

地震波速度構造によりとらえられた 沈み込み帯のマグマ

佐藤 博樹¹⁾・室 健一¹⁾・長谷川 昭²⁾・松本 聡³⁾

1. はじめに

火山の噴火によって地表にもたらされるマグマは、地球内部のどこで生成され、どのように上昇してくるのであろうか。このような素朴な疑問は、現在のように科学が発達した時代においても第一級の問題であり、またまぎれもなく、遙か昔に、火成活動を目の当たりにした人類の祖先も考えた疑問であるに違いない。地殻はたび重なる火成活動により形成され、先の雲仙普賢岳噴火の例を挙げるまでもなく、現在も形成されつつある。陸上の活火山の多くはプレートが沈み込む地域に密集しており、環太平洋地域はその典型である。中でも日本列島の東北日本沈み込み帯では、近年、地震学的手法を用いた大変詳細な速度構造が決定され、先程述べた、地球内部におけるマグマの発生と上昇過程が、多少なりともわかるようになってきた地域の一つである。ここでは東北日本および中部日本と九州地域の地震波速度構造から調べた、地殻と上部マントルにおけるマグマの分布状態について紹介する。

2. 地殻におけるマグマの分布

2.1 地殻の速度構造と熱流量値

日本列島では、日光白根山およびその周辺地域において大規模な合同地震観測が行われ、空間分解能の高い詳細な地震波速度構造が決定されている(例えば、長谷川・松本, 1995)。日光白根山頂直下の2kmほどの深さから上部マントルに至るまで、顕著な低速度領域(平均の速度より8-10%

まで低速度)が認められ、また男体山、皇海山、赤城山などを通る火山フロント直下にも低速度域が分布している。温度が上昇し、岩石中に部分溶融(マグマ)が発生すると、岩石の地震波速度は低下する。そこでこれらの観測結果は、高温領域または、マグマの存在を示唆するものと考えられる。

特に、白根山と男体山直下の低速度域の根は、最上部マントルまで達しており、マントルから火山直下までのマグマの上昇経路を示すものと考えられている。さらに、下部地殻におけるマグマの移動に伴って発生する低周波微小地震の震源、また部分溶融層の上面に対応すると考えられるS波反射面も、低速度域からその周辺に分布している。これらの速度構造のさらに詳細な記述については、長谷川・松本(1995)を参照していただきたい。

日本列島とその周辺の海域では、また、地殻熱流量が比較的詳しく調べられており、東北日本弧では地下の沈み込み帯の構造を反映して、平均の熱流量値がほぼ東西方向にのみ変化する。火山フロントから背弧側の平均の熱流量値はほぼ一定(100mW/m²)であるので、この地域で地下の平均的な温度分布は深さのみに依存し、モホ面で850℃の温度が求められている(古川・上田, 1986)。地殻内の温度は地表(0℃)からモホ面まで、深さと共にほぼ一様に増加する。

2.2 地殻内温度分布の見積り

地殻熱流量値は、その空間分解能が限られているため、マグマ溜りに相当するような、地殻内の詳細な温度分布を求める目的には必ずしも適さない。むしろ、詳細な速度構造がわかっている場合、そ

1) 大阪大学大学院理学研究科宇宙地球科学専攻:
〒560 大阪府豊中市待兼山町1-1
2) 東北大学理学部地震・噴火予知研究観測センター
3) 秋田大学鉱山学部資源・素材工学科応用地球科学教室

キーワード: マグマの分布, 3次元表示, 温度分布, 日本列島, 低速度領域, 火山, 地震活動

の速度変化から温度変化を見積れば、マグマ発生域がとらえられる可能性がある。ここでは、速度変化から温度変化を見積る手法を手短かに説明する。

長谷川・松本(1995)による縦波(P波)の速度構造Vは、

$$V(\text{緯度, 経度, 深さ}) = V_0(\text{深さ}) + \delta V(\text{緯度, 経度, 深さ}) \quad (1)$$

と表され、 V_0 は深さのみに依存する平均の速度、 δV は速度変化である。式(1)にならぬ、地殻内の温度分布Tは、平均の温度 T_0 と温度変化 δT を用いて、

$$T(\text{緯度, 経度, 深さ}) = T_0(\text{深さ}) + \delta T(\text{緯度, 経度, 深さ}) \quad (2)$$

と表される。同一地域について、速度Vに対応する温度がTであり、 V_0 に対応する温度が T_0 である。 T_0 には、先程述べた、地殻熱流量値から求められる平均の温度を使用する。

速度変化から温度変化を求めるため、ここでは簡単なモデルとして、上部地殻が花崗岩より成り、下部地殻がはんれい岩より成る地殻を考える。地殻内のある深さ(圧力P)における、これらの岩石の速度の温度変化を $(\partial V/\partial T)_p$ とすれば、

$$\delta T = \delta V / (\partial V/\partial T)_p \quad (3)$$

である。花崗岩やはんれい岩の $(\partial V/\partial T)_p$ は実験室における測定でわかっているので、長谷川・松本(1995)によって与えられた δV から δT が求められる。最終的に式(2)より温度Tを求めることができる。第1表に、今回使用した岩石の物性データ $(\partial V/\partial T)_p$ を示す。これらの実験室のデータを温度分布を求める地殻内の深さに内挿あるいは外挿することにより、各深さにおける $(\partial V/\partial T)_p$ をあらかじめ計算し、式(3)より δT を求める。温度の上昇に伴い岩石の速度は低下するので、 $(\partial V/\partial T)_p$ の値は常に負である。

例えば、8kmの深さ(上部地殻)で長谷川・松本(1995)による8%の速度低下に対して、花崗岩の $(\partial V/\partial T)_p$ を用い(第1表)、 $\delta T=380^\circ\text{C}$ 。また、地殻熱流量値からその深さで $T_0=230^\circ\text{C}$ (古川・上田, 1986)である。したがって $T=T_0+\delta T=610^\circ\text{C}$ となり、周囲より高温である(第1図)。しかし、島弧で噴出するマグマの温度に比べればかなり低く、高温のマグマ溜りは狭い領域に局在していることがうかがえる。この深さで、日光白根山直

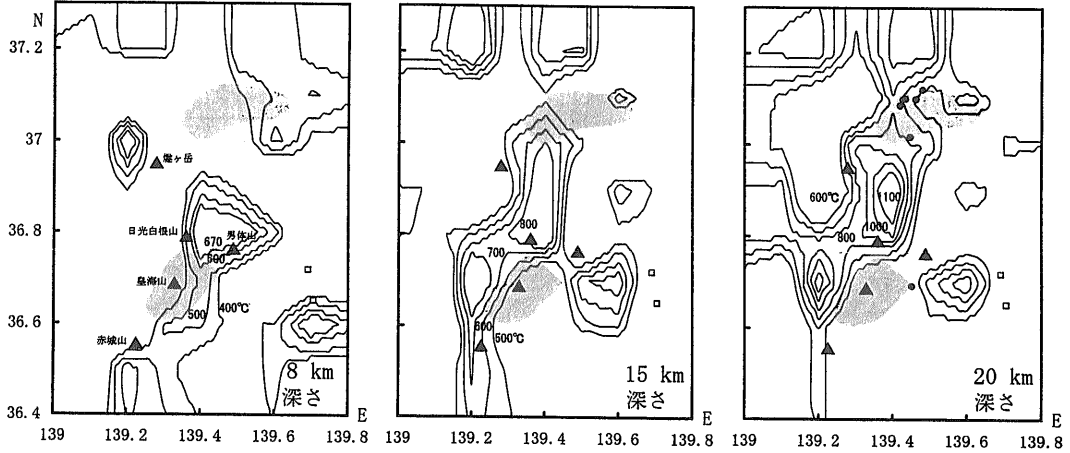
第1表 花崗岩とはんれい岩の縦波速度の温度微分係数.*

岩石	圧力 GPa	温度範囲 °C	$(\partial V/\partial T)_p$ $\times 10^{-3}\text{km/s}^\circ\text{C}$
花崗岩	0.1	25-100	-0.267
		100-200	-0.7
		200-400	-1.6
		400-650	-4.0
	0.15	25-100	-0.267
		100-200	-0.5
		200-300	-2.0
		25-100	-0.267
	0.2	100-200	-0.425
		200-300	-0.54
		300-400	-0.85
		400-500	-1.54
500-600		-2.08	
600-670		-3.30	
0.3	25-100	-0.567	
	100-200	-0.62	
	200-300	-1.67	
0.4	25-200	-0.41	
	200-300	-1.43	
はんれい岩	0.5	100-400	-1.1
	0.6	100-400	-1.34

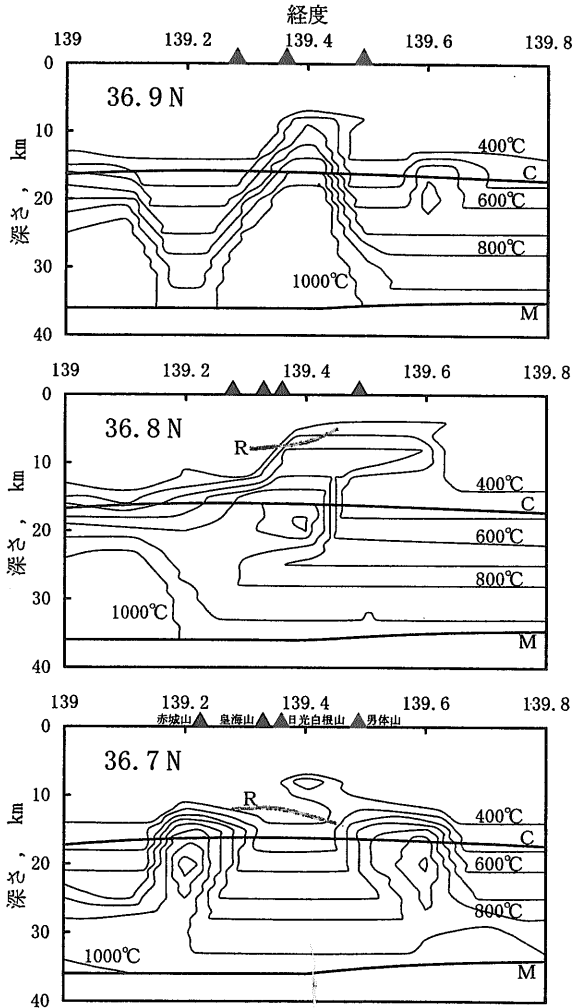
*文献: Hughes and Cross(1951), Hughes and Maurette(1956, 1957), Lin(1977), Kern(1978), Christensen(1979).

下の8%を越える顕著な低速度領域は、15kmほどの幅をもっているが、マグマ溜りは速度構造の空間分解能よりも小さなスケール(5km四方以下のサイズ)であると考えられる。また、20kmの深さ(下部地殻)で、長谷川・松本(1995)による8%の速度低下に対して、はんれい岩の $(\partial V/\partial T)_p$ を用い(第1表)、 $\delta T=480^\circ\text{C}$ 。さらに、地殻熱流量値からその深さで $T_0=570^\circ\text{C}$ (古川・上田, 1986)、したがって $T=1,050^\circ\text{C}$ である。

第1図には各深さにおける温度分布の水平断面図を、第2図には東西方向の鉛直断面図を示す。これらの図に共通して、火山下のコンラッド面から地殻下部にわたって高温領域が認められる。特に20kmの深さの水平断面図には、顕著な低速度域の中心部に $1,100^\circ\text{C}$ の高温域が認められる。鉛直断面についても同様に、北緯 36.7° では赤城山と男体山の下方に、 36.8° では白根山下の地殻中深部に、 36.9° では白根山下の下方に高温域が認められる。やはり20km前後の深さで周囲よりも高温($>1000^\circ\text{C}$)の局在した領域が存在している。8kmの深さで、水に飽和した花崗岩のソリダスは約 660°C であり、この深さの高温域の中心部に含水マグマの存在が期待できる。15kmの深さでは、8%の速度低下に対して 780°C が得られ、含水花崗岩



第1図 地震波速度構造から求めた、日光白根山とその周辺地域の温度分布の、深さ8、15、20kmにおける水平断面図 (100°Cごとのコンターで示す、三角：火山、ハッチ：S波反射面、四角：内陸被害地震の震央、黒丸：低周波微小地震の震央)。上部地殻では、日光白根山から男体山直下に、下部地殻では、これらの火山直下から主に背弧側に高温域が認められる。



第2図 地震波速度構造から求めた、日光白根山とその周辺地域の温度分布の、北緯36.7、36.8、36.9°における東西鉛直断面図 (100°Cごとのコンターで示す、三角：火山、R：S波反射面、C：コンラッド面、M：モホ面)。日光白根山、男体山および赤城山の下方のコンラッド面から地殻下部にかけて、高温域が認められる。

のソリダス(640°C)よりも高温である。また、深さ20 kmにおける無水玄武岩のソリダスは1,130°Cである。このように、今回求めた高温域にマグマの存在が期待できる。メルトの存在そのものもまた速度低下に寄与するので、このような高温域では部分溶融量をMとして、

$$\delta V = (\partial V / \partial T)_p \delta T + (\partial V / \partial M)_p \delta M$$

により(第二項は部分溶融による速度変化)、温度と溶融量を求める必要がある。また、今回は地殻内に予想される化学組成変化については考慮していない。日光白根山周辺地域の地殻の物質構成を検討すれば、この地域により適切な温度分布が見積られることになる。これらは今後の課題である。

第1図にはまた、下部地殻で発生する低周波微小地震の震源の位置を20kmの深さの水平断面図に示し、さらに上部地殻で認められる地殻内S波反射面の位置も示し、同様に第2図の鉛直断面図にも示した。低周波微小地震の震源が高温域の周辺に分布し、また反射面は高温域の上方に分布し、相互の空間的な対応関係は非常によい。内陸被害地震の震源も高温域の周辺に認められる(第1図)。従来指摘されてきたように、下部地殻におけるマグマの移動に伴って低周波微小地震が発生し、上部地殻におけるマグマの貫入が反射面を形成させると考えられる。また長谷川ほか(1991)によって指摘された高温域周辺部における応力集中が、内陸被害地震の発生にも寄与するものと考えられる。

3. 上部マントルにおけるマグマの分布

我々は、マントルを構成する岩石について、高压下で温度の関数として測定した速度を、地震波速度構造と比べ、マントルの温度と部分溶融量を見積ってきた(例えば、Sato *et al.*, 1996; 室ほか, 1997)。日本列島について、これらの研究により、火山直下最上部マントルの顕著な低速度領域に、ほぼ2%(体積パーセント)までの部分溶融の存在が認められた。火山帯の直下でマグマを含む領域が最も広範囲にわたり、そこから日本海側に向かって、マントルの中深部に溶融域が存在する。ここでは、これまでの我々の研究成果をまとめ、また、東北日本下における部分溶融域の3次元分布について報告する。

第2表 活火山下のマントルの部分溶融量。

地域	深さ km	部分溶融量 %
東北日本		
恐山, 津軽	81.5	2
八甲田山, 岩木山	48.5	2
	81.5	2
一の目瀧	48.5	1
	65	1
岩手山, 八幡平,	40	1-2
秋田焼山, 秋田	50	1
駒ヶ岳	65	1
栗駒山, 鳴子,	40	2
鳥海山	50	1-2
吾妻山, 安達太	40	1-2
良山, 磐梯山	60	1
	80	1
	90	2
中部日本		
日光白根山,	40	2
赤城山	65	1
浅間山, 草津	40	2
白根山	50	2
富士山	47	3
	62	1
伊豆, 駿河湾	40	2
	50	2
遠州灘	83	1
九州		
阿蘇山, 雲仙	40	1
	50	1
	60	1

3.1 活火山下のマントルに存在するマグマ

実験室内で地球内部の高温高压力状態を再現し、マントルを構成する岩石の地震波速度を、温度と圧力(圧力は地球内部の深さに対応する)の関数として決定する。その結果を、地球内部を伝わる地震波によって求められたマントルの速度構造と比べ、地球内部の温度分布を見積る(Sato *et al.*, 1989; 佐藤, 1995)。実験室で岩石試料に部分溶融を生じさせ、地震波速度の測定を行っているので、その結果とあわせ、マントルにおけるマグマの分布状態を見積ることができる。このようにして実験室の測定結果と、日本列島の活火山下のマントルの速度構造から見積られる部分溶融量を第2表にまとめる。ここで実験室で決定された速度の測定誤差を考慮すると、溶融量が1%未満の地域におけるマグマの存在は定かでない。したがって、溶融量が1%以上の地域を第2表に示した。

東北日本北部の恐山, 八甲田山, 一の目瀧直下からその日本海側のマントルで、縦波について7.35-7.4km/sの顕著な低速度が得られており(佐藤ほか, 1989), 2%までの部分溶融が期待される。また、Hirahara *et al.* (1989)やIshida and Hasemi

(1988)によって決定された、関東東海地方下のマントルの顕著な低速度領域(7.25-7.55km/s)についても、例えば富士山の下で3%まで、伊豆・駿河湾の下で2%までの部分溶融量が求められる。さらに、阿蘇山・雲仙の下でも部分溶融の存在が期待される。このように日本列島の活火山下の顕著な低速度領域に部分溶融は認められ、島弧の火成活動の根(マグマの供給源)は、少なくともマントルの低速度層までたどれることがわかる。

3.2 マグマの3次元分布と地震活動

東北日本の上部マントルについては、Zhao *et al.* (1992)により詳細な3次元速度構造が決定されている。彼らの構造が示す特徴は、火山帯から日本海側のマントル中深部で低速度の領域が広がっていること、火山下部にとりわけ顕著な低速度領域が認められることである。

Zhao *et al.* (1992)による3次元地震波速度構造と、実験室の測定データから求めた、東北日本下のマントルにおけるマグマの3次元分布を口絵4a)-c)に示す(Sato *et al.*, 1996; 室ほか, 1997; 佐藤, 1997)。ここでも溶融量が1%以上の地域について溶融域をマッピングした。これらの溶融域の温度は、マグマの含水量によっても変化するが、40kmの深さで1,200°C前後、65kmの深さで1,200-1,300°C、90kmの深さで1,250-1,400°C程度である。

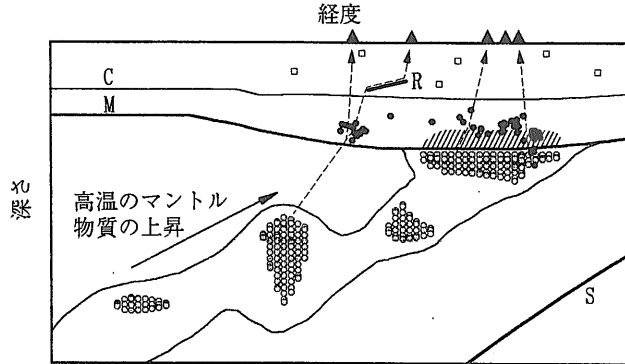
口絵4に示した東北日本下のマントルにおけるマグマの分布の特徴は、以下のようにまとめられる。110km以深で溶融量は1%未満であり、マグマの存在は定かでない。110-100kmの深さで1%以上の溶融域が現れはじめる。約90kmと65kmの深さで溶融域は広範囲にわたり、40kmの深さ(最上部マントル)で最も広範囲にわたっている。この深さでは、特に火山帯の直下で溶融量が最も多い(3%まで)。マグマを含む領域はシート状でも柱状でもなく、数10kmほどの大小のダイアピルのような塊となってマントル中深部に存在し、溶融域は日本海側で深くなっている。火山帯の太平洋側でマグマの噴出量が最も多いことや、日本海側で火山岩中のアルカリ元素が増加すること(マグマの分離深度が深くなること:例えば、久野, 1976)などは、このような溶融域の分布に起因していると考えられる。

今回求められた溶融量は高々3%であるが、この結果は3%をこえる溶融域が存在しないと言うことを主張するものではない。今回求められた溶融域内に、10km以下のサイズの高部分溶融域(例えばマントルダイアピルに対応する領域)が存在する可能性はある。地震波速度構造の空間分解能では、数km幅の速度変化をとらえることができないため、高溶融量の微小領域を、低溶融量の幅広い領域に置き換えてみている可能性がある。顕著な低速度域の中心部(特に10km以下のスケールの領域)には、3%より高い溶融量の領域が存在する可能性はある。

口絵4にはまた、縦波の速度が平均的な速度から3%低下している領域のコンターも示した。このコンターの内部で速度はその平均値より3-6%低い。この低速度域も、深部(100km以深)では比較的せまい領域に限られているが、約90kmと65kmの深さで広範囲にわたり、40kmの深さで最も広範囲にわたっている。110-90kmの深さでは、日本海側に3つから4つの低速度域が認められる。80-70kmの深さでは、2つの比較的大きな低速度域が火山群(森吉山・八幡平・岩手山などと、吾妻山・安達太良山・磐梯山などの地域)の下方に認められ、それらが浅部で細かく枝分かれし、東北日本の火山直下まで到達している様子うかがえる。

秋田県男鹿半島下(図中最も大きな溶融域を含む領域)、および北緯37.5-39°付近の下のマントルに、特に大きな低速度域が見られる。前者の低速度域は、深部から約60kmの深さにわたって分布し、60kmほどの深さで逆L字型の溶融域の方にのび、そこから先細りして最終的に森吉山の下のモホ面直下まで続いている。後者の低速度域は、深部で枝分かれしていたものが約100kmの深さで合体し、約50km以浅で再び3方向に枝分かれし、火山帯直下の最上部マントルまで続いている。そこでは3%までの部分溶融が認められる。3方向のうち1つは蔵王山周辺下へ、もう1つは吾妻山周辺下へ、そして残りの1つは安達太良山周辺下へと伸びている。

ここで述べた2つの大きな低速度領域の間にも、図に示されているようにもう1つの低速度域が存在している。この低速度域は約80-60kmの深さで一旦認められなくなるが、深さ60kmからモホ面直



第3図 東北日本におけるマグマの上昇経路(東北日本下の地殻とマントルの東西鉛直断面図, 点線と矢印: 推定されるマグマの上昇経路, 三角: 火山, 丸のハッチ: 1~3%の部分熔融域, 実線の内部: 3~6%低速度の領域, 斜線部: 下部地殻の熔融, 黒丸: 低周波微小地震の震源, 四角: 内陸被害地震の震源, R: S波反射面, C: コナラッド面, M: モホ面, S: スラブ上面). 火山, 低周波微小地震およびS波反射面の下方のマントル低速度領域に, 部分熔融(マグマ)が認められる. 火山帯の下で熔融域が広範囲にわたり, そこから日本海側に向かって熔融域が深くなっており, 島弧火山の根(マグマの供給源)がマントル深部(100km以深)にあることを示唆している.

下では比較的大きな低速度域を形成している。その直上には栗駒山、鳴子などの活火山がまとまって存在している。これらの低速度域の内部に局在する部分熔融塊が、島弧の火成活動を引き起こしている。熔融塊はそれぞれ独立で、大きいものでは1%以上の部分熔融域が 10^4km^3 程度の体積をもち、熔融量は 100km^3 ($=10^4\text{km}^3 \times 1\%$)を越える。日光白根山と那須岳直下の最上部マントルで熔融量は高くほぼ 150km^3 、鳴子と栗駒山の直下では 110km^3 程度である。このような大量のマグマはそのほとんどがマントルおよび地殻内で固化し、地表に噴出するのはごく一部であると考えられる。先の雲仙普賢岳の噴火の際に流出したマグマの総量は、図4に示された熔融量の総和の0.1%ほどである。

図4にはさらに、地震波の横波(S波)を反射する地殻内S波反射面と、卓越周波数が一般の地震に比べ低い低周波微小地震の震源の位置も示した。図から明らかなように、最上部マントルの部分熔融域およびその周辺に反射面と低周波微小地震が分布し、これらの空間的対応関係は非常に良い。東北日本(とその周辺)で今日までに確認されている5つの地殻内反射面(秋田県森吉山、宮城県鬼首、福島県吾妻山、福島県檜枝岐、日光足尾地域の地下: Hasegawa et al., 1993)についてこの対応関係は良い。また図には、1931年以降に発生したマグニチュード6以上の内陸地震の震源も示

した。興味深いことに、これらの震源も熔融域およびその周辺に分布している。マグマの移動や貫入による地殻内応力の変化;あるいは火山周辺部における応力集中などが、内陸地震の発生にも寄与する可能性がある。

4. マグマの上昇経路

今回の熔融域のマッピング結果、および低周波微小地震と地殻内反射面との対応関係から、東北日本におけるマグマの発生とその上昇経路について、以下のようにまとめられる(第3図参照)。

沈み込むスラブからの水の供給や、高温物質の上昇に伴う減圧により、約110km以浅で部分熔融が生ずる。数10kmサイズの独立した熔融塊が高温域の中に形成され、モホ面直下まで上昇する。上昇の途中で一部のマグマは熔融塊から分離し、日本海側の火山の活動を引き起こしたであろう。上昇してきた熔融塊はモホ面下に停滞し、そこでマグマを分離する。その間に結晶分化作用も進行するであろう。モホ面下に停滞した部分熔融塊の熱によって、一部の下部地殻物質は融解し、また変成作用をうける。熔融塊からマグマが分離し、低周波微小地震を引き起こしながら延性的な(ductile)下部地殻内を上昇してゆく。さらに、脆性的な(brittle)上部地殻の割れ目(断層面)を押し開き、また新たなクラックを作りながら地殻内反射面を形成し、さ

らに浅部では開いたクラックや結晶粒界を伝わって、マグマ溜り内へと集積してゆく。脆性的な上部地殻におけるマグマの移動はまた、地殻内の応力を変化(増加)させ、内陸地震(被害地震も含め)の発生にも寄与すると思われる。モホ面直下の溶融塊からの連続的なマグマの供給により、その一部は地表へ噴出して火山を形成し、残りの部分は地下で固結し、島弧の地殻を形成すると考えられる。

日本列島の火山のマグマは、マントルに局在する部分溶融塊から供給されている。特に火山帯の下の最上部マントルで溶融域が最も広範囲にわたり、溶融量も多い。火山帯における広範囲にわたる火成活動は、この最上部マントルの溶融域によるものである。この溶融域のもつ熱によって、それに隣接する下部地殻の融解が進行し、カコウ岩質マグマが生成される可能性がある。実際、日光白根山、蔵王山、栗駒山、秋田駒ヶ岳などの地域では、今回求めた部分溶融域の直上の下部地殻が低速度となっている(Zhao *et al.*, 1992; 長谷川・松本, 1995)。一部の地殻物質は下部地殻の溶融によっても形成されるであろう。

今回明らかとなった局在する部分溶融塊の存在は、島弧の火山が有限の寿命をもつことと調和的である。マグマの供給源である溶融塊が冷えて固まれば、火山活動も停止するであろう。口絵4に示されているように、溶融塊はほぼ数10km間隔で存在している。溶融塊の上昇速度をスラブの沈み込み速度(約10cm/year)と同程度とすれば、一つの溶融塊がモホ面直下まで上昇した後、次の溶融塊が上昇してくるまでに数10万年かかることになる。この時間が島弧火山の寿命と一致するのは興味深い。また、溶融域は日本海側で深くなっており、これが東北日本の横断面に沿う、火山岩の化学組成変化を引き起こす一つの要因であると考えられる。

5. まとめ

日光白根山下およびその周辺地域の詳細な地震波速度構造と岩石の物性データから、地殻内の詳しい温度分布を調べた。今回得られた最も高い温度は、上部地殻では水に飽和した花崗岩のソリダスよりも高く、また下部地殻では無水玄武岩のソリ

ダスに近い高温が得られた。これらの結果は、地殻内の顕著な低速度域の内部に、マグマが存在する可能性を示唆している。

上部マントルについては、東北日本の火山や富士山、雲仙、および中部日本の火山の地下深部に、マグマの存在が認められた。今回求められた溶融量のほんの一部(約0.1%)が地表に噴出しても、先の雲仙普賢岳の噴火にて流出したマグマの総量がほぼ供給される。とは言え、ほとんどのマグマは地下深くでそのまま冷えて固まったり、地表へ上昇する途中で固まってしまうため、マグマが地下深くにあるからと言って、直ちに火山の噴火活動と結びつけるわけにはいかない。いずれにせよ、日本列島の火山の下にはマグマが存在すると考えられるので、今後の火山災害の防災にとって、火山体周辺における観測体制の強化は不可欠である。

我々のこれまでの研究は、日本列島の火成活動を引き起こすマグマの起源が、地下深部(マントル)にあることを示唆している。一つの可能性として、深部から高温物質が上昇し、その内部にできる部分溶融塊がマグマの供給源であるといった見方ができ、またもう一つの考え方として、従来指摘されてきたように、沈み込むスラブから供給される水が地下の岩石の融点を下げ、マグマを発生させるということも可能である(例えば、Tatsumi, 1989; Peacock, 1990)。実際には、これら2つの効果が働いて、地表の火成活動が引き起こされているとも考えられる。

謝辞：本稿をまとめるにあたってお世話になりました。地質調査所地殻物理部の大久保泰邦氏、および東京大学地震研究所の山野 誠氏に感謝申し上げます。

文 献

- Christensen, N. I. (1979): Compressional wave velocities in rocks at high temperatures and pressures, critical thermal gradients, and crustal low-velocity zones. *J. Geophys. Res.*, 84, 6849-6858.
- 古川善紹・上田誠也(1986): 地殻内発熱を考慮した場合の東北日本島弧地殻の温度構造. *火山*, 31, 15-28.
- 長谷川昭・松本 聡(1995): 日光火山群の深部構造. *科学*, 65, 650-658.
- 長谷川昭・趙 大鵬・山本 明・堀内茂木(1991): 地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸被害地震の発生機構. *火山*, 36, 197-210.

- Hasegawa, A., Yamamoto, A., Zhao, D., Hori, S. and Horiuchi, S. (1993) : Deep structure of arc volcanoes as inferred from seismic observations. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A342, 167-178.
- Hirahara, K., Ikami, A., Ishida, M. and Mikumo, T. (1989) : Three-dimensional P-wave velocity structure beneath central Japan: low-velocity bodies in the wedge portion of the upper mantle above high-velocity subducting plates. *Tectonophysics*, 163, 63-73.
- Hughes, D. S. and Cross, J. H. (1951) : Elastic wave velocities in rocks at high pressures and temperatures. *Geophysics*, 16, 577.
- Hughes, D. S. and Maurette, C. (1956) : Variation of elastic wave velocities in granites with pressure and temperature. *Geophysics*, 21, 277.
- Hughes, D. S. and Maurette, C. (1957) : Variation of elastic wave velocities in basic igneous rocks with pressure and temperature. *Geophysics*, 22, 23.
- Ishida, M. and Hasemi, A. H. (1988) : Three-dimensional fine velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *J. Geophys. Res.*, 93, 2076-2094.
- Kern, H. (1978) : The effect of high temperature and high confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and quartz-free igneous and metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 44, 185-203.
- 久野 久 (1976) : 火山及び火山岩. 岩波書店, 東京, pp.1-238.
- Lin, W. (1977) : Velocities of compressional waves in rocks of central California at high pressure and temperature and applications to the study of the crustal structure of California coast ranges. Ph. D. Thesis, Univ. of California, Berkeley, 185 pp.
- 室 健一・佐藤博樹・長谷川昭・橋爪 光 (1997) : 東北日本弧の部分溶融域と地震活動の3次元分布. *火山*, 42, S139-S146.
- Peacock, S. M. (1990) : Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248, 329-337.
- 佐藤博樹 (1995) : 地震波速度構造から求めた日本列島上部マントルの温度と部分溶融量—島弧におけるマグマの発生—. *地震*, 2, 48, 139-149.
- 佐藤博樹 (1997) : マグマはどこから来るか—マントル部分溶融の3次元分布. *地震ジャーナル*, 23, 17-22.
- Sato, H., Sacks, I. S. and Murase, T. (1989) : The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low velocity zone : comparison with heat flow and electrical conductivity studies. *J. Geophys. Res.*, 94, 5689-5704.
- Sato, H., Muro, K., Hasegawa, A. and Hashizume, K. (1996) : Magma distribution in island arc mantle in three dimensions. *Proc. Japan Acad.*, 72, Ser. B, 129-132.
- 佐藤魂夫・中山耕治・田中和夫・長谷見晶子 (1989) : 東北地方北部の三次元P波速度構造. *地震*, 2, 42, 419-437.
- Tatsumi, Y. (1989) : Migration of fluid phases and genesis of basaltic magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 94, 4697-4707.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992) : Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, 97, 19909-19928.
-
- SATO Hiroki, MURO Kenichi, HASEGAWA Akira and MATSUMOTO Satoshi (1997) : Magma in the subduction zone as inferred from seismic velocity structure.

< 受付 : 1997年8月5日 >