

大地をつくるもの 13 マグマのでき方 2

水分が付加する所 海溝付近

日本付近はプレートという冷たい物質が沈み込むところにもかかわらず火山があることは不思議なことでした。そこに誕生したのが、水分付加による溶融温度の低下という考えです。

地殻深部やマントルは高温のため角閃石や蛇紋岩などの含水鉱物を作ります。沈み込む前の海洋プレートは、堆積層、海洋地殻（メルトが固化したもの）、かんらん岩（溶け残りマントル）の3層からできています。海洋プレート（海洋地殻の表層付近）は移動中に、海水と反応して含水鉱物（粘土鉱物など）を作ります。また、冷たい海水と接するため、アセノスフェア最上部は縮まって硬くなります。かんらん岩が部分溶融して玄武岩質マグマを出した溶け残りマントル（ハルツバージャイト）は、マグネシウムよりも重い鉄が選択的に抜けたため、元のかんらん岩より少し軽い

3.1g/cm<sup>3</sup>の密度になります。この軽い溶け残りマントルも玄武岩の下にくっついて海洋プレートの一部になります。こうして海洋プレート最下部のかんらん岩層は時間とともにアセノスフェア最上部を取り込んで成長し、日本海溝付近では120~130kmと厚くなります。堆積層も日本海溝付近では1000mを超え、含水鉱物を含みます。冷やされて密度を増し、また、堆積層の重さも加わり、海洋プレートは大陸プレートの下に沈み込んでいきます。この沈み込みがプレートが移動する主な原因の一つです。

海洋プレートの沈み込みによって、深海底堆積物や海洋地殻の岩石粒間にあった水は、比較的浅いところでしぼり出されていきます（図1）。この水は、付加体の中にできた断層などから、冷湧水として海底に噴出することもあります。鉱物と結びついた水（結晶水とよばれOHの形で固定されています）は、深部でしぼり出されていきます。そして、しぼり出された水は島弧側のマントルに供給されます（図1の「スラブ\*から出た水がマントルに吸収」）。マントルは高温ですが融けてはいません（固体のかんらん岩）。このかんらん岩に水が加わると、融点が下がり溶融が起きます。岩石の融点は、構成鉱物中のSi-O結合の強さを反映していますが、水が存在すると解離したOHが、Si-O結合のOを置き換え、結合力の弱いSi-OH結合ができるために下がります。高圧ほどOHの衝突が激しくOを叩き出す可能性が高くなり、融点が下がります。マントルウェッジ\*の下部も海洋プレートの沈み込みに引きずられて沈み込んでいきますが、冷たいスラブに接したマントルウェッジの低温部分ではマグマはできません。マントルウェッジの上部ではそれを補うように下部から高温のアセノスフェアが上昇し、温度の高い部分がつくられています。

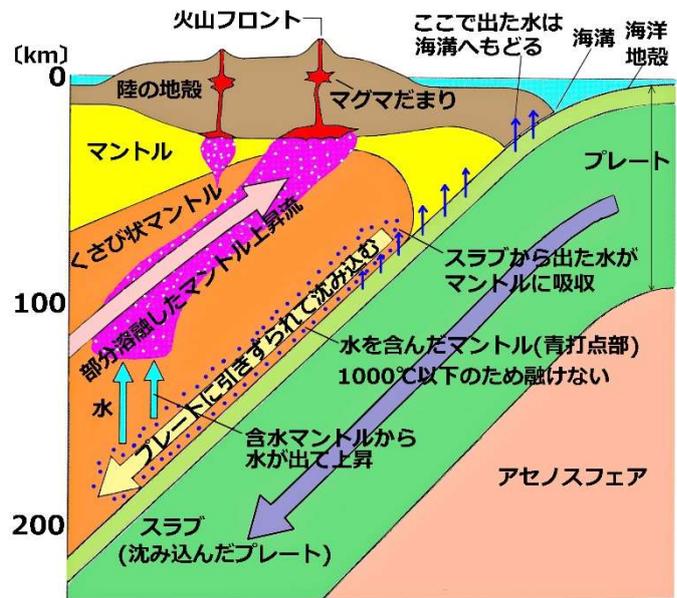


図1 水の付加によるマグマの形成  
(木村ほか, 2013 を改変)

※スラブ：地下に沈み込んだ部分のプレート

※マントルウェッジ：図1の「くさび状マントル」(橙色)の部分です

粘土や雲母などの含水鉱物の水分子や水酸基 OH は沈み込み帯の深部に運ばれます。含水鉱物(角閃石など)ができる時の模式的な反応式は、Mを陽イオン(例えばMg)とすると  $MO + H_2O \rightarrow M(OH)_2$  です。そして、プレートが沈み込んで周囲から暖められ圧力増加を受けると、含水鉱物は、 $M(OH)_2 \rightarrow MO + H_2O$  という熱分解反応で水を含まない鉱物と水に分かれます。深さが100km程度になるとマントルウェッジ内の普通角閃石も分解します。分離した水は、軽いことや超臨界状態でさらさらのためにマントルウェッジの高温部に入っていきます(図1の「水」と書かれた青い矢印)。マントルウェッジ内で再び変成作用が起こり脱水した水が含水鉱物として再固定されます。マントルの融点が下がるため、ここで部分溶融が起きてマグマが形成されます。形成されたマグマは、列島固有の化学的性質を持っており、周りのカンラン岩と比べて密度が小さいため、マントル中を上昇していきます。

マグマ(メルト)は上昇中に少なくとも3カ所で停滞します。最初は大陸プレートとアセノスフェアの境界で、メルトは流動性があるアセノスフェアを押しよけながら上昇しますが、大陸プレートは硬いためです。やがて、メルトがたまってマグマ溜まりが大きくなって浮力を得ると、上のプレートを割って割れ目に沿って上昇します。次に、モホ面(マントルと地殻の境界)付近で停滞します。マントルは高密度のかんらん岩であるのに対して、下部地殻は低密度のはんれい岩から作られているからです。メルトははんれい岩とほぼ同密度のため上昇が困難になります。マグマの上昇が止まると、マグマだまりがつくられます。このマグマだまりまで浸食されるところを観察すると、トータル岩(花崗岩と閃緑岩の中間のような性質の岩石)を主とした深成岩が多く見られます。しかし、マントルのカンラン岩の溶融で形成されるのは玄武岩質マグマで、この矛盾が不思議とされました。現在は、玄武岩マグマの熱によって地殻が融けて流紋岩質マグマができ、玄武岩マグマと混ざることによって安山岩質を主とする多様なマグマができるという考えがあります。

メルトの供給が続くと化学反応は進み、マグマ溜まりの圧力は増大し、やがて下部地殻の割れ目に沿ってメルトは再上昇します。この時のマグマを沈み込み帯での本源マグマ(ピクライト質玄武岩と推定)といいます。3度目に停止するのは、上部地殻と下部地殻の境界で、上部地殻は花崗岩でマグマに比べて低密度のためです。ここでは浮力による上昇は起きにくく、多くのマグマはマグマ溜まりに長時間停滞し、冷却固化していきます。そしてマグマの分別作用が進みます。

生成されたマグマは上昇して火山フロント\*を形成します。東北日本では那須(深さ110km付近、ほぼ火山前線上で数も多い)と鳥海(深さ170km付近)の2列の火山帯があります。深さ100kmはマントルウェッジ内で普通角閃石が脱水分解する深さに一致し、火山前線より西側の火山は、含水鉱物である金雲母の脱水分解によるものと考えられています。

マグマが生産されると水はマグマ内に溶け込んで、噴火とともに地表に戻り、かつての地表の水(堆積層中の水)が再びリサイクルされます。

※火山フロント(火山前線)：日本列島などの島弧では、海溝とほぼ並行して配列する火山列が見られ、その一番海溝側の境界線をいいます(火山前線より海溝側には火山は存在しません)。

図3は西南日本内帯における火山フロントの位置の変化です。愛知県(領家帯)にみられる花崗岩類は90~95Ma\*前後と75~85Ma前後に形成されたと考えられています。

※Ma：100万年前 例えば、90Maは9000万年前を表します。

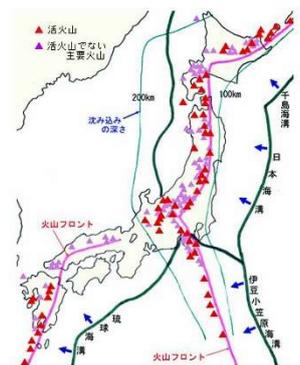


図2 火山フロント  
防災科学技術研究所 HP

噴火はマグマ中のガス成分（おもに水と二酸化炭素）によって起こります。地下の高圧のところではガス成分はマグマ中に多量に溶け込むことができますが、地殻中のマグマ溜まりでは圧力が低く、過飽和状態になり、マグマから分離してマグマ中に泡を作ります。この泡がマグマ溜まりの最上部にたまり、ガス圧によって花崗岩中の割れ目を押し開き、地表とつながると圧力の急減によって爆発（噴火）が起きるのです。

およそ 2000 万年前の比較的温かいフィリピン海プレートが沈み込む西南日本では、水の放出が主に起こる深さは 100km 前後、約 1 億 3000 万年前の冷たい太平洋プレートが沈み込む東北日本では深さ 150–200km です。

中部地方では、太平洋プレートに覆いかぶさるようにフィリピン海プレートが北西に向かって沈み込んでいます（図 4・図 5）。太平洋プレートの温度上昇が東北日本よりもさらに遅くなり、脱水分解反応がより深部で起こり、沈み込んだ H<sub>2</sub>O の一部はさらに深部(300km 以深)へと持ち込まれていると考えられています。

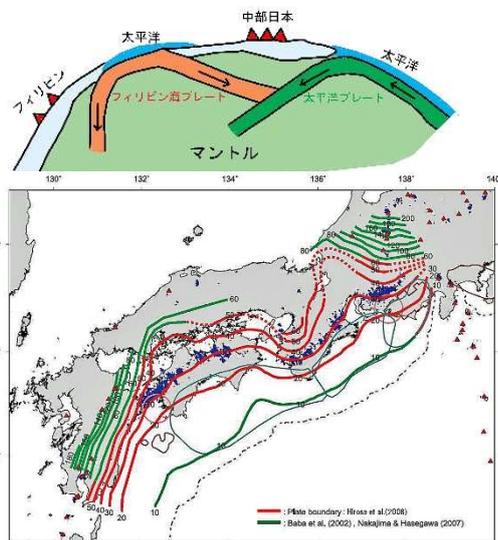


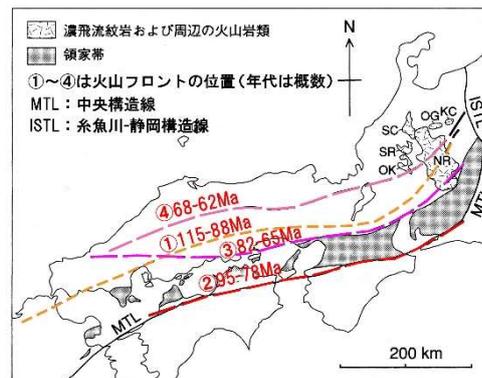
図 4 太平洋プレートとフィリピン海プレート

図 5 フィリピン海プレートの形 (Hirose et al.,2008 を改)

プレート面に凹凸があるようです。

近年、海溝付近で小さな火山が見つけれられ、プチスポットと呼ばれています（図 6 Hirano et al.2006）。

太平洋プレートが海溝に沈み込む手前（後期白亜紀：5～850 万年）にはアウターライズと呼ばれる高まりがあります。そこでのプレートの屈曲（撓曲）と破壊が原因でできたプレート内の小さな火山です。プレート基底部にできた割れ目に沿って、アセノスフェアでできたマグマが上昇してきていると考えられています。



西南日本内帯における白亜紀火山フロントの移動 (山田, 2005 を改)

NR：濃飛流紋岩、OK：奥美濃酸性岩類、SR：白鳥流紋岩、SC：庄川複合岩体、OG：大雨見山群、KC：笠ヶ岳コールドロン

図 3 西南日本内帯における火山フロント

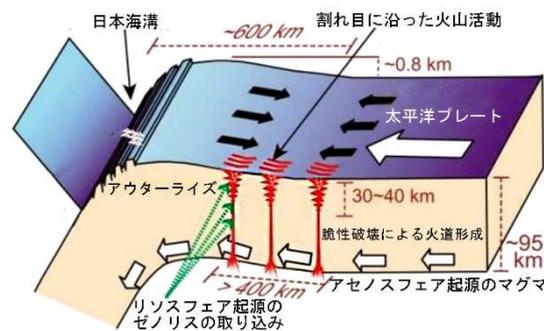


図 6 プチスポット (Hirano et al.2006 を改)