

超高压変成岩 -地球深部との往復書簡(2)-

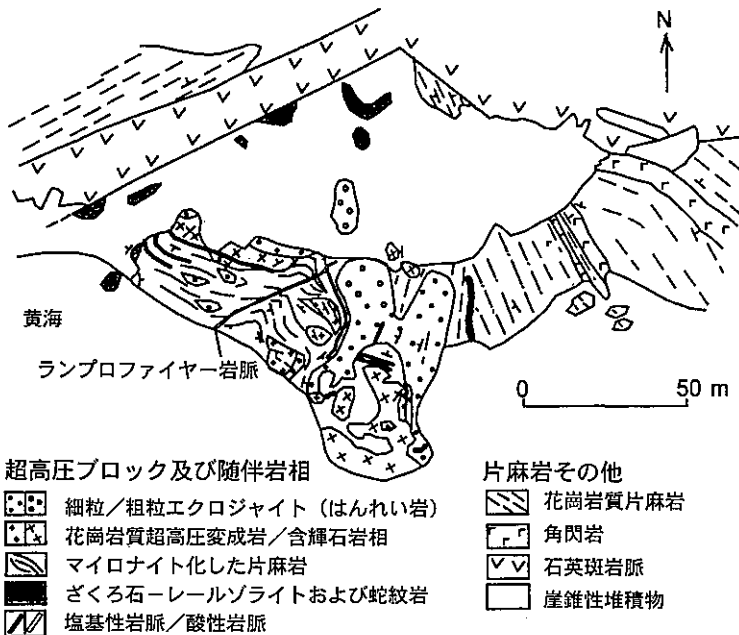
榎並 正樹¹⁾・坂野 昇平²⁾

5. 超高压変成岩の産状

第1部で述べたように、超高压変成帯の大部分はかつての大陸衝突帯(縫合帯)に沿って分布している。そして、超高压変成作用の年代は、原生代末期のマリ(620-625 Ma; Jahn *et al.*, 2001)から新生代のヒマラヤ(45-50 Ma; O'Brien *et al.*, 2001)まで様々である。しかし、Maruyama and Liou(1998)が指摘するように、1,000Maより古い超高压変成帯は知られていない。それは、(1)地球深部の平均地温勾配が経年的に低下したことと(2)古い情報は後の造山運動により再編されて残りにくいことによるのであろう。

西アルプス・ドラマイラ, ノルウェー・西部片麻岩

地域や中国・大別山-蘇魯地域に代表される主要な超高压変成帯は、延長方向に100~数100kmの広がりを示す。これらの地域には、一般に緑れん石-角閃岩相~グラニュライト相条件下の鉱物組み合わせを示す花崗岩質やはんれい岩質の片麻岩などが広く分布し、その中に超高压変成作用を受けた証拠を保持する狭義の超高压変成岩が、数10cm~100m規模のブロックとして点在する(第9図)^{#注7}。これらのブロックは、様々な程度にその縁部から内部に向かって角閃岩やグラニュライトに変わっているが、直径が1mを超えるような比較的大きなものでは、しばしばコース石-エクロジャイトなどからなる核部が残存している。一方、これらの超高压ブロックの周囲の片麻岩は、一般に超高压変



第9図
中国・蘇魯地域仰口海岸
(青島北東)の地質図(Wallis *et al.*, 1997を簡略化)。

1) 名古屋大学 大学院環境学研究所:
〒464-8602 名古屋市千種区不老町

2) 京都大学 名誉教授:
〒606-8502 京都市左京区北白川追分町

キーワード: 造岩鉱物学, 超高压鉱物, 沈み込み機構, 上昇機構,
温度-圧力経路

成作用の鉱物共生を示さず、それらが超高压ブロックと同様に超高压変成作用を経験しているか否かについて、議論的的となってきた。しかし、片麻岩中のざくろ石の包有物としてマイクロ・ダイヤモンド(Sobolev and Shatsky, 1990)が、そしてジルコンの包有物としてコース石やオンファス輝石(Ye et al., 2000)が認められることから、片麻岩の少なくとも一部が、超高压変成作用を受けていることは確実である。したがって、片麻岩に広く認められる角閃岩相〜グラニュライト相の鉱物共生は、超高压変成作用以降、おそらく超高压変成帯上昇時の再平衡を代表すると考えられている。このような片麻岩と超高压ブロックの産状や平衡時期の関係は、後に第8章で述べるように超高压変成岩の上昇機構を考える上で重要な鍵となる。

6. 岩石学的特徴

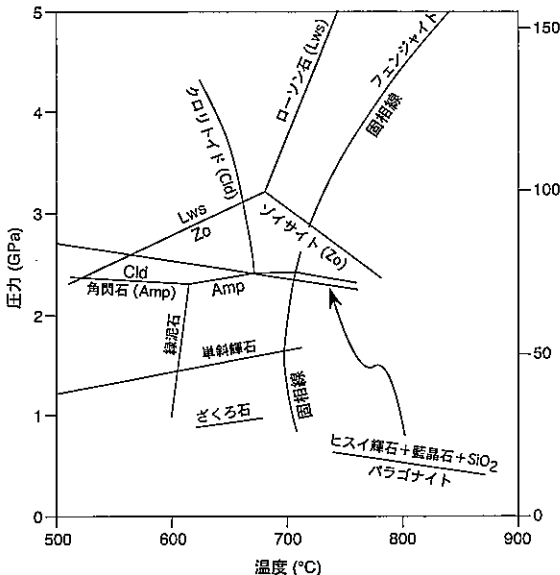
超高压変成岩の大部分は、エクロジヤイト#であるが、最初にコース石が報告された西アルプス・ドラマイラのコース石-パイロップ岩#ように特異な化学組成を持つ堆積岩を原岩とするもののほか、花崗岩#、石灰岩#や超苦鉄質岩が再結晶したのも認められる。Jahn (1998)によれば、エクロジヤイトの大部分は、海嶺玄武岩や地殻上部に産する苦鉄

質岩と類似の地球化学的性質を有する。また、大別山-蘇魯地域やコクチェタフのエクロジヤイトのいくつかは、鉱物および全岩の $\delta^{18}\text{O}$ 値が-10‰におよぶ非常に軽い酸素同位体比を持つことが知られており、これは超高压変成作用を受ける以前に被った地表付近での天水-岩石の相互作用の記録であると解釈されている^{注8}(Yui et al., 1995)。これらの事実から、一部の超苦鉄質岩を除くと超高压ブロックの原岩の大部分は、地殻浅部に由来すると考えられる。他方、超苦鉄質岩には、集積岩や蛇紋岩を原岩とし明らかに地殻にその起源を持つものと、沈み込み帯直上のウェッジ・マントルから直接超高压変成作用の場にもたらされたものが報告されている(Brueckner and Medaris, 2000)。このように超高压変成岩は、地殻-マントル間の大規模な物質循環を記録している。

超高压変成帯に産するエクロジヤイトは、主要な構成鉱物であるざくろ石とオンファス輝石のほかに、ほぼ普遍的に角閃石、フェンジヤイト、緑れん石/ゾイサイトなどの含水珪酸塩鉱物と SiO_2 鉱物やルチルなどを含んでいる。およそ2.0GPa以下の比較的低压で形成されたエクロジヤイトのうち、全岩の $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ 値が高い岩石には、パラゴナイトがよく含まれるが、超高压になるとそれは不安定となり、ヒスイ輝石成分と藍晶石及び H_2O に分解する。したがって、超高压エクロジヤイトには、上記の鉱物のほかに藍晶石がしばしば産し、オンファス輝石+藍晶石が特徴的な組み合わせとして含まれる(第10図)。

代表的な堆積岩源の超高压変成岩として、白色片岩#と呼ばれるものがある。この岩石は、狭義には藍晶石+滑石の組み合わせで特徴づけられ、その原岩のひとつとして泥質物が様々な程度に混入した蒸発残留岩が考えられている。また、変成作用の途中で交代作用が起こり、この特異な全岩組成が形成された可能性も指摘されている。この岩石は、しばしばフェンジヤイトやMgに富むザクロ石、十字石やクロリトイドなどを含み、泥質物に組成が近い広義の白色片岩ではヒスイ輝石成分に富む単斜輝石や SiO_2 鉱物が産するようになる。

超高压変成帯の片麻岩のうち石英や長石に富むものが、一般に考えられているように正片麻岩(火成岩起源の片麻岩)であり、超高压変成作用を経



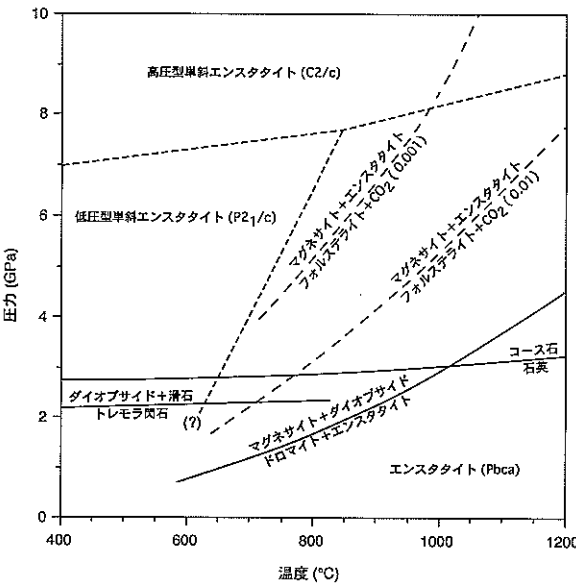
第10図 MORB+ H_2O 系の相図 [Poli and Schmidt (1995) にパラゴナイトの分解曲線を加筆]。

験しているとする、花崗岩源変成岩は最も主要な超高压変成岩のひとつとなる。しかし、原岩の組織を残し花崗岩質岩に由来することが明らかな例は、現在のところドラマイラと蘇魯地域の報告に限られる(Hirajima *et al.*, 1993)。蘇魯地域・仰口の試料では、火成岩源の普通輝石の周囲にオンファス輝石が、黒雲母などの苦鉄質鉱物と斜長石の境界にはざくろ石が再結晶している[#]。また、石英は、細粒多結晶の集合体となっており、それはコース石の転移したものと解釈されている。

超高压変成帯からは、ルールズライト、ウェールライト、ウェブスタライトや単斜輝石岩など、様々な超苦鉄質岩が報告されている。これらの岩石は、ざくろ石を普遍的に含み、それと共存する輝石類は、次の章で詳しく述べるように、極めてAl(MgAl₂SiO₆もしくはCaAl₂SiO₆成分)に乏しい組成を有する。副成分鉱物としては、Naに富むフロゴパイト、角閃石、ドロマイト、マグネサイト、滑石やスピネルなどが報告されている。それらの中で、超高压条件を特徴づけるものとして特に重要なものは、マグネサイト(Lappin and Smith, 1981; Yang *et al.*, 1993)

と滑石(Liou and Zhang, 1995; Kato *et al.*, 1997)である。マグネサイトは、(1)斜方輝石と共存する場合、2フォルステライト(Mg₂SiO₄)+2CO₂=エンスタタイト(Mg₂Si₂O₆)+2マグネサイト(MgCO₃)の反応で下限が定義される高压条件を示し、(2)ダイオプサイドとは、1,000℃以上の高温になるとコース石の安定領域でのみ共存可能となる(第11図)。一方、滑石+単斜輝石の共生は、それを含む岩石がトレモラ閃石の不安定な高压条件(700℃で約2.4GPa以上)を経験し、トレモラ閃石[Ca₂Mg₅Si₈O₂₂(OH)₂]=2ディオプサイド(CaMgSi₂O₆)+滑石[Mg₃Si₄O₁₀(OH)₂]の反応が起こったことを意味する。

なお、超苦鉄質岩や大理石中には、ドロマイトが主要な炭酸塩鉱物として含まれることが多い。MORB+CaCO₃系の合成実験の結果を考慮すると、これは高压条件下でアラレ石と単斜輝石が反応してドロマイトとざくろ石の組み合わせが安定になるためと考えられる。そして、後者の組み合わせが安定な圧力の下限は、800℃においておよそ3.5GPaである(白坂・高橋, 2001)。



第11図 超苦鉄質岩の主要な鉱物の安定関係エンスタイト-単斜エンスタタイトの安定関係はUlmer and Stalder (2001)による。その他は、Holland and Powell (1998)のデータベースによって計算した。CO₂の後のかっこ内の数字は流体のCO₂モル分率[CO₂/(CO₂+H₂O)]を示す。

7. 鉱物学的特徴

1980年代には、エクロジャイトに適用可能な地質圧力計がほとんどなかったため、具体的な変成圧力を議論することができず、多くの研究者が漠然と2.5-3.5GPa程度(深さ約75-100km)であろうと考えていた。しかし、後に述べるように、現在では4-5GPa(エクロジャイト)や7-8GPa(超苦鉄質岩)に達する形成圧力も報告されている(Carswell and Zhang, 1999; Medaris, 1999のレビューを参照)。超高压条件になると、これまではキンバレー岩など特殊な岩石からしか報告されていなかった様々な高压鉱物が安定化したり、特殊な置換がおこり鉱物の化学組成や安定関係が大きく変化したりする。

7.1 コース石

超高压変成岩の代表的指標鉱物であり、そのほとんどが、ざくろ石、輝石やジルコンなどの包有物として産する。そのようなコース石は、包有している鉱物との境界から内側に向かって様々な程度に石英へ転移しており、周囲の鉱物には放射状のクラックが発達する[#]。このような組織は、次のようにして

形成されると考えられている：(1)超高压変成岩が上昇して、岩石全体が受けている圧力(外部圧)が石英の安定領域に入ると、コース石の一部が石英に転移し10%の体積増加がおこる、(2)その際、当初は、コース石を包有する鉱物が圧力隔壁として働き、内部圧(包有物の圧力)は外部圧よりも高い状態が維持され、石英への完全な転移が妨げられる、(3)内部圧と外部圧の差が次第に増加し、それを包有する鉱物が支えきれなくなると、破壊が起こりクラックが発生する。なお、Nishiyama (1998)は、このモデルに相転移のカイネティクスを導入し、クラックが発生するためには、上昇過程の初期において温度に対する圧力の減少率が大きい経路を辿る必要があることを指摘している。また、石英への転移が鉱物粒界からはじまるのは、そこに微量のH₂Oなどが存在し、それが触媒となって転移が進行するためと考えられている(Smyth, 1977)。もしH₂Oの存在が転移の駆動力として重要な働きをしているならば、蘇魯地域・仰口試料から見いだされた基質中に残存しているコース石(第1部参照)は、この地域の上昇にともなう再結晶が極めてH₂Oに乏しい環境で進行したことを意味している。

7.2 マイクロ・ダイヤモンド

高压変成岩中のダイヤモンドは、径20 μ m以下と細粒であるが、コクチェタフのざくろ石-単斜輝石岩中からは300 μ mに達するものが報告されている(Shatsky *et al.*, 2001)。多くの場合、個々の粒はコアをなす結晶とそれを取り巻く半自形でより細粒の多結晶集合体から構成されており、ざくろ石などの保有物として産する際には、しばしば、フェンジャイトや炭酸塩鉱物をともなう。Ogasawara and Ishida (2001)は、コアの部分は石墨の転移によって形成され、それを取り巻く極細粒の部分は、より高压条件下で流体から成長したと考えている。一方、Shatsky *et al.* (2001)は、極細粒集合体が珪酸塩-炭酸塩メルトから晶出したとみなしている。なお、超高压変成岩中のマイクロ・ダイヤモンドは、キンパレー岩中のダイヤモンド(>-10%)に比べて、特徴的に低い $\delta^{13}\text{C}$ 値(<-10%)を持つことが知られており、それは地殻中に存在する炭素や有機物の軽い炭素同位体組成に由来すると考えられている(Shatsky *et al.*, 1995)。また、ダ

イヤモンド中には原岩の堆積岩に由来すると思われる正の $\delta^{15}\text{N}$ 値(平均、+5.9~-8.5%)を持つ窒素が含まれており、このデータもマイクロ・ダイヤモンドが地殻表層物質の昇温変成作用によって形成されたことを強く支持している(De Corte *et al.*, 2000)。

7.3 ざくろ石

Mnに乏しいMg-Fe-Ca系であり、大理石中のグロシュラーから白色片岩中のパイロプまでの広い組成範囲を持っている。約5GPa以上の超高压条件になると、輝石はざくろ石構造をとるようになり、通常のざくろ石と輝石成分の間に固溶体関係が生ずる(Ringwood and Major, 1971; Akaogi and Akimoto, 1977)。そして、ざくろ石の6配位席のAlをSiが置換するようになり、メイジャー石と呼ばれるAlに乏しくSiに富むざくろ石が安定となる。Van Roermund *et al.* (2000)は、ノルウェー・西部片麻岩地域のざくろ石-超苦鉄質岩から、輝石の離溶ラメラ(3.5-4.6vol%)を持つざくろ石を報告し、それはメイジャー石成分に富むざくろ石が、上昇・減圧時に再結晶したものであると考えた。そして、復元された離溶が起こる以前の組成にもとづいて、この岩石は6-7GPaにおよぶ超高压条件を経験していると推定している。

ざくろ石へのNaの固溶も超高压条件を示す重要な指標であり、主にキンパレー岩の研究により、 $^{18}\text{Na}^{60}\text{Ti}(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{-1}\text{Al}_1$ 、 $^{18}\text{Na}^{41}\text{P}(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{-1}\text{Si}_1$ や $^{18}\text{Na}^{60}\text{Si}(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{-1}\text{Al}_1$ など、いくつかの置換が提案されている^{注9}(榎並・加藤, 1996)。超高压変成岩中からは、0.2-0.3wt%のNa₂Oを含むざくろ石が報告されており、それは主にTiをともなう置換によって固溶していると考えられる(Kato *et al.*, 1997)。

7.4 単斜輝石

エクロジャイトや白色片岩中のオンファス輝石-ヒスイ輝石から超苦鉄質岩や大理石中の普通輝石まで、広い組成範囲が報告されている。これらの結晶は、まれにはあるが石英の離溶ラメラを含んでおり、それらは過剰のSiを固溶した単斜輝石の分解によって形成されたと推定されている(Smith, 1988)。過剰のSiの原因として、高压条件下での

Ca-エスコラ成分 ($\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$) の固溶が考えられ、最大18%のCa-エスコラ成分を含むオンファス輝石が、コクテュアフ試料のジルコン包有物として報告されている (Katayama *et al.*, 2000a)。また、合成実験の結果をみると、共存鉱物にも依存するが、一般的には高压になるほどCa-エスコラ成分は固溶しやすくなる (Gasparik, 1986)。したがって、Si過剰を含む単斜輝石が高压条件下で安定であることは疑いない。しかし、一方で石英ラメラを含む単斜輝石は、グラニュライトからも報告されている (Gayk *et al.*, 1995)。そして、少なくともこの試料が超高压変成作用を経験したとする、独立な証拠は報告されていない。また、Gasparik (1986) によれば、灰長石および石英と共存する単斜輝石は、800°C、1.5GPaで約10mol%のCa-エスコラ成分固溶する。したがって、一般的には石英の離溶ラメラを含む単斜輝石が、超高压変成作用で形成された可能性を検討すべきだが、そのことをだけをもって圧力条件を議論するのは慎重を要する。なお、Angel *et al.* (1988) は、1600°C、15GPaで合成された、6配位のMgをSiが置換したNa ($\text{Mg}_{0.5}, \text{Si}_{0.5}$) Si_2O_6 組成の輝石を報告している。このことは、Siに富むにしたがって、単斜輝石の安定領域は高压側に著しく拡大することを示す。

超高压変成岩中からは、カリ長石の離溶ラメラを含んだり K_2O を固溶する単斜輝石が報告されている (Becker and Altherr, 1992; Shatsky *et al.*, 1995)。コクテュアフのダイヤモンドを含む輝石-炭酸塩岩中からは K_2O を最大1.2wt%含むダイオプサイドが産するが、その固溶量は合成実験によって報告されているオンファス輝石への固溶量 (Okamoto and Maruyama, 1998) に比べて1桁程度多い。したがって K_2O の固溶量は、温度・圧力条件のみではなく、単斜輝石の主要化学組成にも大きく依存すると思われる。

超苦鉄質岩からは、低压型の空間群 ($\text{P}2_1/\text{c}$) を示す単斜エンスタタイトが、斜方輝石や単斜輝石中の離溶ラメラや単独の結晶として産することが報告されている (Bozhilov *et al.*, 1999)。これらは、その微細組織の特徴から、高压型の結晶 ($\text{C}2/\text{c}$) から転移したものと考えられており、それを含む試料は、7-8GPa以上の超高压条件を経験したと推測されている (Pacalo and Gasparik, 1990)。^{注10}

7.5 斜方輝石

斜方輝石はエクロジャイト中にはまれで、そのほとんどが超苦鉄質岩から報告されている。そしてそれは、特徴的にAlに極めて乏しい組成を有する ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.1\text{wt}\%$)。ざくろ石と共存する斜方輝石は、低温もしくは高压になるほどAl (Mg-チェルマック成分: $\text{MgAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) に乏しくなることが知られており、この特徴を利用した輝石圧力計^{注11} [Wood and Banno (1973) が提案し、その後改良を重ねられた] から推定される圧力条件は、5GPa以上に達することもある (Hiramatsu *et al.*, 1995)。

7.6 含水珪酸塩鉱物

超高压変成岩中の主要な含水鉱物は、フェンジャイト、緑れん石族鉱物および角閃石である (第10図)。特にフェンジャイトは8-9GPaの超高压条件まで安定であり、沈み込むスラブにおいて H_2O のコンテナの役割をはたすので、地球深部への H_2O 移送を強く制御する相として重要である。また、白雲母 [$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] とセラドナイト [$\text{KMgAlSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] の固溶体であるフェンジャイト中のセラドナイト成分の量 (Si量) は、鉱物組み合わせによっては強い圧力依存性を持っており、この点を利用してエクロジャイトに適用可能な地質圧力計が提案されている (Waters and Martin, 1993; Massonne and Szpuka, 1997)。

緑れん石族鉱物は、およそ3GPaまで安定であり、SrやREEの貯蔵相として地球深部の元素循環を考える際に重要である (Sorensen and Grossman, 1989; Nagasaki and Enami, 1998)。Na-角閃石は、 SiO_2 - Al_2O_3 -MgO- Na_2O - H_2O 系の合成実験の結果によれば超高压条件下においても安定である (Pawley, 1992)。その代表が、超高压変成岩中からのみ報告されているニープ閃石 [$\text{NaNa}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Al}, \text{Si}_7)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$] であり、そのほかにAlに富むNaCa-角閃石であるバロウ閃石やカトホ閃石なども超高压変成作用時に安定であるとする報告もある。蘇魯地域からは、Clを1.8wt%含む角閃石が報告されており (Enami *et al.*, 1993)、脱水反応が進行して含水珪酸塩鉱物のモードが減少するにしたがって、角閃石はハロゲン元素の貯蔵相として振る舞い、流体組成の変化に重要な役割を果たすと考えられる。

7.7 含フッ素鉱物

超高压条件下では、ハロゲン元素が鉱物の安定関係に大きく寄与することがある。MORB-H₂O系の合成実験の結果によれば、チタナイト(CaTiSiO₅)の高圧限界は、およそ1.3GPaである(Liu *et al.*, 1996)。したがって、超高压変成岩中において、チタナイトは一般に不安定になり、それに代わるTiに富む相としてルチルが普遍的に産するようになる。しかし、いくつかの超高压変成岩中では、CaAlF-SiO₄成分に富むチタナイトが高圧相として産することがある(Al₂O₃ = 12.7wt%, F = 3.9wt%; Carswell *et al.*, 1996)。Alに富むチタナイトは、低度変成作用によっても形成されることがあるので、チタナイト中のAl量は厳密な圧力の指標になり得ないが、AlFTi₁₋₁O₁の置換によってチタナイトの安定領域が高圧側に拡大することは確かである(Oberti *et al.*, 1991; Carswell *et al.*, 1996)。

藍晶石は、超高压(800℃では6GPa以上)になると加水反応を起こし、トパーズ(Al₂SiO₄F₂)のOH完全置換体であるトパーズ-OH [仮称: Al₂SiO₄(OH)₂]に変化する(Wunder *et al.*, 1993)。したがって、藍晶石と共存するトパーズのOH/(OH + F)値は、H₂Oのフュガシィティが独立に決められると有効な地質圧力計となりうる。Zhang and Liou (1999)は、中国・蘇魯地域から全F量の35~41%がOHによって置換されたトパーズを報告している。

8. 圧力(P)-温度(T)履歴とテクトニクス

高圧-超高压変成作用は、地温勾配が異常に小さい沈み込み帯で進行する。沈み込み帯の地温勾配がほぼ一定に達している場合、個々の変成岩が記録している沈み込み時(昇温期)の圧力と温度の変化の様子(P-T経路)は互いにほぼ一致し、それらは地温勾配を代表する。一方、沈み込み開始から短時間しか経過しておらず地温勾配が時間とともに小さくなりつつある場合や、沈み込むプレートの年齢や速度が途中で変化して地温勾配が改変されるようなことが起こると、個々の岩石が記録しているP-T経路は互いに異なり、地温勾配とも一致しなくなる。したがって、変成岩が記録しているP-T経路の比較検討は、変成帯の沈み込みから上昇までのテクトニクスを解説する上での重要な情報

を提供する。

8.1 沈み込み期のP-T経路

沈み込みにともなって起こる昇温変成作用(prograde metamorphism)のある時点での情報は、それよりも後のより高温の時期の再結晶によってそのほとんどが失われてしまう。したがって、昇温期のP-T経路を読み解くことは一般に困難であり、超高压変成岩のP-T経路が議論され始めた初期には、やむを得ず楕円の一部分のような時計回りのP-T経路が、描かれることが多かった[例えば、Wang *et al.* (1995)のまとめを参照]。しかし、ざくろ石などの包有物として、緑れん石角閃岩相や角閃岩相条件下で安定な鉱物(クロリトイドやFeに富む十字石など)や鉱物共生(Feに富む十字石+パラゴナイト+マーガライト+パーガス閃石やCaとMgに乏しいざくろ石+緑泥石+緑れん石+ホルンブレンド)が見いだされ、沈み込みの初期段階には圧力勾配が比較的小さく(P/T = 0.20-0.25GPa/100℃)途中から著しく大きくなる(0.7-1.4GPa/100℃)P-T経路が、多くの超高压変成帯から報告されるようになった(第12図)。また、Bousquet *et al.* (1997)は、地震波探査によって明らかとなった中央アルプスの地下構造をモデルケースとして、沈み込むスラブを酸性上部地殻と中性~塩基性下部地殻の二層構造と仮定し、それぞれのP-T経路と削剥および沈み込み速度との関係を数値計算で求めた。そして、両地殻は曹長石-緑れん石-角閃岩相もしくは角閃岩相に達するまではほぼ共通のP-T経路を持ち、その後は上昇に転ずる上部地殻とさらに沈み込みを続けエクロジャイト相に達する下部地殻とに分かれ、両者が異なるP-T経路をたどることを示した。そして提案された下部地殻のP-T経路は、実際の超高压変成岩に記録されているP-T経路の折れ曲がりを見事に再現している。したがって、急激な圧力勾配への移り変わりは、上部地殻によって受けていた浮力の影響から下部地殻が解放されたことの記録かもしれない。しかし、一方では、前述したドラマイラや蘇魯地域のように、Bousquet *et al.* (1997)のモデルにおいて上部地殻に相当する花崗岩質岩が、超高压変成作用がおこる深さまで沈み込みうることも報告されている。また、Ernst *et al.* (1997)によれば、沈み込むスラブに働く浮力と

剪断力の釣り合いとスラブの物性を考慮すると、花崗岩質地殻であっても厚さが10km以下であれば、沈み込み帯にそって上部マントルまで潜り込むことが可能である。したがって、超高压ブロックの母岩となっている片麻岩が広範囲に超高压変成作用を被っているか否かの検討が、上記のモデルの妥当性を判断するために重要な課題である。

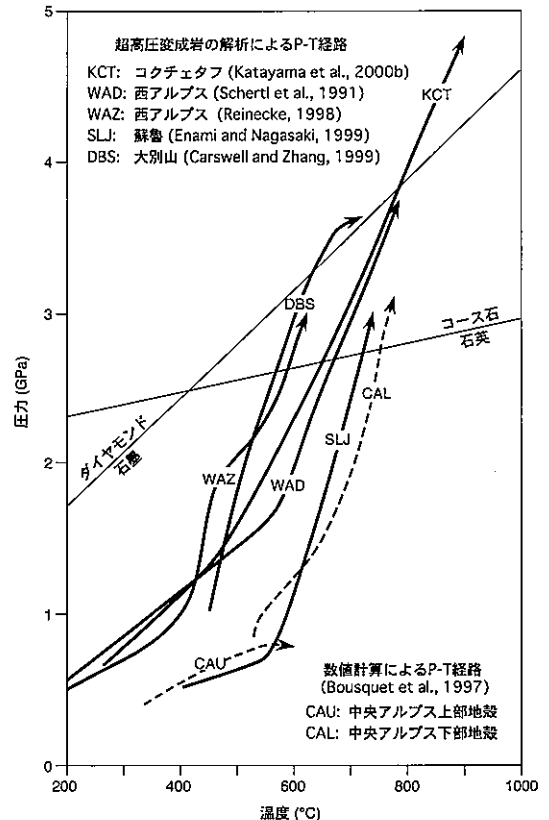
8.2 ピーク期のP-T条件

通常の広域変成岩の場合、上昇の過程で周囲のマントルから加熱を受けるため時計回りのP-T経路を経験し、圧力と温度が最高に達した時期は互いに異なっている (Spear, 1993)。これに対し、Krogh and Carswell (1995)によるノルウェー・西部片麻岩地域の例を除いて、超高压変成岩上昇の初期に温度上昇を経験していることが明瞭に示された報告はなく、一般に超高压変成作用のピークとは、温度と圧力がともに最高に達した時期と考えられている。これについては、後に述べるように変成帯の上昇速度が通常に比べて速いためとする解釈が可能であるが、P-T履歴の解像度が通常の変成作用の場合ほど高くないことにも関係しているのであろう。しかし、いずれにしても地温勾配の回復がほとんど記録されていないことは、超高压変成岩の特徴の一つであり、超高压条件の痕跡が保存されるための必要条件であるかもしれない。

超高压変成帯のうち最も高压条件に達しているのは、コクチェタフ、ノルウェー・西部片麻岩地域やエルツゲビルゲなど、マイクロ・ダイヤモンドを産する地域であり、変成温度・圧力はそれぞれ700-1000℃・>3.5-4GPa (Zhang et al., 1997; Okamoto et al., 2000)、700℃前後・>3.5GPa (Larsen et al., 1998) および900-1,000℃・4-5GPa (Hwang et al., 2000)と見積もられている。なお、7章で述べたように、コクチェタフからは、K₂Oを1wt%以上固溶した単斜輝石やNa₂Oを0.1wt%以上固溶したざくろ石が、そしてノルウェー・西部片麻岩地域のダイヤモンド・エクロジャイト分布域からは、再平衡したと思われるメジャー石成分に富むざくろ石が報告されており、実際の変成圧力は推定値の下限よりも有意に高くなると思われる注12。一方、エルツゲビルゲ試料の圧力条件は、ざくろ石中から見いだされたナノメータ・サイズのα-PbO₂型TiO₂相と

合成実験によって決められたその生成領域から推定されており、他の2地域に比べるとより詳細に議論がなされている。

超苦鉄質岩については、適応可能な地質温度圧力計がいくつか提案されており、ピーク時の形成条件が具体的に議論されている (Medaris et al., 1999 参照)。それによれば、超高压変成帯に産する試料が示す平衡温度は650-1,200℃であり、圧力条件は蘇魯地域の試料のように6-7GPaに達するものもある。なお、この試料は、超苦鉄質岩の中でも最も低温条件下で平衡に達したものの一つでもあり、それが示す平均圧力勾配 (P/T) は、0.7-0.8GPa/100℃と極めて小さい。ところで、中央アルプス・アルペアラミ (Alpe Arami) のざくろ石-レーゾライト中には、ラメラ状のイルメナイト (FeTiO₃) を含むかんらん石が産する。Dobrzhinetskaya et al. (1996) は、このイルメナイトがかつてはペロプスカイト構造をしており、ワーズレイ石 (変形スピネル構造を持つかんらん石の高压相) と固溶関



第12図 主要な超高压変成帯の沈み込みP-T経路。

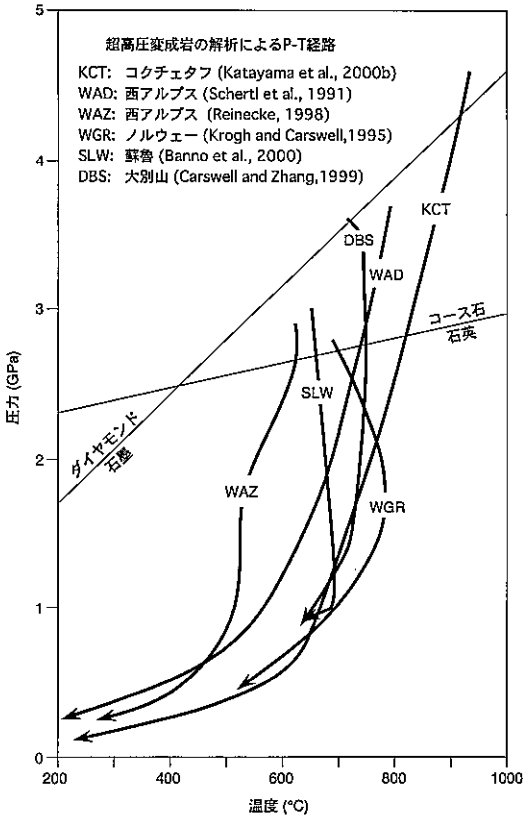
係にあったと解釈し、アルペアラミ試料は300km以深の地球深部に由来するとした。これに対し、Trommsdorffをはじめとするグループは、イルメナイトはかんらん石中に含まれていたヒューマイト層の分解生成物であるとみなし、議論の応酬が続けられている(Risold *et al.*, 2001)。なお、アルペアラミ超苦鉄質岩の形成条件は、他の地域の超苦鉄質岩と同程度の840-1,180°C・3.2-5.9GPaと見積もられており(Nimis and Trommsdorff, 2001; Paquin and Altherr, 2001), Dobrzhinetskayaたちが提案しているように300km以深の地球深部に由来することを直接示す証拠は報告されていない。

8.3 上昇期P-T経路と上昇機構

超高压変成岩は、上昇期の温度上昇をほとんど記録しておらず、超高压条件から角閃岩相～グラニュライト相の条件に至るまでは等温減圧に近いP-T経路とり、その後は冷却を伴う上昇を経験していることが、多くの地域から報告されている(第13

図)。このようなP-T経路を経験するためには、その初期に急激な上昇が必要である(Hacker and Peacock, 1995)。超高压変成岩の平均上昇速度は、いくつかの地域で見積もられており、例えばノルウェー・西部片麻岩地域の例では、上昇の初期には $4 \times 10^{-3} \text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$ と大きく、後期になると $2 \times 10^{-4} \text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$ と小さくなると見積もられている(Krogh and Carswell, 1995)。一方、ドラマイラにおいて約80km(圧力3GPa～0.3GPa)上昇する間の平均速度は、 $3 \times 10^{-2} \text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$ と見積もられている(Duchêne *et al.*, 1997)。Leeder(1991)のまとめによると、一般的な造山帯の最大上昇速度は、 $3 \times 10^{-3} \text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$ 程度であるから、超高压変成岩の少なくとも初期の上昇速度は、それと同じか1桁程度大きいことになる。したがって、超高压変成岩の上昇モデルは、まずこの急激な上昇を説明できることが必要である。もう一つ考慮しなければならない点は、密度差である。Bousquet *et al.*(1997)によれば、高压変成岩の密度はざくろ石のモードに大きく依存するが、塩基性組成を持つエクロジャイトのそれは、 $3.5 \sim 3.6 \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ であり、周囲のマントル超塩基性岩の密度($3.4 \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)よりも大きい。したがって、重力に逆らって、超高压エクロジャイトが上昇するプロセスを考える必要がある。

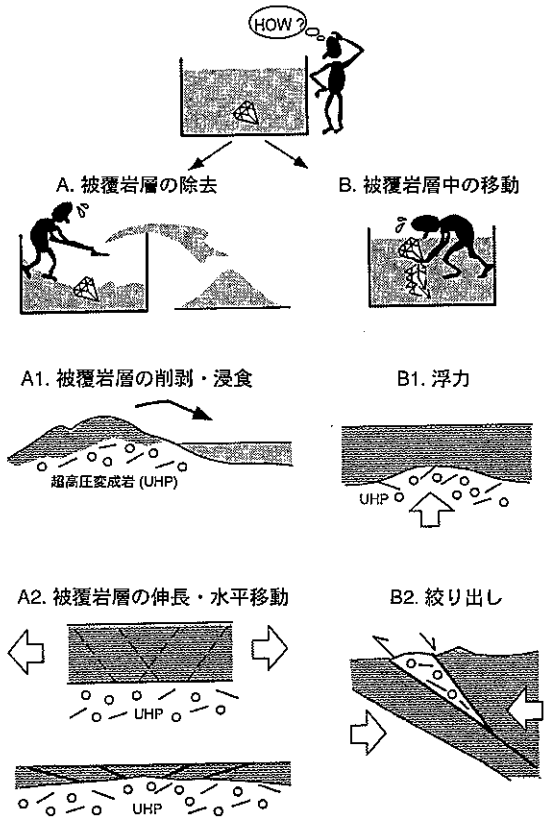
Wang and Cong(1999)によってまとめられたように、超高压変成岩の上昇を説明する多くのモデルが提案されてきた(第14図)。それらは、(A)超高压変成岩と地表との間にある岩石(被覆岩層)が取り除かれるプロセスを仮定し、それとアイソスタシー均衡によって、いわば超高压変成岩が受動的に地表に顔を出すモデルと、(B)超高压変成岩が能動的に貫入したり外部からの力によって強制的に絞り出し・上昇させられたりするモデルに大別できる。そして、前者のモデル(A)では、岩石を取り除く方法として削剥・浸食(A1)と伸長テクトニクス(A2)が考えられている。一方、後者のモデル(B)では、上昇力として浮力(B1)と側方応力(B2)が提案されている。そして、浮力を駆動力と考えると、直上の岩石中にダイヤピル貫入して上昇する場合と沈み込み帯にそって上昇する場合が想定される。これらのうち、A1の削剥・浸食は、本来地殻の上昇によって促進されるのであるから、超高压変成帯が上昇するための主要な駆動力であるとは考



第13図 主要な超高压変成帯の上昇P-T経路。

えにくい。また、A2で仮定する正断層の発達を伴う被覆岩層の薄化は、超高压変成帯のドーム状隆起の結果と考えることも可能であり、両者の因果関係は直接説明されていない。したがって、第14図に示されたモデルのうちでは、B1とB2が超高压変成岩上昇の基本モデルと言えよう。その他に、コーナー流も超高压変成岩上昇の駆動力として働くであろう。

大別山-蘇魯超高压変成帯を例にとると、超高压変成岩の上昇モデルを検証する上で、いくつかの重要な情報が得られている。まず、地震波トモグラフィーによって深さ200-400kmに高速度域が局所的に存在していることが明らかとなっている。Wang and Cong (1999)は、この部分を沈み込むスラブから離脱・落下した部分と解釈した。もしそうであるのなら、このスラブ落下がきっかけとなって、浮力による超高压変成岩の上昇が開始したかもしれない。また、残ったスラブの一部が跳ね上がり沈みこみ角が小さくなると、スラブとウェッジ・マントルに挟まれた部分は絞り出され、超高压変成岩が上昇した可能性もある。しかし、約2億年前に離脱したスラブが、現在もこの深さに留まることができるかの検討を、まず行う必要がある。Wang and Cong (1999)が上昇プロセスを議論する上で、重視しているもう一つの情報は、大別山北方に形成されたジュラ紀～白亜紀堆積盆の層序である。それによれば、各層準に産する礫種は、最下位の泥岩や石灰岩から最上位のエクロジャイトまで、時代が若くなるにしたがってより深部の構成要素へ変化している。これは、エクロジャイトの露出に先立って長期間にわたって削剥・浸食が継続していたことを意味している。しかし、前述したように削剥・浸食は、超高压変成帯が上昇したことを示すかもしれないが、主要な駆動力とは考えにくい。Wallis *et al.* (1998)が強調したのは、ほとんどの超高压変成岩が花崗岩質片麻岩中にブロックとして産することである。彼らは、花崗岩質岩の密度が深さ150kmにおいても $3.1\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 前後であり(Bousquet *et al.*, 1997)、周囲の片麻岩が超高压ブロックを上昇させるための浮力として働きることに注目した。そして、片麻岩類の粘性やブロックのサイズを考慮して、変成帯全体の上昇速度が $10^{-2}\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$ 程度であれば、片麻岩は超高压ブロックを上昇さ



第14図 超高压変成岩の上昇モデル(Wang and Cong, 1999).

せる役割を十分に担うことができると結論した。このモデルの妥当性の評価は、(1)超高压変成帯の上昇速度の見積もりと、(2)片麻岩も広域的に超高压変成作用を被っているかどうかの検討結果に大きく依存している。少なくとも一部の片麻岩では、超高压変成作用の情報がジルコンやざくろ石などの包有物として残存していることが知られている。微細包有物を用いた超高压変成作用の広がり検討と、放射年代測定による上昇速度の見積もりが急務である。

9. おわりに

今から約20年前、コース石の発見により、変成岩を研究している者にとってとてつもなく厚く思えた圧力2.5GPaという心理的壁が崩れ、さらに約10年前にはマイクロ・ダイヤモンドの報告により4-5GPaのハードルをも跳び越えた。ちょうどその頃、プレ

ートテクトニクス発展の先にプルームテクトニクスが見え始め、今では深さ2,900kmまでの物質循環の証拠捜しが行われつつある(Harte and Harris, 1994)。岩石学のレシピで調理できそうな材料は、まだまだありそうな気がする。

石渡 明博士, 平島崇男博士, 松本尚子博士には第1部の原稿について, Simon Wallis博士, 中村大輔博士, 水上知行氏には第2部の原稿について通読をお願いし, 内容を改訂する上で有益なコメントを数多くいただいた。また, 赤荻正樹教授には, 輝石の安定領域について多くの情報を教えていただいた。記して, 感謝します。

脚 注

- 注7 [#]の付いた説明については, 口絵写真を参照されたい。
- 注8 Rumble and Masago (2001)は, 低い同位体比の原因を, 原岩が被った“全地球凍結”事件によって説明している。
- 注9 []内の数字は, 配位数を示す。また, AB^{-1} の表現は, 元素AによるBの置換が起こることを示す。
- 注10 著者の一人(SB)は, 空間群 $P2_1/C$ の $Mg_2Si_2O_6$ 輝石が低温・高压で安定であるとする説は確定的でないと思っている。
- 注11 Al_2O_3 量が少なくなると, 通常はあまり問題にならないNaやCaなどの扱い方が, 圧力の見積りに大きく影響する。多くの場合, これらの元素をともなったAl置換は考慮しないので, 計算の際にはMg-チェルマック成分の最大値を用いることになる。したがって, 得られた値は圧力の下限となる。
- 注12 圧力条件の上限は, コース石からスティシヨフ石への転移が起こる8-9 GPaである。

文 献

以下の文献32編は, 本総説の文献リストから省略した。それらの出典は, CZ: Carswell and Zhang (1999: International Geology Review, 41, 781-798), EB: Enami and Banno (1999: International Geology Review, 41 1058-1066)およびWEB: Wallis *et al.* (1999: International Geology Review, 41 906-920)を参照されたい。発行年の次に示された略号は, リストアップされている論文を示す。

文献リストから省略した論文: Akaogi and Akimoto (1977: WEB), Angel *et al.* (1988: CZ), Becker and Altherr (1992: EB), Carswell *et al.* (1996: CZ), Enami *et al.* (1993: EB), Gayk *et al.* (1995: CZ), Hacker and Peacock (1995: WEB), Hirajima *et al.* (1993: EB), Hiramatsu *et al.* (1995: WEB), Jahn (1998: CZ), Kato *et al.* (1997: EB), Krogh and Carswell (1995: CZ), Larsen *et al.* (1998: EB), Liu *et al.* (1996: CZ), Nagasaki and Enami (1998: EB), Massonne and Szpurka (1997: CZ), Okamoto and Maruyama (1998: CZ), Pacalo and Gasparik (1990: EB), Pawley (1992: EB), Poli and Schmidt (1995: EB), Reinecke (1998: EB), Ringwood and Major

(1971:EB): Schertl *et al.* (1991: EB), Shatsky *et al.* (1995: EB), Smith (1988: EB), Sobolev and Shatsky (1990: EB), Wallis *et al.* (1997: WEB), Wang *et al.* (1995: EB), Waters and Martin (1993: CZ), Wood and Banno (1973: WEB), Yang *et al.* (1993: WEB), Zhang *et al.* (1997: CZ)。

Banno, S., Enami, M., Hirajima, T., Ishiwatari, A. and Wang, Q. C. (2000): Decompression P-T path of coesite eclogite to granulite from Weihai, eastern China. *Lithos*, 52, 97-108.

Bousquet, R., Goffé, B., Henry, P., Le Fichon, X. and Chopin, C. (1997): Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitization of the lower crust. *Tectonophysics*, 273, 105-127.

Bozhilov, K. N., Green, H. W., II and Dobrzhinetskaya, L. (1999): Clinonstatite in Alpe Arami peridotite: Additional evidence of very high pressure. *Science*, 284, 128-132.

Brueckner, H. K. and Medaris, L. G. (2000): A general model for the intrusion and evolution of 'mantle' garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes. *Jour. Metamor. Geol.*, 18, 123-133.

Carswell, D. A. and Zhang, R. Y. (1999): Petrographic characteristics and metamorphic evolution of ultrahigh-pressure eclogites in plate-collision belts. *Intern. Geol. Review*, 41, 781-798.

De Corte, K., Ader, M., De Paep, P., Korsakov, A., Taylor, W. R. and Cartigny, P. (2000): Diamond growth during ultrahigh-pressure metamorphism of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *The Island Arc*, 9, 428-438.

Dobrzhinetskaya, L., Green, H. W., II and Wang, S. (1996): Alpe Arami: A peridotite massif from depths of more than 300 kilometers. *Science*, 271, 1841-1846.

Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Telouk, P., Lardeaux, J. M. and Albaredé, F. (1997): The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387, 586-589.

榎並正樹・加藤文典(1996):ざくろ石中へのNaの固溶。月刊地球, 18, 168-173.

Enami, M. and Nagasaki, A. (1999): Prograde P-T path of kyanite eclogites from Junan in the Su-Lu ultrahigh-pressure province, eastern China. *The Island Arc*, 8, 459-474.

Ernst, W. G., Maruyama, S. and Wallis, S. R. (1997): Buoyancy-driven rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 94, 9532-9537.

Gasparik, T. (1986): Experimental study of subsolidus phase relations and mixing properties of clinopyroxene in the silica saturated system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Amer. Mineral.*, 71, 686-693.

Harte, B. and Harris, J. W. (1994): Lower mantle mineral associations preserved in diamonds. *Mineral. Mag.*, 58A, 384-385.

Holland, T. J. B. and Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Jour. Metamor. Geol.*, 16, 309-343.

Hwang, S. L., Shen, P., Chu, H. T. and Yui, T. F. (2000): Nanometer-size alpha-PbO₂-type TiO₂ in garnet: A thermobarometer for ultrahigh-pressure metamorphism. *Science*, 288, 321-324.

Jahn, B. M., Caby, R. and Monie, P. (2001): The oldest UHP eclogites of the World: Age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology*, 178, 143-158.

- Katayama, I., Maruyama, S., Parkinson, C. D., Okamoto, K. and Nakajima, Y. (2000a) : Supersilicic clinopyroxene and silica exsolution in UHPM eclogite and pelitic gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan. *Amer. Mineral.*, 85, 1368-1374.
- Katayama, I., Zayachkovsky, A. A. and Maruyama, S. (2000b) : Prograde pressure-temperature records from inclusions in zircons from ultrahigh-pressure-high-pressure rocks of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *The Island Arc*, 9, 417-427.
- Lappin, M. A. and Smith, D. C. (1981) : Carbonate, silicate and fluid relationships in eclogites, Selje district and environs, SW Norway. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences*, 72, 171-193.
- Leeder, M. R. (1991) : Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill. *Geologische Rundschau*, 80, 441-458.
- Liou, J. G. and Zhang, R. Y. (1995) : Significance of ultrahigh-P talc-bearing eclogitic assemblages. *Mineral. Mag.*, 59, 93-102.
- Maruyama, S. and Liou, J. G. (1998) : Initiation of ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *The Island Arc*, 7, 6-35.
- Medaris, L. G., Jr. (1999) : Garnet peridotites in Eurasian high-pressure and ultrahigh-pressure terranes : A diversity of origins and thermal histories. *Intern. Geol. Review*, 41, 799-815.
- Nimis, P. and Trommsdorff, V. (2001) : Revised thermobarometry of Alpe Arami and other garnet peridotites from the Central Alps. *Jour. Petrol.*, 42, 103-115.
- Nishiyama, T. (1998) : Kinetic modeling of the coesite-quartz transition in an elastic field and its implication for the exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *The Island Arc*, 7, 70-81.
- O'Brien, P. J., Zotov, N., Law, R., Khan, M. A. and Jan, M. Q. (2001) : Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geology*, 29, 435-438.
- Oberti, R., Smith, D. C., Rossi, G. and Caucia, F. (1991) : The crystal-chemistry of high-aluminium titanites. *European Jour. Mineral.*, 3, 777-792.
- Ogasawara, Y. and Ishida, H. (2001) : Diamond, fluid and carbonates-stability and genesis of metamorphic diamond. UHPM workshop 2001 at Waseda University, Abstract, 1-5.
- Okamoto, K., Liou, J. G. and Ogasawara, Y. (2000) : Petrology of the diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *The Island Arc*, 9, 379-399.
- Paquin, J. and Altherr, R. (2001) : New Constraints on the P-T evolution of the Alpe Arami garnet peridotite body (Central Alps, Switzerland). *Jour. Petrol.*, 42, 1119-1140.
- Risold, A. C., Trommsdorff, V. and GrobÄy, B. (2001) : Genesis of ilmenite rods and palisades along humite-type defects in olivine from Alpe Arami. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140, 619-628.
- Rumble, D. and Masago, H. (2001) : A review of low $\delta^{18}\text{O}$ rocks and their significance in UHP metamorphism. Six International Eclogite Conference, Abstract, 132.
- Shatsky, V. S., Pal'yanov, Y. N., Sokol, A. G., Tomilenko, A. A. and Sobolev, N. V. (2001) : Diamond formation in UHP metamorphic rocks : natural and experimental evidence. UHPM workshop 2001 at Waseda University, Abstract, 6-10.
- 白坂瑞樹・高橋栄一 (2001) : 沈み込んだ炭酸塩鉱物の運命-高温高圧実験からのアプローチ-. 日本鉱物学会2001年度年会・日本岩石鉱物鉱床学会2001年度学術講演会(秋田), 講演要旨集, 218.
- Smyth, J. R. (1977) : Quartz pseudomorphs after coesite. *American Mineralogist*, 62, 828-830.
- Sorensen, S. S. and Grossman, J. N. (1989) : Enrichment of trace elements in garnet amphibolites from a paleo-subduction zone : Catalina Schist, southern California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 3155-3177.
- Spear, F. S. (1993) : *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths* : Washington, D.C., Mineralogical Society of America Monograph, 799 p.
- Ulmer, P. and Stalder, R. (2001) : The Mg (Fe) SiO₃ orthoenstatite-clinoenstatite transitions at high pressures and temperatures determined by Raman-spectroscopy on quenched samples. *Amer. Mineral.*, 86, 1267-1274.
- Van Roermund, H. L. M., Drury, M. R., Barnhoorn, A. and De Ronde, A. A. (2000) : Super-silicic garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (>6GPa) origin. *Jour. Metamor. Geol.*, 18, 135-147.
- Wallis, S., Nakamura, D. and Hirajima, T. (1998) : Rapid rise of eclogite blocks in the Sulu UHP terrane, east China. *International Workshop on UHP Metamorphism and Exhumation*, Abstract, A214-A217.
- Wang, Q. and Cong, B. (1999) : Exhumation of UHP terranes : A case study from the Dabie Mountains, eastern China. *Intern. Geol. Review*, 41, 994-1004.
- Wunder, B., Rubie, D. C., Ross, C. R. I., Medenbach, O., Seifert, F. and Schreyer, W. (1993) : Synthesis, stability, and properties of Al₂SiO₄(OH)₂ : A fully hydrated analogue of topaz. *Amer. Mineral.*, 78, 285-297.
- Ye, K., Wang, Q., Maruyama, S., Yao, Y., Katayama, I. and Cong, B. (2000) : Large areal extent of ultrahigh-pressure metamorphism in the Sulu ultrahigh-pressure terrane of East China : New implications from coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss. *Lithos*, 52, 157-164.
- Yui, T.-F., Rumble, D., III and Lo, C.-H. (1995) : Unusually low $\delta^{18}\text{O}$ ultra-high-pressure metamorphic rocks from the Sulu-terrane, eastern China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2859-2864.
- Zhang, R. Y. and Liou, J. G. (1999) : A new occurrence of topaz-OH in kyanite quartzite from the Sulu UHP terrane, eastern China. *Fourth International Eclogite Field Symposium*, Abstract, 28-29.

ENAMI Masaki and Banno Shohei (2002) : Ultra-high pressure metamorphism : Correspondence with interior of the earth -2.

< 受付 : 2002年2月4日 >