

火成作用および後火成作用における水の挙動*

D.S. Korzhinskii

黒田吉益訳

変成作用・火成作用・後火成作用における水の挙動の物理化学的特徴は、それらの作用によって生じた鉱物の paragenesis を分析することによって、客観的に解析することができる。このことは以前 (1940₂, 1960₂) にも述べたことがある。それは次のような結論であった。

1) 内因的な、あらゆる火成、変成作用では、水は完全に mobil であつて、inert component (訳注1) にはなりえない。すなわち、新しく形成される鉱物組合せは、原岩が水を含んでいるか、どうかということにはよらないで、鉱物形成のさいの水の partial pressure だけによる。換言すれば、水の量は平衡状態のための独立のパラメータ (extensive parameter) とはならないで、その activity または partial pressure がパラメータ (intensive parameter) となる。これは、岩石の成分として水が存在していても、岩石の相互平衡鉱物の数がふえないことから明らかである。たとえば、ドロマイトの高温変成作用のとき、水のない酸化物 -periclase- が生じるが、低温のときは $Mg(OH)_2$ が生じる。もし、水が inert component であるならば、岩石中の水の量次第では、一定の温度条件下で、periclase も brucite も同時に生じてよいはずである。しかし、実際には、鉱物形成はそのどちらか1つだけである。このような特徴は、最初に P. Eskola によって述べられた。彼は変成作用のさいには、水は "excess" であると考えた。

同じように、炭酸ガスも内因的な鉱物生成では、完全に mobil である。

2) 天然の hydration-dehydration の平衡温度は、深さにはそれほど関係しない。しかし、carbonatization-decarbonatization の平衡温度は深さとともに明らかに高くなる。

天然の鉱物生成のこのような特徴を明らかにするために、著者は次のような仮説を提案した。珪酸塩岩石の変成作用は、原則として、炭酸ガスを含む孔隙水溶液の存在下で起こる。この孔隙間水溶液がないと変成作用は起こらない。したがって、変成反応 (後火成作用を含めて) のさい、水蒸気の弾性率は温度によつて一定の値に保たれている。また、その値は水の凝縮性のために外圧、すなわち深さにはあまり関係しない。一方、水にとけて飽和している炭酸ガスの弾性率は外圧がますます大きくなるはずである。このことから、地表に近い条件 (低圧) においても中温の鉱物が生成されるという仮説的な法則の意味が明らかにされる。(非常に高温の特殊な火山の噴気孔などをのぞいて) 気成的な作用、すなわち岩漿ガスの活動下の鉱物生成があるとは、著者の仮説からはいえない。

水の含有量の程度によつて特徴づけられる鉱物相の地質学的分布についてはよく知られているとおりである。未変成火成岩中の初生的な含水鉱物としては、角閃石と黒雲母のみである。未変成火成岩のまわりに発達するもつとも高温の鉱物相にも、これら2つの鉱物は存在する。高い水蒸気圧か、またはより低い温度では、初生的な火成鉱物ではないが、中温の鉱物生成のときに特徴的な白雲母・透角閃石・緑れん石がある。より水に富んだ鉱物組合せは後火成作用の末期か、火成岩から遠くはなれた変成帯域に生ずる。

*Д. С. Коржинский : Поведение воды при магматических и постмагматических процессах, Геология Рудных Месторождения, 1962-5, 3-12.

訳注1) 移動しない成分。くわしくは、英語版 Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals, Consultant Bureau Inc. を参照のこと。類似の語句についても同じ。

高温の水溶液は高い圧力下でのみ存在することができる。たとえば、subvolcanicな浅い条件下では高温の水溶液は蒸発してしまうだろう。したがって、変成作用が水溶液の存在なしには行なわれえないとするならば、subvolcanicな条件下では、高温～中温の後火成作用はなくて、低温のものだけがあるはずである。実際、地質学的データはこのような結論を支持するものである (コルジンスキー, 1961₁)。Hypabyssalな条件下の火山岩層には、曹長石・緑れん石・陽起石または曹長石・緑れん石・緑泥石の組合わせからなる中温のプロピライト化した岩石が広く発達している。しかし、地表に接したところ、または subvolcanicな条件下では、緑れん石やとくに陽起石をもつた中温のプロピライト化作用は生じなくて、方解石や沸石と緑泥石という低温のプロピライト化作用がある。このプロピライト化作用には氷長石化作用が典型的で、曹長石化作用は起こらない。したがって、しばしば、まったく新鮮な斜長石を残していることがある。

Subvolcanicな条件では後火成作用のスカルンが生成されない可能性があるが、この点はまだ検討を要する。

Subvolcanicな低温のプロピライト化作用の例としてトランシルバニアの第三紀の火山岩層のプロピライト化がある。そこでは金や多金属の鉱床も伴われている。また、パウジエツク (カムチャツカ) やワイラケイ (ニュージーランド) などの地下の蒸気をエネルギーとして利用するためのボーリングと関係して研究されてきた後火山作用地域の岩石の変化もある。

地質学的データからして、中温の変成作用が消滅する深さは1 kmのオーダと考えられる。パウジエツクでは深さ800mで、新しく生成された沸石・氷長石・加水雲母・炭酸塩・緑泥石・硬石膏・黄鉄鉱・リユーコクシンをもつた低温のプロピライト化作用を示している。緑れん石や陽起石は第三紀火山岩中のレリクトとして以外にはみられない。(ナボコ, ピープ, 1961)。120~150mの深さからは溶液は最高187° (270mで) で液体を保っている (アベリエフ, 1961)。ワイラケイでは熱水溶液の温度は270°に達し、液体状態は300~400mから始まっている (Steiner 1953)。より高温の溶液も400mより深いところでは可能であろう。Steinerの記載には、沸石化したり氷長石化したりした岩石に緑れん石が書いてない。しかし、Steinerからピープにおくられた薄片の1つには小さい緑れん石がみられた。それは深さ750mのものであつた。

これと関連して、NaCl-H₂O系のデータは面白い。NaClは天然の熱水溶液中のもつとも大切な成分であり、また、この系中では飽和溶液の臨界現象がないような非常に高温になるまで液状を保っているからである。Sonrivajan, Kennedy (1962)のデータによれば、NaClの飽和溶液の蒸発は390 bar以上の圧力下では不可能である。390 barは約1,600mの深さに相当する (液相に69%のNaClが含まれる NaCl飽和溶液の600°における蒸気の exothermal pressureは392 barである)。

これらのデータからして、次のように推定することができる。すなわち、中温相の変成作用や後火成作用による鉱物形成は、約1 kmより浅くなると消滅してしまい、それより地表に近づくと、100°を超えないような低温の相だけとなる。

花崗岩化作用や変成作用のさいの初生的水溶液の上昇流

いわゆる広域変成作用は、しばしば、著しい量の水や炭酸ガスの付加を伴う。とくに、厚い噴出輝緑岩が低温の変成作用をうけたときは、それがはつきりする。すなわち、水を含んだ鉱物 (緑泥石・絹雲母) と炭酸塩に富んだ緑色岩にかわるからである。長石の変成分解の最初の段階では、多量の液体包有物をもつた濁つたアルカリ長石 (普通 "pelitization" 訳注²⁾) をうけた長石とまちがわれている) が生じている (コルジンスキー, 1940₁)。

訳注²⁾ レビンソン-レッシングの定義で、epimagmatic processや風化作用によって生じた長石の変化。コルジンスキーによればごく微小の空気や液体の包有物が生じていると考えられる。

水や炭酸ガスの他に、他の若干の成分も、接触変成作用だけでなく広域変成作用のさいの化学成分の変化に関係する。任意の変成作用における個々の zone ごとにも、交替的な成分の変化があるということが認められている。とくに Na と K についてはそうである。特徴的に紫蘇輝石と正長石をもつ紫蘇輝石-片麻岩は、アルカリ金属の活動的な activity の高い facies に起こる、部分的に花崗岩化作用を伴う交代作用の産物である (コルジンスキー, 1961₂)。同じように、藍閃石片麻岩相もアルカリ度の上昇による metasomatic facies である (コルジンスキー, 1953, 1955)。Mg-交代作用、輝石のウラル石化作用などは、より狭い分布をもっている。

Ca や Mg に富んだ岩石が変成作用によつて、K や Na の高い activity をもつた鉱物組合せになることは、多くの例によつて明らかである。塩基の相互強化によつて説明されるこの現象は、diffusion ではなくて infiltration である (コルジンスキー, 1956, 1960₁)。すなわち、変成作用のさいに、未変成岩層を通して滲透する溶液の流れがあることによつて説明されるものである。変成作用が非平衡であるというのは、溶液の流れの影響が非平衡であるということを示している。深い広域変成作用のさいでも、溶液のおもな流れは、より滲透しやすいゾーン、または構造上の弱帯に沿つて動く。そしてそこでは変成作用は交代作用の性質が優勢である。

火成作用に目を転じてみよう。P. Termier が最初に、“filtration の波”が存在するという説——すなわち、変成作用をひきおこす、滲透する初生的な溶液の流れが存在するという説を述べた。しかし、彼はその分布の選択性については述べていない。この考えは、深部からの“transmagmatic (throughmagmatic) solution”の流れのもとで生じる magmatic replacement (granitization) の説として、私によつて発展させられた (コルジンスキー, 1952, 1960₁)。生成される eutectic または cotectic なマグマの組成は、花崗岩化作用ばかりでなく閃緑岩化作用・閃緑岩化作用を起こすことを示している。それは活動する transmagmatic solution のアルカリ度と組成によるということが明らかである。

このような magmatic replacement の過程は、深い所 (anatexis zone) ばかりでなく、subvolcanic な所に至るまで起こることが明らかである。

Transmagmatic solution の流れのもとでの結晶作用は、火成岩の鉱物の共生関係においてアルカリ金属と水とが完全移動成分で、その activity が一定であることを明らかにしている。これは、transmagmatic solution の説が提案されるまでは、花崗質岩石の鉱物の共生関係の解析からいわれていた (コルジンスキー, 1946)。

この上昇する初生的な水溶液は、重力分化または地球深部の degassing によつて生じる。そして、深部裂かや構造的弱帯、とくに造山帯に沿つて上昇する。岩石中を滲透しながら、それは変成作用や花崗岩化作用をひきおこす。このことと関連して、大洋の水は先地質時代におけるできごとによつて生じたものでなく、現在も含めた全地質時代に次第に地球内部から分離して生じたものである。

海底噴火と magmatic transvaporization 説の批判

火成作用や変成作用における地表水の参加の問題はたいへん大切である。neputunistic な観点からすると、初生的マグマには水はなく、まわりの岩石から水を借りてくるのである。transvaporization 説はたいへん興味深く、かつたくさん研究されている。Szádeczky-Kardoss (1960) は、マグマは著しい量の水を、まわりの岩石や水圏から吸うことができ、そして、結晶作用のさいに、水を含む鉱物に富む岩石 “hypomagmatite” をつくることを述べている。これと関係して興味のあるのは大洋底の玄武岩についてのデータである。

最近、大洋底にも若い火山があることがわかってきた。A.P. リシチン, A.V. ジバゴ (1958) のデータによれば、インド洋の南部の海底地形は火山地形で、広い溶岩原がある。太平洋の中央部でも Menard (1959) の計算によれば、10,000 の海底火山がある。

筆者は P.L. ベズルコフの親切により、ヴィチャージ号による大洋調査のさいの火山岩のサンプルをみる事ができた。これらのサンプルは、風化層の中は新鮮な玄武岩ガラスであつた

り、新鮮な暗灰色の玄武岩であつたりした。顕微鏡的にも、陸上の玄武岩と、鉱物組成においても、新鮮さにおいても区別できなかつた。かんらん石にのみ若干の緑泥石様の鉱物が置換しているのがみられたが、普通輝石や塩基性斜長石(亜灰長石・曹灰長石)は新鮮である。とくに斜長石は水のように透明である。緑色岩みたいなものは一つもみられなかつた。オーストラリアの西 2,000 km, 深さ 4,885m のインド洋底からとつた tachylyte のサンプルの1つの化学分析値は次のとおりである。

SiO₂ 50.82, TiO₂ 0.35, Al₂O₃ 15.11, Fe₂O₃ 1.15, FeO 7.59, MnO 0.18, MgO

10.39, CaO 11.82, Na₂O 1.80, K₂O 0.19, H₂O⁻ 0.07, H₂O⁺ 0.18, Total 99.65.

この玄武岩ガラスの分析値で、Na₂O が低く (1.80%), H₂O[±] も低い (0.25%) ことは、注目すべきである。

深さ 4~5km のインド洋、太平洋の南部の堆積物中では、玄武岩ガラスや安山岩ガラスのかけらや、長石・普通輝石・普通角閃石・かんらん石・磁鉄鉱や多孔質の玄武岩・安山岩の熔岩が大部分を占めている(リシチン, 1960; リシチン, ジゴバ, 1958)。大部分はガラス状の microlite で、輝石や斜長石をもつた安山岩熔岩のかけらも記載されている。南極に近い、深さ 500m の海底は黒または赤褐色の多孔質玄武岩のかけらで覆われている。

その他にも、深海底から採取された岩石の記載がある。(Hamilton 1956; Kuno and others, 1956; Wiseman, 1937)。しかし、これらのデータはそれほど興味がない。というのは岩石片の中には礫があり、かけらの組成も一様でない。しかし時には明らかに深いところで形成されたものもある。すなわち、一部には明らかに島の浸食により生じたものがあり、一部には氷河によると考えられるものもある(Kuno et al., 1956)。少なくとも、深海底の岩石のかけらでは新鮮な玄武岩・安山岩およびそれらのガラスが優勢であつて、典型的なスピライトがないことは明らかである。

いまのデータでは、海底火山の全ぼうをとらえるのには完全ではないけれども、海底噴火のさいに magmatic transvaporization が起こらないこと、そして 5~7km の深さまでは玄武岩・安山岩の熔岩はノーマルな玄武岩・安山岩およびそれらのガラスであつて、スピライト・プロピライトなどでないことは確かである。海底の熔岩が多孔性なのは、それが冷却するとき、大きな圧力をうけていたことを示すものである。

かくて、大洋底で玄武岩マグマが冷却しても、ノーマルな玄武岩やそのガラスが形成されて、スピライトは形成されない。典型的なスピライトは主として古生層中にあり、中生層新生層には、はるかに少ないことは特徴的である。列島弧や大洋沿岸には多くの第四紀の火山があるけれども、その熔岩にはスピライトやプロピライトはない。千島列島でも 120m も上昇している海岸段丘があり、その下部は水中で固くなつた部分もあるけれども、第四紀の熔岩は黒または灰色で、緑色岩化はみられない。

スピライトやプロピライトは、明らかに変成岩であつて、hypomagmatite ではない。

著者は、黒雲母・普通角閃石・若干のアルカリ角閃石・その他若干のまれな鉱物をのぞいて、火成岩中にみられる他の含水鉱物、たとえば、白雲母・緑れん石・緑泥石・放射状角閃石などは、みんな二次的であると考えている。それらは、交代的組織や初生鉱物の仮像をしている。Szadeczký-Kardoss (1960) のような hypomagmatite というようなものはないと考える。一般に、火成作用と後火成作用との境ははつきりしている。ただ、ペグマタイトの中ではその境の判別がむずかしい。

塩基性岩の花崗岩化作用の場合にはアルカリ度の上昇したミグマタイト・炭酸塩岩の花崗岩化作用のさいには霞石閃長岩にいたるまでの交代岩が生じる。これは diffusion ではなく filtration の性質を示すもので、infiltrated transmagmatic solution のひきおこすものである。塩基性岩中では塩基の相互強化のために、アルカリ金属の activity coefficient が上昇する(コルジンスキー, 1960_a)。この関係は深い火成岩でも、浅い火成岩でも同じであつて、溶液はつねにマグマからまわりの岩石の方へ流れる。transvaporization だとすると逆のことが起こりうるかもしれないが、それはみられない。

変成作用に対する地表水の働きかけ

変成作用や後火成作用のさいの初生的な水、地表水、まわりの岩石から借りてきた水、これらの水の意義を比較論議することはたいへんむずかしい。

珪酸塩岩石の変成作用は火成作用や tectonomagmatic な作用に関係して生じているという地質学的事実に注意してみよう。台地や縁辺沈降帯では、厚い堆積や層間水や温度の上昇があるにもかかわらず、本当の意味での変成作用はない。静かな堆積地域では、10km 以上も深い岩石にも著しい変成作用が認められていない。深いボーリングのデータはたいへん興味深いものがある。石油地域ではボーリングの深さは、いまでは5~7km にも達しているが、そんな所でも砂岩は石油の移動に充分な孔隙率をもっている。すなわち、metamorphic cementation はない。Lyons (1940) は、カリフォルニアで、現世から始新世までのアージライト・砂岩・花崗質砂岩中を4,570m 掘ったボーリングの岩石を記載している。ボーリングの下部では、146° に達していた。岩石は花崗質岩石の鉱物粒、すなわち斜長石 (An 5~40) ・カリ長石・石英・黒雲母・磁鉄鉱および絹雲母・緑泥石・方解石・黄鉄鉱・緑れん石・褐鉄鉱・カオリンその他のいろいろの副成分鉱物のかけらからなっている。“高温・高圧にもかかわらず、カオリンの再結晶作用のみが、唯一の変成作用を示すものである” (Menard, 1959)。このボーリングの底部の砂岩の孔隙率は15.4%に達し、変成作用もうけていない。

広域変成作用のゾーンよりも浅いところでは、火成岩体と変成帯 (metamorphic aureole) との関係は明らかである。しかし、深くなると、はつきりしなくなる。造山帯深部では、広大な結晶片岩や片麻岩の形成とともに岩石の大規模な流れが生じる。しかし、そこでも、変成度はミグマタイト質岩石や片麻岩質花崗岩に近づくにつれて上昇する。ただ、残念なことには、これらの岩石は、しばしば片麻岩または正片麻岩 (orthogneiss) とまちがって記載されている。多くの学者がいろいろと論議しているけれども、本当は、変成作用と火成作用とは区別できるものである。

変成作用に対する地表水の働きかけは、火山地帯の温泉で明らかにされている。これについては、ワイラケイ (ニュージーランド) やパウジエツト (カムチャツカ) の火山ガスのエネルギー利用のためのボーリングのデータがたいへん興味深い。上述の、凝灰岩のはげしい低温のプロピライト化作用は熱水溶液によつてひきおこされたものであるが、その溶液中の水は明らかに循環水である (イワノフ, 1961)。硫気孔や温泉の水が、95%は地表水であることは、最近、一般に確かめられている。またこれらの水が高温なことやいろいろの成分、とくに活動性を加える酸を含んでいることは、火山のマグマ溜りの活動に原因することは疑のないところである。

あらゆる後火成作用において、酸性揮発成分が特徴的な役割をはたしている。花崗岩質 magma の後火成作用の研究から、著者は“post-magmatic solution”中の“先駆する酸性成分の波”という仮説を考えた。その要点は次のとおりである。花崗質マグマの結晶作用のさい自由になった酸性成分 (HCl, HF, H₂S, CO₂ など) は、岩石の孔隙や割れ目を通つて水溶液が透過するが、そのとき“acidic-filtration effect”により塩基性成分や溶媒一水さえもおきかえられる (コルジンスキー, 1958; ジャリコフ, 1961)。かくて、酸性成分の波が通るとき、始めは酸性度が上昇して、まわりの岩石の塩基をアルカリ化し、つづいて酸性度が低下すると塩基が沈殿する。このような酸性度の変化が、後火成作用のさいの岩石のはげしい変化の原因となる。上昇する juvenile post-magmatic solution が地表水の所まで達すると、酸性成分の波は地表水にのり移り、これらの水に juvenile hydrothermal water と同じような行動力をもたせる。現在の火山地域の温泉は、このようなマグマ起源の溶液と地表水との結合のよい例である。

そのような結合は、明らかに地表に近い所では普通に行なわれているはずである。深さとともに地表水の割合は少なくなつてゆくわけであるから、浅いところの変成作用は若干の点で深いところのものと区別できるはずである。実際、subvolcanic または hypabyssal な変成作用の特徴は深い所のものと違つている。中~低温のプロピライト化作用は、数百~数千mの深さに分布する火山岩層、とくに透過能力の大きい凝灰岩や集塊岩の層に、おどろくべき均質さで発

達している。花崗質岩石のまわりのグライゼン化作用や珪化作用と較べて、火山岩層中の熱水性珪岩や脱色された岩石の均質な変質作用はおどろくべきものである。火山岩源の熱水性珪岩“二次的珪岩”は普通石英—絹雲母または石英—明礬石岩であるが、その中には数百mにわたって、より変質の程度の少ないレリクト状の部分がみられない。花崗質岩石中のグライゼンや珪化岩は、ストック状で、数十cmのはげしく変質した部分と、あまり変質していないレリクト状の部分とをもっている。このような違いは、より浅い火山岩の方が、より深い花崗岩よりも、はるかに多量の水で飽和されていたということを示すものである。このような火山岩層の水は、主として後火成的な揮発成分に飽和されて活動的になった地表水である。

火山岩層中の変成作用が一様であるということの理由は、その他に、それが褶曲運動のほんの始めに、あまり変形されておらず、割れ目も少ない岩石の中で起こるということもある。また、火山岩の残りの熱も関係があるであろう。

火山岩層中の熱水作用や鉱床生成作用の問題は将来の研究を待たねばならない。

しかしながら、変成作用の強さとそのさいの水の活動は、深くなつたからといって減少するわけではない。逆に、もつともはげしい変成作用はもつとも深い所で起こり、結晶片岩の厚い層をつくる。結晶片岩の中に、高圧下で形成されやすい鉱物（藍晶石、パイロープ分の多いざくろ石）が広く産することは、それらが 10,000m 以上もの深さで形成されたことを示すが、そのような深さでは、多量の地表水が滲透するということはあまり可能性がない。花崗岩化作用のさいの花崗岩マグマの形成にも、また変成作用、とくにその低下変成の時期にも欠くことのできない水は、juvenile なもので、transmagmatic solution の流れとして供給される。

また、変成作用は、地向斜で堆積物が沈降してゆき圧力と熱とをうけると、堆積物自身、とくに粘土質堆積物から分離された水の活動下で行なわれるという意見もまれではない。そのような水は炭酸ガスやその他揮発性成分をふくんでいると考えることはできる。しかし、そのような考え方は可能性がうすい。なぜなら、堆積岩からの揮発性成分の分離は、岩石が増進的変成作用で熱せられていく過程で起こるはずであるが、実際の岩石の加水作用、炭酸塩化作用を起こす水や炭酸ガスの攻撃は温度が下がりつつある低下変成作用の時期に生じている。そのような深さで、冷えてゆきつつある変成した堆積岩から水や揮発成分が分離するとは考えられない。その他、変成作用や後火成作用の強さは原岩に含まれていた水の量には関係がないことがわかっている。

古い結晶片岩・片麻岩・花崗岩などの結晶質岩石中でも、若い時期の変成作用、後火成作用は起こりうる。そして、その時の水や炭酸ガスの強さは、若い未変成の堆積層中と同じように強い。東部シベリヤのサヤンスタノボイ、コンプレックスの原生代花崗岩—片麻岩—千枚岩にはこのような関係がよく示されている。サヤンスタノボイの tectonomagmatism の zone は一部は原生代堆積岩（東部サヤンなど）中に、一部はその下部の始生代花崗岩やグラニュライト相の片麻岩中に（スタノボイ山脈）起こっている。この始生代のコンプレックスはアラスカイ質花崗岩や紫蘇輝石片麻岩などのように、含水鉱物にきわめて乏しいものである。サヤンスタノボイ造山帯では、始生代の岩石は広い範囲にわたって白雲母片麻岩・両雲母片麻岩・含水鉱物にとんだダイアフトライトに変わっている。自変成した白雲母花崗岩や白雲母ペグマタイトがたいへん発達している（コルジンスキー、1939）。含水鉱物が多いという点では、これは原生代の粘土質片岩中のサヤンスタノボイ花崗岩にひけをとらない。

水が多いことは、花崗岩その他のグライゼン化作用にとって不可欠のことである。グライゼン化作用は、当時まで非変成の堆積岩中に入った花崗岩中でも、より古い花崗岩や結晶質岩石中に入った花崗岩中でも同じぐらいにはげしい。同じようなグライゼン化作用の例がザバイカルにもある。サクソニヤの古典的に知られているグライゼンも結晶質岩石中にある。

多くの鉱床地域でも、magmatic replacement、自変成作用、接触交代作用、交代変成作用、鉱化作用において、長い期間にわたって上昇してくる水溶液があることが知られている。このようなことから、この水溶液の起源は、大部分が深部からきたものであると考えられる。

結 論

火成作用、変成作用のさいの水の挙動に関する岩石学的なデータから、次のように結論することができる。

1) 深部からの juvenile な transmigmatic な水溶液の上昇する流れが存在する。その流動に沿って変成作用や花崗岩マグマをつくる堆積岩層の選択的溶融が起こる。この溶液は炭酸ガスや他の揮発性の酸性成分、またアルカリ金属を運ぶ。

2) magma は juvenile な水を含んでいるが、まわりの岩石や海成層から水を吸収しない。

3) 地殻の上部では、火山岩層の後火成作用や脱色作用、二次的珪岩などをつくるようなプロピライト化作用において、循環水や地表水が加わることはあるが、それは magma からの酸性成分がそれに働きかけるからである。そのような水はある種の鉱床の生成に大きな役割をもっていると考えられる。