は見られず、約 1/2 に強度が変化する (Mackwell *et al.*, 1985)。それは、かんらん石がネソシリケイトでシリカ四面体が独立しているために、変形の際には

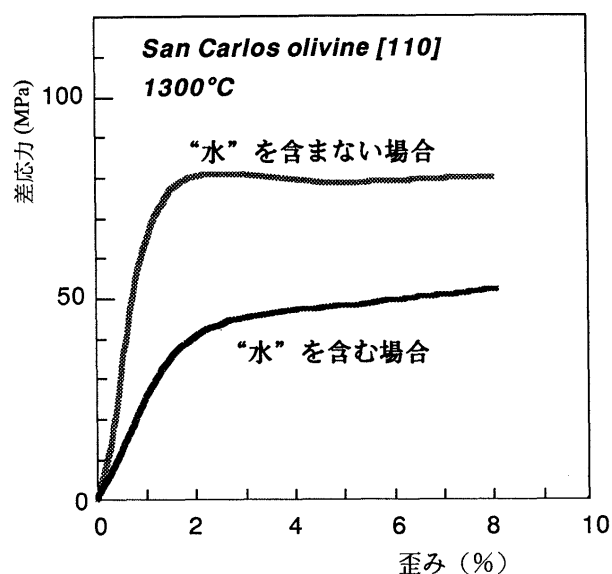


図 5. 合成した“水”を含まないかんらん石と“水”を含む天然のかんらん石の封圧 300 MPa, 温度 1300°C, 歪み速度 10^{-5} s^{-1} における応力-歪曲線の違い (Mackwell *et al.*, 1985 による)。後者の降伏応力が前者の 1/2 程度である。

相対的に弱い Mg-O の結合 (Brown and Shannon, 1972) を切ればよく、石英の場合のような水が Si-O の結合を弱くするという機構が働かないためである。かんらん石の hydrolytic weakening の機構としては“水”が空孔となった金属サイトにトラップされているためと考えられている (唐戸, 1986)。近年 Mackwell 達は水素がかんらん石中を素早く拡散し、それが強度の低下に重要な役割を果たしていると主張したが (Mackwell and Kohlstedt, 1990)、本当に水素が重要なのかはまだ疑問が残るところである。

基本的な鉱物構造を考えてみると、石英ではシリカ四面体が三次元網目構造を作っているのに対して、かんらん石では互いに独立しており、両極端の構造を持っている。長石 (Tullis and Yund, 1980) を除くと実験的なデータはないものの、多分ほとんどの鉱物で hydrolytic weakening は起き、“水”の影響は両者の中間的であることが予想される。

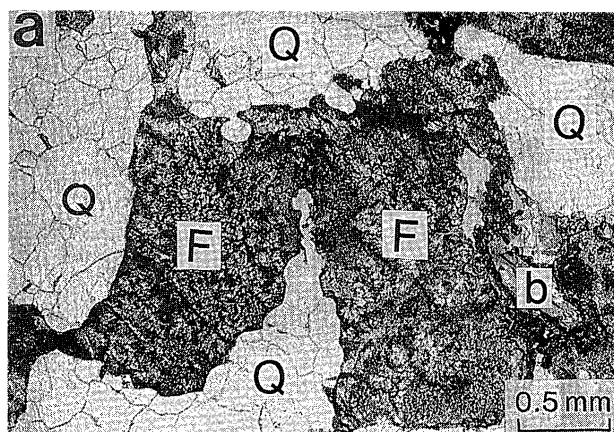


図 6. 西部アルプスの Sesia 帯において、閃緑岩が高圧変成作用に伴う変形を受けた様子の顕微鏡写真 (Rubie, 1990 による)。二つの長石結晶 (F) が完全に變成鉱物に交代され、かつ、変形を担っている。残りは中粒の石英 (Q) と黒雲母 (b) である。

このような“水”と鉱物の変形との関わりについては、高温条件でいかに理想的な静水圧下で差応力をかけるか、変形速度を一定に制御するかなどといった、実験技術的に難しい問題を含んでおり、その定量的解析は今後の研究の進展を待たねばならない。

また、hydrolytic weakening は溶液相が水以外の場合存在するのかわかっている。例えば CO_2 , H_2S , HCl などの成分が主の場合に起こるのかわかると、貫入岩体の周囲を考える際には重要になる。実際 hydrolytic weakening としばしば対比されるガラスや金属で見られる応力腐食は、水だけでなくアンモニアのように分極している溶液に対しても見られる (Michalske and Freiman, 1983)。

2.2 Reaction enhanced deformation

前節で述べたように水が存在するだけでも鉱物岩石の強度は下がるが、それが実験室で検出できるレベルになってくるのは、かなり高温で差応力も大きな場合である。しかし、hydrolytic weakening が見られないような温度領域でも、水が存在すると変成反応や変質反応など鉱物自体の化学反応が促進され、それによって変形することがしばしばある。そのような、反応によって促進された変形を reaction enhanced deformation と言う。この天然での例として、石英と斜長石を主要構成鉱物とする閃緑岩の変形を伴う高圧変成作用を考えてみる (Rubie, 1990)。石英と斜長石では斜長石の方が変形しにくいことが実験的に知られている (Tullis and Yund, 1977)。しかし天然では図 6 のように、斜長石が変成を受けて細粒の二次鉱物 (ひすい輝石+緑簾石+石英) になっている部分が歪みの大部分を請け負っている。つまり変形と変成は互いに独立した現象ではなく、変成反応が変形を促進しているのである。

また、一般的に含水鉱物の強度は水を含まない鉱物よりも小さく、脱水あるいは水和反応の際に強度が大きく変化する。実際、図 7 のように蛇紋石が脱水してかんらん石に、あるいは石膏が脱水して硬石膏に変化する場合、新たにできた

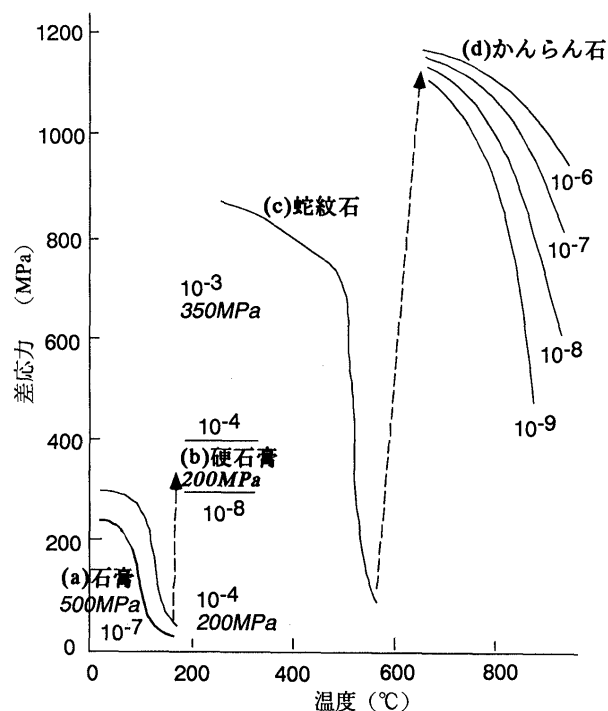


図 7. 鉱物の脱水変化に伴う降伏強度の変化 (Rutter and Brodie, 1988 のまとめによる)。曲線の脇の数字は歪速度 (s^{-1}) と封圧 (MPa) を示す。データソースは、(a) Heard and Rubey (1966); (b) Müller and Seimes (1974); Müller *et al.* (1981); (c) Raleigh and Paterson (1965); (d) Kohlstedt and Goetze (1974)。

鉱物の強度は増加する (Rutter and Brodie, 1988)。従って、逆に、かんらん石が水和して蛇紋石に変化すると変形しやすくなることになる。これは、しばしば変形した組織を示し、断層沿いなどに薄く広がって貫入する蛇紋岩の特徴を説明する。

さらに、熱水の関与する鉱物反応は次節で述べるように固体反応ではなく、基本的には溶液を介した溶解/沈殿過程の繰り返しと考えられる。従って、変化が起こる最中は非常に変形しやすいと考えられる。この reaction enhanced deformation については様々な実験や野外の観察結果をまとめた Rubie (1990) のレビューがあるので参照されたい。

3. 熱水環境における鉱物の化学反応性

3.1 様々なタイプの鉱物/水反応

前節においては水の存在下で鉱物に変化し、変形が促進されることを述べたが、逆に、変形することによって鉱物の化学変化が促進されることもある。つまり熱水環境下での鉱物反応は反応が水/鉱物の界面で起こる不均一反応であり、変形やそれに伴う細粒化などによって界面が増加することが期待されるからである。また、転位が増えて結晶内部の拡散が促進されたり、透水性が上がって水の流通がよくなることも反応を促進する。従って化学変化と変形は多くの場合互いに促進しあう、いわば正のフィードバックをなしていると考えられる。

一口に化学変化といっても様々なタイプが考えられる。例

例えば (1) 再結晶 (2) 鉱物組成は変化しないで単に原子結合だけが変化する転移、(例えば長石の秩序/無秩序転移や石英の $\alpha\beta$ 転移など) (3) イオン交換のようにシリカアルミのネットワークは基本的に変化せずに陽イオンのみ変化する反応、(4) 全く別の鉱物に変化する反応に分類することができるだろう。(1)の再結晶を反応に含めるのは厳密に言えば正しくないかもしれないが、化学結合の再構成という観点に立てば同一のレベルで扱っても構わないだろう。熱水条件下で上述した反応がどのようなメカニズムで進行し、どのようなキネティクス(速度論)に支配されるかは大きな問題である。

(1)と(2)のような反応は、無水の条件では結晶中及び界面での元素の拡散や転位の移動によって律速されていると考えられている。しかし、水の存在下では結晶粒界に水の薄膜が生じ、再結晶過程の基本である粒界の移動が加速される(Urai *et al.*, 1986)。また、長石の秩序/無秩序転移は水の存在下で著しく速いことが知られており、それは大局的に言えば“水”が Si-O の結合を弱め、それによって拡散が促進されると考えられている(例えば Goldsmith, 1988)。しかし果たして重要な役割を果たすのが分子状の水なのか、あるいは水素イオンなのかについてはいまだに議論されている。鉱物中の酸素の拡散の実験結果からは、拡散係数は水の分圧に依存して水素イオン濃度には依存しないという結果もあるが(Farver and Yund, 1990)、今後の検討を待たねばならない。ガラスのようなシリカネットワークの構造がルーズな物質については、分子状の水としてネットワークの隙間を拡散し、それが Si-O の結合を切るというモデル提唱されているが(Michalske and Bunker, 1984)、果たしてそれが鉱物にあてはまるかはまだ良くわかっていない。最近、石英について、転位などを介して分子状の水がかなり動きうる可能性が示されたが(Bakker and Jansen, 1990)これがかなり一般的だとすると興味深い。

(3)のイオン交換反応についてはやはり長石の実験が数多く行なわれてきた。高温熱水条件下(500~800°C, 1 kPa_{H₂O})では、アルカリ長石の Na-K イオン交換反応は、結晶形態をよく保存するいわゆる pseudomorphic な反応であり、それを根拠に拡散の支配する固体反応と言われたこともあったが(Donnay *et al.*, 1959)、細く組織や組成を調べてみると、小さい領域での溶解/沈殿反応の繰り返しであろうと考えられるようになった(O'Neil and Taylor, 1967)。この議論は 3.3 節でもう少し詳しく述べる。

(4)の全く別の鉱物に変化する場合も基本的には一次鉱物の溶解、二次鉱物の沈殿という過程を経ておこると考えられる。多くの場合沈殿は早く、溶解が全体の反応を律速していると考えられる。なぜならば、天然や岩石/水反応実験などのほとんどの場合、溶液組成は沈殿する二次鉱物と平衡であるからである。

3.2 溶解機構とその速度を支配する要因

以上述べたように、水が関与する鉱物の反応は主として溶解が律速していると考えられる。ここでは溶解の機構やその速度を支配する要因について考えてみよう。

溶解は図 8 のように、界面、あるいはそれを覆うサブミク

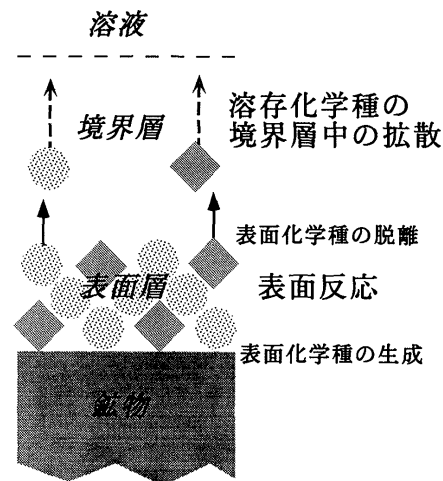


図 8. 溶解を模式的に表した図(藤本, 1993 による)。厚さは鉱物種や条件で大きく変わるが、およその目安として、表面層はサブミクロンであり、境界層は数十 μm ないし 1 mm 程度である。

ロンオーダーの厚さの反応層での反応と、溶け出した化学種の界面から溶液への輸送との複合過程として模式化できる。輸送過程としては、溶液中の拡散と流れによる移流とがあるが、流れがある場合でも粘性の効果で固相との間には拡散の卓越する境界層が存在し、多くの場合は境界層中の拡散が重要になる。従って反応と拡散のどちらが卓越するかで溶解を律速する過程が異なる。拡散によるフラックスの上限は拡散係数と両端の濃度勾配で決まる。拡散係数は化学種によって余り変化せず、両端の濃度勾配は、溶液が非常に希薄な場合には濃度差はほぼ飽和濃度になるために、結局境界層の厚さが最も効くファクターとなる。境界層の厚さは溶液の粘性や流速などの条件で変化するが、方解石の溶解実験で常温で毎分 100 ないし数千回転で攪拌した場合、数~数十 μm の厚さとなる(例えば渋谷他, 1992)。これは流速にすると数 cm/s から 1 m/s と天然に比べて非常に大きい値であり、実際はこれより厚いものと予想される。境界層が薄いほど濃度勾配が大きくなり、拡散のフラックスの上限が上がる。その上限と反応量との兼ねで、前者が多ければ反応が律速過程になり、少なければ拡散が律速過程になる。例えば常温で珪酸塩鉱物は反応律速であるのに対し(Berner, 1976)、方解石は中性領域では反応律速、弱酸性領域では反応速度が上回って拡散律速になることが知られている(例えば渋谷他, 1992)。これが高温の熱水環境になると、拡散の活性化エネルギーがおおよそ 20 kJ/mol なのに対し、反応の活性化エネルギーはおおよそ 60 kJ/mol と大きいので(Lasaga, 1984)、珪酸塩鉱物においても拡散律速になる可能性がある。その場合、低温で求めた溶解速度を外挿して熱水条件下にあてはめることはできない。

反応層は通常サブミクロンオーダーで非常にうすいために、バルクの鉱物と分離してその性質を調べることは難しく、溶液側からの情報で反応機構が議論されることが多かった(Stumm, 1990)。しかし近年表面分析や局所分析の技術が進み、nm レベルの厚さの表面層を直接調べることが可能になり、内部での反応機構などが議論されるようになった(例

えば Hochella and White, 1990 ; 藤本, 1991). さらに, 原子間力顕微鏡によって in situ で原子スケールでの溶解の様子が観察され始めたことも最近の大きな進歩である (Hillner *et al.*, 1992).

珪酸塩鉱物の溶解速度は近似的に言えば鉱物の構造に規制されている。つまり珪酸塩鉱物の骨格を形成するシリカ四面体の結合の違いにより, 網目状の構造をしている石英は最も溶解速度が遅く, 逆にシリカ四面体が独立しているかんらん石は速い (例えば Lasaga, 1984)。しかし溶解速度自身のデータがまだきちんとそろっておらず, 最も多くの実験が行なわれている石英ですら実験によってオーダーの違いがあるし, 灰長石も実験によって大きな隔たりがある。一連の実験の中での pH 依存性や温度依存性などについては信用が置けるものの, 異なる実験の間で整合性のある実験データを得ることはなかなか難しい。それは溶解速度は鉱物種以外にも表面積など多くのパラメータに支配されており, 実験でそれらを制御することが難しいからである。しかし近年, 溶液組成を流通式の反応装置で制御したり表面積をそろえたような実験が多く出始めると共に信頼できるデータが蓄積されつつある (例えば Chou and Wollast (1984) による曹長石の溶解実験)。しかしながら実験の多く行なわれているのは 25°C から 80°C 位の温度領域であり, もっと高温の実際の熱水系を想定した場合どのようなようになるのかは今後のより高温の実験結果を待たなければならない。200°C 以上の高温までのデータがあるのはシリカ鉱物 (Rimstidt and Bams, 1980) と方解石 (Talman *et al.*, 1990) などわずかである。

一方で, Lasaga 達によって鉱物/水反応の速度の理論として発展させられてきた遷移状態理論 (Lasaga, 1981) が, 近年実際の鉱物の溶解に応用され, 溶解と沈殿を一連の反応として理解できる可能性を示すなどの成果を挙げつつあり, まだギブサイト ($\text{Al}(\text{OH})_3$) のような単純な系であるが, 実験との対応もつきつつある (Nagy and Lasaga, 1992)。

現在, 溶解速度で大きな問題となっている点は, 野外の地下水組成などから推定された溶解速度の値が, 室内実験から得られた値に比べて 100~1000 倍のオーダーで小さいことであり, この食い違いについて幾つかの可能性が考えられている (例えば Brantley, 1992)。一つは, 溶解速度定数の値自身が違うということである。とりわけ室内実験では純水のように平衡から離れた溶液中に溶かしているが, 天然の水の組成はより平衡 (飽和) に近いと考えられる。平衡に近い場合の溶解速度は遅いことや他の反応の影響などで実験が難しく, 遷移状態理論によってある程度の予測はつけられるようにはなっているものの, まだわからない点が多い。

もう一つは, 鉱物の表面積や水の流速といったパラメータに不確定の要素が大きいことである (例えば 藤本, 1987)。例えば溶解は表面全体で一様に進行するのではなく, 欠陥等で選択的に行なわれる (例えば Blum *et al.*, 1990)。従って, 単純な表面積ではなく, 欠陥密度を考慮した有効接触面積が使われるべきであるが, それがどの程度になるのかははっきりしていない点が多い。また, 流路として裂かを想定するか, 鉱物粒間のような連続性の低いものを想定するかで流速や流

量の見積が大きく異なってくる。天然における流路を明かにし, 流速や流量の平均やその不均質性を明かにしなければならない。

3.3 主要成分の鉱物/水間の平衡非平衡の重要性

今までに述べてきたように, 水の存在は化学反応を促進する。その際に, 反応速度は岩石/水の化学平衡からのずれが大きければ高いが, 化学平衡に近ければ低いことに注意しなければならない。化学平衡からのずれを考える時には主要成分の挙動が決定的に重要になる。主要成分というのはあいまいな表現であるが, この場合 Si, Al, Na, K, Ca, Fe, Mg などであり, 個々のケースでどの成分が効いてくるかは異なる。主要成分が平衡からずれている間は基本的に反応速度は主要な鉱物の溶解/沈殿反応が支配するが, 平衡に近いならば結晶内や結晶粒界の拡散や表面での吸着が支配し, メカニズムが大きく変化することが予想されるからである。

そのことを最も端的に現わしているのが, 長石と水溶液との酸素同位体交換反応の速度であるので少し詳しく説明しよう。岩石の酸素同位体比は変質の指標としてしばしば使われ, その同位体交換反応速度の目安として鉱物中の酸素の拡散定数が用いられることもあるが, 実はそれほど単純ではないのである。

この反応のメカニズムに関する実験的研究は O'Neil and Taylor (1967), Merigoux (1968) によってはじめられた。彼らは熱水条件下でアルカリ長石と水溶液との酸素同位体交換を溶液の化学組成 (アルカリ元素の比) を変えて行い, 溶液の化学組成は同位体分配には大きな影響を与えないものの, 同位体交換の速さに大きな影響を与えることを見いだした。例えば曹長石 ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) については NaCl, 純水, KCl の順番に同位体交換反応は速くなる。O'Neil and Taylor (1967) はアルバイトと K に富む溶液を反応させ, 自形のマイクロクリンの成長が見られること, マイクロクリンの結晶度がよくないこと, アルバイトとマイクロクリンの境界が非常にシャープであること, マイクロクリンの劈開にそって塩素が検出され, 溶液が浸透していること, マイクロクリン中には流体包有物が見られること等から, 小さいスケールでの溶解・沈殿の繰り返しが主要なメカニズムであると考えた。一方 Merigoux (1968) は長石自体に大きな変化がない場合は, つまりアルカリ平衡の状態や純水の場合は, 酸素同位体の交換は自己拡散に律速されると考え, 拡散係数をもとめた。さらに, アルカリ交換を伴うような場合はアルカリの交換の程度と酸素同位体の交換の程度が非常によく一致し, アルカリと酸素同位体が同時に溶液と平衡になっているような反応層が, 長石を周囲から交代していくというモデルで説明できることを示した。

その後 Yund and Anderson (1974, 1978) はアルカリ平衡の場合の酸素同位体交換実験を行い, Merigoux (1968) と同じ程度の拡散係数を得, さらに拡散係数が水の圧力と正の相関を示すこと, 相平衡的に安定なサニティンが生じていないこと, 単位結晶格子の長さが殆ど変化していないこと等から, アルカリが平衡の場合は拡散が主要なメカニズムであることを示した。さらに彼らは二酸化炭素ガスのような水を含

まないものと酸素同位体交換を起こさせた場合は、水との交換に比べて1000倍近く遅くなることを見だし、“水”がシリカと酸素の結合を切るというDonnay他(1959)のメカニズムを支持した。

このように主要成分の平衡非平衡が、溶解/沈殿卓越か固体内拡散卓越かという全体の反応機構を決定し、酸素同位体やその他の成分の交換機構に大きく影響する。では実際にはどのように主要成分の岩石/水間の平衡非平衡は実現しているのだろうか、あるいは実現していないのだろうか？藤本(1987)は鉱物/水間の反応を一次反応と仮定して、温度圧力などの条件が一定の下で、鉱物/水が平衡になる距離が、水の流速(v)、反応速度係数(k)、鉱物/水界面の面積(A)、溶液の密度(ρ)で $\rho v / Ak$ と表され、主要には A と v の水力学的な条件が非常に効くことを示した。つまり、鉱物の粒界や微小な裂かを使う多孔質流の場合は、 A が大きく v が小さいために数cmの距離流れただけで平衡に達してしまうのに対し、鉱脈のような裂かを流れる場合はその逆に壁面と平衡になるのにkmオーダーの距離が必要である。つまり前者の場合、水はすぐに周囲の岩石と反応して平衡に達し、それ以降は外部条件の変化がないかぎりいくら流れても岩石と反応しないことになる。このように平衡非平衡の実現は水の流れる様式、水力学的性質に大きく依存するのである。

さらに、岩石の力学的性質への影響という点から見ると、岩石と平衡に近い水が流れるならばreaction enhanced deformationは起こりにくいだろう。また、hydrolytic weakeningは、2.1節で述べたような形であれば直接的には水の組成に依存しないように見えるが、もしかしら依存するかもしれない。そのような実験データや観察事実はまだ確認されていないが、今後の大きな研究課題である。

4. マグマ/壁岩/熱水相互作用

ここまで鉱物の力学的性質や化学反応速度に与える水の影響について、その原理的な事柄を、主として室内実験の結果に基づいて述べてきた。ここでは実際の貫入岩近傍の壁岩、熱水系において今まで述べてきたような現象がどのように反映されるのか考えてみたい。接触變成作用やボーフィリー・銅床形成は、マグマの固結冷却に伴ういわば火成活動の後期の段階の現象であり、それまでの様々な現象の履歴全体を反映しているため、極めて複雑である。花崗岩質のマグマが発生し、最終的に固結する場に到達するまでの過程は次のような文献を参照されたい(McBirney(1984)の岩石学の教科書の第十章; Wickham, 1987; Bergantz, 1991; 高田, 本論集など)。また、接触變成作用(Mayson, 1990; Kerrick, 1991)やボーフィリー・銅床の成因(石原, 1970; Bean and Titley, 1981; Titley and Bean, 1981)についてはそれぞれ詳しい解説があるのでここではその特徴などについては触れずに、岩石/水の反応という観点から問題提起を行いたい。

4.1 岩石/水反応の平衡からのずれ

従来の熱水系の研究の多くは、場の条件(岩石の透水性や裂かの性質)、熱構造、熱水の性質などがそれぞれ独立して議

論されることが多かった。熱水系の構造を静的にとらえる際にはそれでよいが、熱水系の進化など時間変化を考慮した解析を行なう場合には、それぞれの因子間の相互作用を考慮する必要がある。時間変化としては数万年オーダーの熱水系の進化だけでなく、数年オーダーの地熱発電所の開発に伴われる経年変化も最近問題になっている。その時間変化の鍵となるのが、岩石と溶液の化学反応である。つまり、変質による岩石物性の変化(透水性、孔隙率、接触面積)、二次鉱物による孔隙や裂かの充填、変質による新たな孔隙や裂かの形成などの過程が、熱水系の場の条件を大きく変化させる可能性があるからである。また、それにより、熱構造も影響を受けるだろう。

このような熱水系の時間変化には、3.3節でも述べたように岩石/水反応がどの程度進行するかが大きく影響を与えるために、岩石/水間の化学平衡からのずれが重要になってくる。平衡からのずれを大きくするには、単純に言えば岩石/水間の組成のコントラストを大きくすればよい。例えばマグマ周囲の岩石が石灰岩であると、石灰岩自身の反応性の高いことと、熱水やマグマとの組成のコントラスト(とりわけSi, Al, CaとCO₂)が大きいために、スカルンが形成されたり、大規模な物質移動が起こり、水が大量に関与したことが非常にはっきりする。しかしそれが泥岩であると組成的に花崗岩質マグマとそれほど違わないことから、それほどの物質移動も見られずに、あまり水の関与ははっきりしない。

貫入岩と壁岩の組成コントラストの違いによって変質や鉱化作用の現われ方が違う例として東マレーシア、ボルネオ島のマムート鉱山が挙げられる。マムート鉱山は、オフィオライトメンバーと考えられる超塩基性岩と堆積岩中のアダメライトボーフィリーの貫入に伴われるボーフィリー・銅床であるが(高坂・脇田, 1975)、壁岩によって変質の現われ方に大きな違いがある。つまり、前者の超塩基性岩では黒雲母化などのいわゆるカリウム変質やプロピリティックな変質が大規模に見られ、岩石組成、とりわけAl₂O₃含有量が大きく変化しているのに対し(脇田, 1981)、後者の堆積岩ではカリウム変質は見られるもののプロピリティックな変質帯はあまり発達しない。これは熱水と岩石との平衡が超塩基性岩の場合は大きくずれており、逆に堆積岩とはそれほどずれていないために、このような違いが生じたと考えられる(砂田・飯山, 1986)。

變成岩については、ここ10年の間にFerry達の一連の研究(例えばFerry, 1986)などにより、体積にして岩石の1倍から5倍前後の量の水が関与していることが推定されてきた。彼らは、變成岩中の炭酸塩鉱物や硫化物の量から見積られる炭酸ガスや硫黄の量と、熱力学的計算から求められる變成流体中のそれらの成分の濃度から、関与した流体量を推定した。このような方法で見積可能なのは、堆積岩に挟まれる炭酸岩や、硫化物・グラファイトが大量に存在する場合など、水と岩石の組成コントラストがかなりはっきりしている場合だけであるうえ、熱力学データの精度などに依存する部分も大きい。従ってまだ完全に市民権を得たわけではなく(都城, 1990)、一般性あって信頼性の高い水の量の見積手

段の確立が必要である。

また、水の流れと共に熱も移動する。村岡 (1992) においては接触変成帯では熱伝導が卓越するとして扱ったが、実際には水の流れによる熱対流が卓越する場合もあるはずであり、そのような単純化が妥当なものであるかも今後検討する必要がある。

4.2 岩石/水反応と透水性

貫入岩体内部及び周囲の熱史については様々な研究が既に行われており、熱伝導モデルや熱水対流を考慮したモデルが計算されている。熱水対流による貫入岩体の冷却過程の計算結果 (Norton and Knight, 1977) によれば、貫入岩体の冷却に有効な対流系の発達のためには、周囲の透水率が 10^{-14} cm^2 以上になることが必要であるとしている。この透水率は、cm スケールの試料で測定した岩石の孔隙率としては、頁岩や緻密な火成岩を除く岩石より大きい値であり (Clauser, 1992)、裂かきが全くなかったり、あるいは非常に透水性の悪い地層が分布しない限りは、実現されうる透水率である。

岩石、あるいはもっと大きいスケールで見たときの地層の透水性は、先にも述べたように一定ではなく熱水系の発達の中で変化しうる。例えば地表から水が地下に潜り込んでいく状況を考えると、温度は地下に行くに従って上昇する。それにとまってシリカ鉱物等の溶解度は上がっていくので、原理的により多くのシリカを溶かすようになる。逆に言えば次第に岩石は溶けていき、孔隙率や透水性は向上するはずである。つまり水が地下に潜って流れていくうちに、透水性が良くなってさらに多くの水が流れるようになる。この場合、反応 (溶解) と水の流れやすさは正のフィードバックを作っているといえる。ところが、この水が海水であったと考えよう。海水中には硫酸塩が溶けており、海水をそのまま熱すると、硬石膏が沈殿する。これは硬石膏の溶解度積が温度と共に減少するからである。つまり、他の反応との兼合もあるが、海水が海底に浸透していくに従い、温度が上がって硬石膏を沈殿させ、岩石の透水性を下げる場合もあるのである。この場合は、反応と水の流れやすさが負のフィードバックを作っていることになる。このように溶解度積など鉱物/水反応の平衡定数の温度依存性などによって透水性と反応のフィードバックの効き方が逆転することもあるので注意が必要である。

もう一つ考える必要があるのは、透水率や孔隙率等の岩石の水力学的性質が、常に地表条件で測定されていることである。つまり、既に冷却されたあとのものを見ているので、冷却の過程で水の通路に鉱物が沈殿して閉じてしまっている可能性が高い。実際の変成・変質作用が進行している間においては、それよりはるかに水を通しやすかったことが期待される。実際に、第四紀の貫入と考えられ、角閃石や黒雲母の K-Ar 年代でも 0.34-0.14 Ma という非常に若い年代を示し (土井他, 1993)、温度的にも 350°C 以上ある葛根田地域の潜頭性花崗岩においては、鉱物粒界に数 mm の隙間があり、かなりの透水性があることが予想されている (藤本, 投稿中)。高温条件での透水係数の室内測定や深部井戸を用いたその場測定が望まれる。

熱水対流による貫入岩体周囲の熱史と物質移動を組み合わせた複雑なモデルも提案され、さらに透水係数の変化を入れたモデルもある (Villas and Norton, 1977)。しかし、その場合でも透水係数の変化は物質移動や熱史と組み合わせて求めたものではなく、野外でのフラクチャー解析の結果から計算とは独立に導入したものである。このような複雑な計算は 70 年代後半から 80 年代前半にかけて盛んに行なわれたが (Cathles, 1981 によるレビューがある)、最近はあまり行なわれなくなった。可能な計算はある程度やり尽くされた面もあるが、それ以上に物質移動と熱史、さらに岩石の力学的性質を結び付けるような基本的過程がまだ十分に理解されていないからであろう。その意味でも 2 章や 3 章で述べた問題の定量的解明が一層望まれている。

4.3 貫入岩体周囲で hydrolytic weakening は起こりうるか？

どの程度の水があれば鉱物の hydrolytic weakening が起きるのか、鉱物の強度の異常の生じる温度は何によって決まるのかなどという点は未だに定量的に明かでない。水の存在と温度、差応力が大きな条件だろう。

実際に hydrolytic weakening を起こすのに必要な水は 2.2 節で述べたように原子数にして Si の 10^{-4} (100 ppm) もあればよく、天然でもその程度の“水”を含む本来無水の鉱物は見いだされている (Aines and Rossman, 1984)。しかし温度が高く、周囲の水の分圧が低い場合には逃げてしまう可能性もある (Mackwell and Kohlstedt, 1990)。多分貫入岩周囲の環境では、岩体から放出される水や、熱水系の形成による天水の浸透などによって水が供給されるので問題はないであろう。

石英の hydrolytic weakening の場合、温度的には最低で 600°C は必要だろうが、ある程度深く、地温勾配も高い所なら可能性がある。また 600°C というのは実験室で歪みが検出できる範囲であり、時間さえかければ 600°C 以下の低温でも hydrolytic weakening の効果がある可能性がある。

あとは差応力の条件が必要となる。実験条件の数百 MPa の差応力は上部マントルなどでは実現する値であるが、より浅い貫入岩体周囲で実現するのは難しい (嶋本, 1989)。しかし、この条件はあくまで室内実験で確認できる範囲での話であり、もっと長いタイムスケールを考えるとより小さな差応力や低い温度でも hydrolytic weakening の効果が大きく効く可能性もありうる。一方で、熱水系が発達するのは応力的には引っ張りの場であることが多い。実験されているのは剪断や圧縮応力であり、引っ張りの際にどのように hydrolytic weakening が効いてくるのかはまだわからない。

上部地殻に上昇してきたマグマの上部では、温度がそれほど高くなく、また、大きな圧縮応力は期待されないので石英の hydrolytic weakening が起こる条件が達成されにくいかもしれない。さらに、このような場合には接触変成作用に伴う reaction enhanced deformation も起こしているのでは、その効果を分離し、hydrolytic weakening のみを抽出することは困難であろう。

近年国内で発見された葛根田地域などにおける潜頭性の若

い花崗岩においては、次に示すようないくつかの共通する特徴を持っている。

① 数十%以上の高塩濃度を示す多相の包有物とガスに富む包有物が共存する(小松・村松, 1993; 佐々木他, 投稿中)。このことは沸騰が起きていることを示し、深さとしては5km以内と考えられる(笹田, 私信)。

② 周囲に黒雲母アイソグラッドを持つような接触変成作用を与える(加藤他, 1993)。

③ 接触変成作用の後に変質作用を与えている(加藤他, 1993)。

これは、いわば接触変成作用をもたらすような花崗岩と、ポーフィリー銅-鉛-鋅床をもたらすような花崗岩質岩の中間的な性質を持っていると考えられる。接触変成のステージでは周囲では延性的な変形様式で、温度は黒雲母が生成していることから温度は少なくとも300℃以上程度と考えられる。それに対して変形が脆性的になり、フラクチャーが発達して熱水系が形成されるのは冷却が進んだ300~350℃以下と考えられる。それは生成する変質鉱物の種類や、現在の花崗岩の温度が300℃以上ということ(加藤他, 1993)からも支持される。このように、同じ岩体でも冷却の過程で壁岩の変形様式が変化することが考えられ、熱水系の進化との関わりで今後の詳しい解析が期待される。

5. 終わりに

貫入岩と壁岩の相互作用に関して、物性科学的な実験や理論から天然の産状まで広範囲の内容を概観してきたが、強調したいことは、熱水環境下での岩石/水間の化学的相互作用と岩石の力学的性質の変化をカップリングさせて扱うことの必要性である。筆者の力量不足から各部分のバランスが悪く、最後の実際のマグマ周辺での考察が不十分になってしまったが、この小論が新しい研究領域の発展に少しでも役立てば幸いである。最後にこの問題についてマグマプロービングセミナーで話をする機会を与えていただいた地質調査所地殻熱部の村岡洋文博士、マグマの上昇についてご教示いただいた同環境地質部の高田亮博士・渡辺了博士、原稿に適切なコメントを下さった東京大学理学部の中嶋悟博士に感謝する。

文 献

- 相川信之, 1993, 石英の変形・再結晶と水. 鉱物学雑誌, **22**, 155-160.
- Aines, R.D. and Rossman, G.R., 1984, Water in minerals? A peak in the infrared. *J. Geophys. Res.*, **59**, 4059-4071.
- Bakker, R.J. and Jansen, J.B., 1990, Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations. *Nature*, **345**, 58-60.
- Bean, R.E. and Titley, S.R., 1981, Porphyry copper deposits, part II. Hydrothermal alteration and mineralization. *Econ. Geol.* **75th Ann. Vol.**, 235-269.
- Bergantz, G.W., 1991, Physical and chemical characterization of plutons. in Kerrick, D.M. (ed) *Contact Metamorphism, Reviews in Mineralogy*, **26**, 13-42.
- Berner, R.A., 1976, Rate control of mineral dissolution under earth surface conditions, *Amer. J. Sci.*, **278**, 1235-1252.
- Blacic, J.D., 1972, Effect of water on the experimental deformation of olivine. *Amer. Geophys. Union Monograph*, **16**, 109-115.
- Blum, A.E., Yund, R.A., and Lasaga, A.C., 1990, The effect of dislocation density on the dissolution rate of quartz. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 283-297.
- Brantley, S.L., 1992, Kinetics of dissolution and precipitation-Experimental and field results, in Kharaka, Y.K. and Maest, A.S. (eds) *Water-rock interaction*, A.A. Balkema, Rotterdam, 3-6.
- Brown, I.D., and Shannon, R.D., 1972, Empirical bond-strength-bond-length curves for oxides, *Acta Crystallogr.*, **A29**, 266-282.
- Carter, N.L., Kronenberg, A.K., Ross, J.V., and Wiltschko, D.V., 1990, Control of fluids on deformation of rocks. in Knipe, R.J. and Rutter, E.H. (eds) *Deformation mechanisms, Rheology and tectonics, Geological Society Spec. Pub.*, **54**, 1-13.
- Cathles, L.M., 1981, Fluid flow and ore genesis. *Econ. Geol.* **75th Ann. Vol.**, 424-457.
- Chou, L. and Wollast, R., 1984, Study on the weathering of albite at room temperature and pressure with a fluidized bed reactor. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2205-2217.
- Clauser, C., 1992, Permeability of crystalline rocks. *EOS*, **73**, 233.
- 土井宣夫・加藤修・蟹沢聡史, 1993, 岩手県葛根田地熱地域の新規花崗岩の K-Ar 年代と熱水対流系の生成時期. 日本地熱学会講演要旨.
- Donnay, G., Wyart, J. and Sabatier, G., 1959, Structural mechanism of thermal and compositional transformations in silicates. *Zeit. Crystallogr.*, **112**, 161-168.
- Evans, B., Fredrich, J.T., and Wong, T.-F., 1990, The brittle-ductile transition in rocks: recent experimental and theoretical progress. *Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, **56**, 1-21.
- Farver, J.R. and Yund, R.A., 1990, The effect of hydrogen, oxygen, and water fugacity on oxygen diffusion in alkali feldspar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2953-2964.
- Ferry, J.M., 1986, Reaction progress: A monitor of fluid-rock interaction during metamorphic and hydrothermal events. in Walther, J.V. and Wood, B.J. (eds) *Fluid-rock interactions during metamorphism*, Springer-Verlag, New York, 60-88.
- 藤本光一郎, 1987, 部分的変質帯の幅を規制する要因. 鉱山地質, **37**, 45-54.
- 藤本光一郎, 1991, 珪酸塩鉱物の水溶液中への溶解の速度と機構 - 鉱物/水溶液界面の性質とその役割. 鉱山地質, **41**, 163-172.
- 藤本光一郎, 1993, オリビン/水反応界面のキャラクター化. 鉱物学雑誌, **22**, 173-177.
- 藤本光一郎, 投稿中, 鉱物粒界での水/岩石反応から見た深部地熱系. 地質ニュース.
- Goldsmith, J.R., 1988, Enhanced Al/Si diffusion in $KAlSi_3O_8$ at high pressures: the effect of hydrogen. *J. Geology*, **96**, 109-124.
- Griggs, D., 1967, Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **14**, 19-31.
- Heard, H.C. and Rubey, W.W., 1966, Tectonic implications of gypsum dehydration. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77**, 741-760.
- Hillner, P.E., Gratz, A.J., Manne, S., and Hansma, P.K., 1992, Atomic scale imaging of calcite growth and dissolution in real time. *Geology*, **20**, 359-362.
- Hochella, Jr., M.F. and White, A.F. (eds), 1990, Mineral-water interface geochemistry. *Review in Mineralogy*, **23**, 603 p.
- 石原舜三, 1970, ポーフィリー銅-鉛-鋅床入門 [II]. ラティス, 252 p.
- 唐戸俊一郎, 1986, かんらん石の塑性変形. (唐戸俊一郎及び島海光弘編 固体と地球のレオロジー) 108-124, 東海大学出版会.
- 加藤修, 土井宣夫, 村松容一, 1993, 岩手県葛根田地熱地域における新期花崗岩類と地熱貯留層. 日本地熱学会誌, **15**, 41-58.
- Kerrick, D.M. (ed) 1991, Contact metamorphism, *Reviews in Mineralogy*, **26**, 847.
- Kohlstedt, D.L. and Goetze, C., 1974, Low stress, high temperature creep in olivine single crystals. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2045-

- 2051.
- 小松亮・村松容一, 1993, 葛根田地域の深部貯留層における流体包有物の特徴. 日本地熱学会平成5年度学術講演会講演要旨集.
- 高坂晴男, 脇田健治, 1975, 東マレーシア・マムート鉱山の地質及び鉱床. *鉱山地質*, **25**, 303-320.
- Kronenberg, A.K., and Wolf, G.H., 1990, Fourier transform infrared spectroscopy determinations of intergranular water content in quartz-bearing rocks: implications for hydrolytic weakening in the laboratory and within the earth. *Tectonophysics*, **172**, 255-271.
- Lasaga, A.C., 1981, Transition state theory, in Kinetics of geochemical processes. *Reviews in Mineralogy*, **8**, 135-169.
- Lasaga, A.C., 1984, Chemical kinetics of water-rock interactions. *J. Geophys. Res.*, **89**, 4009-4025.
- 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.
- Mackwell, S.J. and Kohlstedt, D.L., 1990, Diffusion of hydrogen in olivine: implications for water in the mantle. *J. Geophys. Res.*, **95**, 5079-5088.
- Mayson, R., 1990, *Petrology of the metamorphic rocks (2nd ed.)*. Cambridge Univ. Press, London, 230 p.
- McBirney, A.R., 1984, *Igneous petrology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, 343-391.
- Merigoux, H., 1968, Etude de la mobilité de l'oxygène dans les feldspaths alcalins. *Bull. Soc. fr. Mineral. Crystallogr.*, **91**, 51-64.
- Michalske, T.A. and Bunker, B.C., 1984, Slow fracture model based on strained silicate structures. *J. Appl. Phys.*, **56**, 2686-2693.
- Michalske, T.A. and Freiman, S.W., 1983, A molecular mechanism for stress corrosion in vitreous silica. *J. Amer. Ceramic Soc.*, **66**, 284-288.
- 都城秋穂, 1990, 岩石学のパラダイム転換. 科学, **60**, 29-38.
- Morrison-Smith, D.J., Paterson, M.S., and Hobbs, B.E., 1976, An electron microscope study of plastic deformation in single crystals of synthetic quartz. *Tectonophysics*, **33**, 43-79.
- Müller, P. and Siemes, H., 1974, Festigkeit, verformbarkeit und gefügeregelung von anhydrite - experimentelle stauchverformung unter manteldrücken bis 5 kbar bei temperaturen bis 300°C. *Tectonophysics*, **23**, 105-127.
- Müller, W.H., Schmid, S.M., and Briegel, U., 1981, Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain size: Rheology and microfabric. *Tectonophysics*, **78**, 527-543.
- 村岡洋文, 1992, マグマ周辺における熱伝導と初生熱水滞留帯の競合に関する一仮説. 日本地熱学会誌, **14**, 47-59.
- Nagy, K.L. and Lasaga, A.C., 1992, Dissolution and precipitation kinetics of gibbsite at 80°C and pH3: The dependence on solution saturation state. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 3093-3111.
- NEDO, 1992, 地熱開発促進調査報告書 No.27 田沢湖東部地域, 1021 p., NEDO.
- Norton, D. and Knight, J., 1977, Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *Amer. J. Sci.*, **277**, 937-981.
- O'Neil, J.R. and Taylor, Jr., H.P., 1967, The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *Amer. Mineral.*, **52**, 1414-1437.
- Paterson, M.S., 1989, The interaction of water with quartz and its influence in dislocation flow - an overview. in Karato, S. and Toriumi, M. (eds) *Rheology of solids and of the earth*. Oxford Univ. Press, London, 107-142.
- Raleigh, C.B. and Paterson, M.S., 1965, Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, **70**, 3965-3985.
- Rimstidt, J.D. and Barnes, H.L., 1980, The kinetics of silica-water reactions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1683-1699.
- Rubie, D.C., 1990, Mechanism 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. and Brodie, K.H., 1988, Experimental 'synthetic' dehydration of serpentinite under conditions of controlled pore water pressure. *J. Geophys. Res.*, **93**, 4907-4932.
- 佐々木宗建・笹田政克・村松容一・小松亮・佐脇貴幸, 投稿中, 葛根田地熱地域の新时期花崗岩類中に産する流体包有物の特徴. 地質ニュース.
- 渋谷健・新堀雄一・土屋範芳・千田信, 1992, 弱酸性域における方解石の溶解速度. 資源地質, **42**, 241-247.
- 嶋本利彦, 1989, 岩石のレオロジーとプレートテクトニクス. 科学, **59**, 170-181.
- Sillitoe, R.H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **68**, 799-815.
- Stumm, W. (ed), 1990, Aquatic chemical kinetics. Wiley-Interscience, London, 545 P.
- 砂田貴・飯山敏道, 1986, マレーシア マムート斑岩銅鉱床にみられる蛇紋岩の熱水変質 (演旨), *鉱山地質*, **36**, 52.
- 竹野直人・野田徹郎, 1987, 仙岩地熱地域における地熱調査井岩芯の変質鉱物及び全岩化学組成の変動. 地調報告, **226**, 223-249.
- Talman, S.J., Wiwchar, B., Gunter, W.D., and Scarfe, C.M., 1990, Dissolution kinetics of calcite in the H₂O-CO₂ system along the steam saturation curve to 210 °C. in *Fluid-mineral interaction*, *Geochem. Soc. Spec. Issue*, **2**, 41-55.
- Titley, S.R. and Bean, R.E., 1981, Porphyry copper deposits, part I. Geologic settings, petrology, and tectonogenesis. *Econ. Geol. 75th Ann. Vol.*, 214-235.
- Tullis, J. and Yund, R.A., 1977, Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. Geophys. Res.*, **82**, 5705-5718.
- Tullis, J. and Yund, R.A., 1980, Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granites and Hale albite rock. *J. Struct. Geol.*, **2**, 439-451.
- Urai, J.L., Means, W.D. and Lister, G.S., 1986, Dynamic recrystallization of minerals. *Geophys. Monogr., Amer. Geophys. Union*, **36**, 161-199.
- Villas, R.N. and Norton, D., 1977, Irreversible mass transfer between circulating hydrothermal fluids and the Mayflower stock. *Econ. Geol.*, **72**, 1471-1504.
- Yund, R.A. and Anderson, T.F., 1974, Oxygen isotope exchange between potassium feldspar and KCl solutions. in Hoffman, A. W. et al., (eds) *Geochemical transport and kinetics*, Carnegie Inst. Washington Pub., **634**, 99-105.
- Yund, R.A. and Anderson, T.F., 1978, The effect of fluid pressure on oxygen isotope exchange between feldspar and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 235-239.
- 脇田健治, 1981, 東マレーシア・マムート鉱床の蛇紋岩鉱に見られる熱水変質と鉱化作用について. *鉱山地質*, **31**, 351-365.
- Wickham, S.M., 1987, The segregation and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, **144**, 281-297.

(要 旨)

藤本光一郎, 1994, マグマ周辺の壁岩/熱水相互作用—力学的・化学的相互作用のカップリング—地質学論集, 43, 109-119. (Fujimoto, K., 1994, Wall rock/hydrothermal solution interaction around a magma chamber—Coupling of mechanical and chemical interactions—. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 43, 109-119.)

貫入岩とその壁岩との間には, 接触変成作用やポーフリーカッパー鉱床生成に代表される, 熱拡散や熱水移動を媒介とした様々な相互作用がある。これらを構成する基本的過程として, 力学的相互作用に関しては岩石の破壊/変形様式の違いに与える熱水環境の影響として hydrolytic weakening と reaction enhanced weakening について概説し, 化学的相互作用に関してはその機構や速度を制御する要因について概説した。さらに, 天然でそれらの相互作用がどのようにカップリングするかについて考察した。特に, 岩石の透水性と岩石/水反応の進行が, 反応の平衡定数の温度依存性などによって互いに促進しあったり抑制しあうこと, 岩体の冷却に従って変形様式が延性的から脆性的に変化し, それと共に化学的相互作用としては接触変成から熱水変質に移りかわること等を指摘した。