

沈み込み帯での水の循環様式

片山 郁夫*

(2015年9月16日受付, 2015年10月25日受理)

Water Circulation System at Subduction Zones

Ikuo KATAYAMA*

Water plays an important role for magma genesis and frictional properties; consequently, water circulation systems contribute to the variation of magmatic and seismic activity at subduction zones. Although subducting plate transports a large amount of water, most of water is released into the mantle via dehydration reactions at elevated temperature during subduction. Aqueous fluids released from the subducting plate then migrate along the plate boundary due to permeability anisotropy developed in the highly sheared serpentinite. Based on laboratory data, we estimated the fluid migration velocity to be ~7 cm/year, which is close to the descending plate velocity, suggesting that polarity of water migration can be different in subduction systems. In northeast Japan, fluid migration velocity is slower than the subduction velocity, and hence water is transported downward into the deeper portions trapped by the mantle corner flow. In contrast, in southwest Japan where the fluid velocity is higher than the subduction velocity, water could be returned to the shallow regions along the subducting plate interface. This model can explain the seismic low velocity anomalies and geochemical signatures in these regions, in which the hydration of the plate interface is observed in shallow mantle wedge in southwest Japan, but is limited to the deeper parts of the mantle in northeast Japan. Water transported to deep levels could contribute to the active arc volcanism in northeast Japan, whereas water circulating at shallow levels in southwest Japan could trigger slow earthquakes due to fluid pressure build-up at the plate boundary.

Key words: water circulation, subduction zone, volcanic activity, seismic activity, permeability, fluid velocity

1. はじめに

沈み込み帯は地球表層の物質が地球内部へと運び込まれる唯一の入り口であり、化学的に異なる物質が混ざり合うため、火山をはじめとした複雑な地質現象が多く見られる。なかでも水は岩石の融解温度を低下させる特徴をもつなど、沈み込み帯での火成活動と密接に関わっている(例えば、巽, 1995; Yoshida *et al.*, 2013)。また、地震活動においても、水の存在によって岩石の摩擦や流動特性が変化するなど、沈み込み帯で発生する地震と水の関連性が指摘されている(例えば、笠原・他, 2003)。

沈み込むプレートによって地球内部へ運び込まれる水の多くは含水鉱物として存在するため、沈み込み帯での水循環に関する研究の多くは、含水鉱物の安定・不安定関係によって議論されてきた(例えば、Iwamori, 1998; Peacock and Wang, 1999)。それらによると、海洋プレ-

ートによって運ばれる水は温度上昇による含水鉱物の脱水分解によって上盤側のマントルウェッジへ放出され、マントルにおいて含水鉱物が安定な場合には水はさらに深部へ運び込まれるのに対し、含水鉱物が不安定な条件では水は浮力によって上昇するとされている(Fig. 1)。これら含水鉱物の共生関係は地殻とマントル間での水の受け渡しにおいて重要な役割をするが、含水鉱物の脱水分解によって放出される水は岩石中を移動するなど、流体自身の動的な振る舞いも沈み込み帯における水循環で重要な役割を担うと考えられる。そこで本小論では、岩石の浸透流に基づいた沈み込み帯での流体循環に関する新たなモデルを紹介する(詳細は、Kawano *et al.*, 2011; Katayama *et al.*, 2012を参照されたい)。なお、ここでは沈み込み帯での水循環に焦点を絞るが、二酸化炭素などを含めた他の揮発性成分の循環も火山活動や地球表層の

* 〒739-8526 広島県東広島市鏡山1-3-1
広島大学大学院理学研究科地球惑星システム学
Department of Earth and Planetary Systems Science,
Hiroshima University, Kagamiyama 1-3-1, Hiroshima

739-8526, Japan.

e-mail: katayama@hiroshima-u.ac.jp

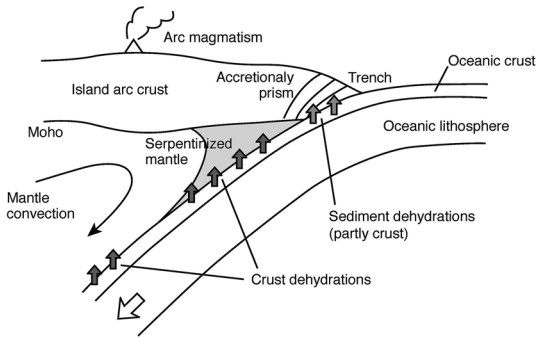


Fig. 1. Schematic cross section showing water circulation at subduction zone.

環境にとって重要である。それらはまた別の機会、あるいはすでに発表されている論文を参照いただきたい。

2. 海洋プレートによる水の輸送と放出

ここではまず海洋プレートに水が取り込まれる過程を紹介し、水を含んだ海洋プレートが沈み込みプロセスの中で水をどのように放出するかを概説する。

海洋地殻は中央海嶺においてマンツルの部分溶融により形成されるが、ソースマンツルの含水量は 100 ppm 程度であるため (例えば, Hirth and Kohlstedt, 1996), 玄武岩質地殻の含水量は形成時にはそれほど高くない。しかし, 中央海嶺では伸張応力により正断層が発達し, 断層沿いに海水が地殻内に流入する。そのため, 玄武岩質地殻は熱水変成作用を被り, 多くの水を岩石中に取り込む。掘削試料や陸上に付加した緑色岩などの研究から, 海洋地殻上部の含水量は 5 wt% 程度と見積もられている (例えば, Staudigel *et al.*, 1995)。また, 中央海嶺からある程度遠ざかった領域でも, 遠洋性堆積物が海洋底に堆積するとキャップロックとなり, その下部にある割れ目が多く発達した玄武岩地殻を流体が移動していることが熱流量のデータから指摘されている (川田・他, 2009)。そのため, 海洋地殻は含水鉱物としての他, 間隙水としても多くの水を取り込んでいる。海洋プレート上に堆積する堆積物においては, 続成作用時に海水を空隙に取り込むのに加え, 火山灰などが堆積した際には変質により粘土鉱物を多く含む (例えば, Underwood, 2007)。このように玄武岩質地殻と海洋底堆積物に取り込まれた水は, 海洋プレートの沈み込みによって地球内部に運び込まれることになる。また近年では, 海溝付近でのプレートの折れ曲がりにより形成されるアウターライズ断層などに沿って, 海水が断層沿いにマンツルまで浸透し海洋マンツルも一部含水化 (蛇紋岩化) している可能性も指摘さ

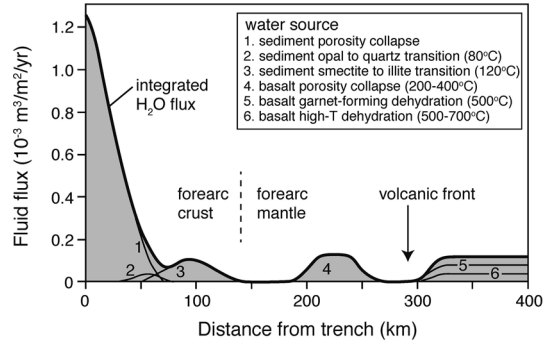


Fig. 2. Fluid flux released from the subducting plate (modified from Hyndman and Peacock, 2003).

れている (Ranero *et al.*, 2003; Fujie *et al.*, 2013)。

プレートが沈み込みを開始すると, 沈み込み帯浅部では圧密により堆積物中の間隙水がはじめに取り除かれる (例えば, Saffer and Tobin, 2011)。また, 堆積物中ではオパールから石英への続成作用や, スメクタイトーイライト転移などに関係し, 海溝から水平方向に 150 km (深さにして約 30 km) 付近で堆積物中の多くの水が放出される。なお, その一部は緑泥石や雲母によりさらに深部まで運ばれることもある。温度が約 200°C に達すると, 海洋地殻中の空隙が崩壊しはじめ, 玄武岩中の隙間に取り込まれていた間隙水が吐き出される。さらに温度が上昇すると, 含水鉱物の脱水分解が進行し, 海洋地殻中の水が徐々に上盤側の島弧地殻あるいはマンツルに放出される (Hyndman and Peacock, 2003)。Fig. 2 は水の放出フラックスをこれら脱水プロセスごとにまとめたものになるが, 脱水する位置や深度は沈み込みの地温勾配による (Fig. 2 は東北日本の地温勾配に基づく)。これは, 続成作用や変成作用といった脱水プロセスが温度に強く依存する性質をもつためである。

比較的深部での玄武岩質地殻の脱水プロセスは含水鉱物の分解に支配されるため, 玄武岩組成の相平衡図は詳しく調べられている (例えば, Poli and Schmidt, 1995; Okamoto and Maruyama, 1999; Hacker *et al.*, 2003)。変成作用は含水鉱物を含む複数の鉱物の関与する化学反応であるため複雑だが, 海洋地殻中の含水量はおもに変成度に依存し, 緑色片岩および藍閃石片岩では約 5-4 wt%, 角閃岩では約 3-2 wt%, エクロジャイトでは 1 wt% 以下になる (Fig. 3 a)。このようにそれぞれの変成相境界では脱水反応により沈み込む海洋地殻から水が放出される。特にエクロジャイトへ相転移する反応では多量の水が排出され, この反応曲線より高温高压条件ではほとんどの含水鉱物が不安定になる (少量のローソン石, ゴイサイ

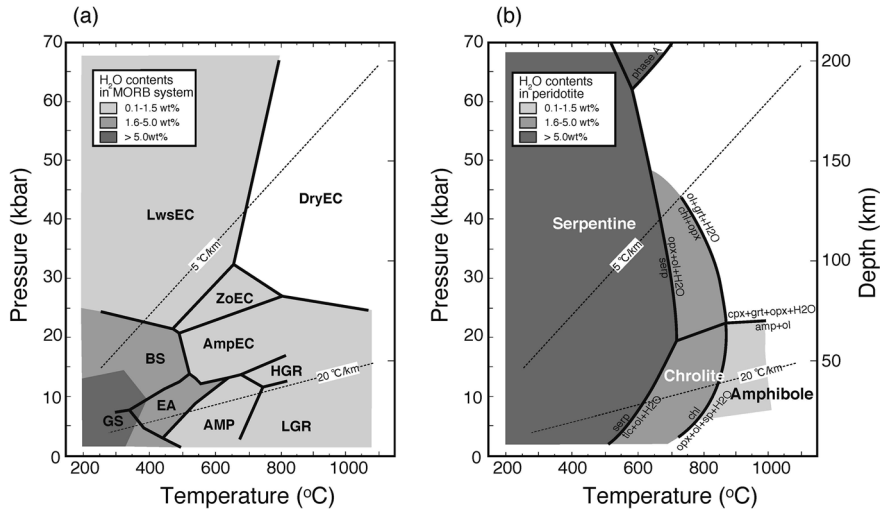


Fig. 3. Phase diagram of basalt (Okamoto and Maruyama, 1999) and peridotite (Schmidt and Poli, 1998) showing water content in each composition.

ト、雲母などはエクロジサイト相の低温領域でも安定)。地温勾配の異なる東北日本と西南日本を例にとると、このエクロジサイト相転移は冷たい東北日本では深さ 95 km 付近で起こるのに対し、比較的暖かい西南日本では深さ 50 km 付近で起こる (Peacock and Wang, 1999)。このように沈み込み帯の地温勾配によって、海洋地殻中の水が放出される深さが異なる。

3. マントルウェッジへの水の流入と蛇紋岩化作用

比較的浅部で放出された水の多くは、プレート境界上あるいは上盤側の付加体内に発達する断層を経由して表層に還元される。海溝付近の海底断層には冷湧水が多くみられ、これらは沈み込み帯浅部で圧密により脱水された間隙水が起源であるとされている (例えば, Kulm *et al.*, 1986)。さらに深部では、変成作用による海洋地殻中の含水鉱物の脱水分解によって多くの水が放出されるが、そのような水は上盤側の島弧地殻あるいはマントルでの加水反応を引き起こす。沈み込み帯深部から上昇した変成岩では、そのような加水作用を受けて含水鉱物が形成されている産状が多くみられる (例えば, Okamoto and Toriumi, 2005)。

上述のように海洋地殻から大量に水が放出されるエクロジサイト相転移は深さ 30 km 以深で発生する。上盤側のマントルでは、温度条件から蛇紋石が安定であることが多く (Fig. 3b)、マントルウェッジは海洋地殻からの水の供給により蛇紋岩を形成すると考えられる。高压変成岩中に蛇紋岩が多くみられることは、マントルウェッジ

において加水反応が進行している直接的な証拠といえる (例えば, Hermann *et al.*, 2000)。また、蛇紋岩はカンラン岩とは異なる地震波速度で特徴づけられ、地震波トモグラフィによりマントルでの蛇紋岩の存在が検出されている (例えば, Kamiya and Kobayashi, 2000; Bostock *et al.*, 2002)。なお、蛇紋石にはいくつかの多形があり、低温域ではリザーダイトならびにクリソタイトが安定であるのに対し、高温域ではアンチゴライトが安定になる (Fig. 4 a)。これら蛇紋石の種類によって地震波速度が異なることには注意が必要である。なぜなら、ある地域の V_p/V_s が 1.8 であるとすると (速度の比をとることによって温度などの効果がキャンセルされるため、鉱物相を同定するには速度比が用いられることが多い)、低温型であるリザーダイトが安定な場合には蛇紋岩化の割合は 30% であるのに対し、高温型であるアンチゴライトが安定な場合には蛇紋岩化の割合は 70% を超えるからである (Fig. 4b)。このように、マントルの蛇紋岩化の割合を定量的に評価するには、その領域において安定な蛇紋石相を同定する必要がある。なお、マントルウェッジの一部では著しく高い $V_p/V_s > 2.0$ が報告されており、そのような領域においてアンチゴライトが安定な場合、蛇紋石に加え間隙水も存在している可能性が指摘されている (原田・他, 2014)。

海洋地殻により沈み込み帯に供給される水のフラックスを計算すると、1 億年間で約 7.0×10^6 kg の水が運び込まれることになる (Fig. 5)。これは深さ 100 km までのマントルウェッジを全て蛇紋岩化させるのに必要な水量を

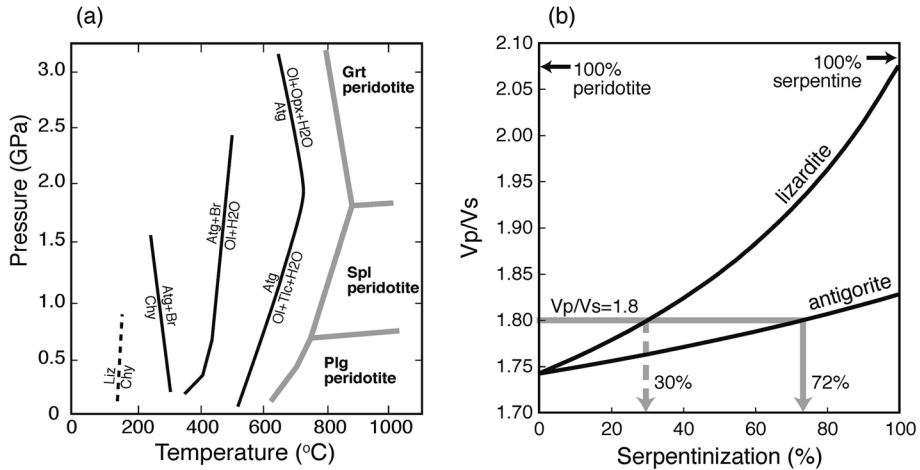


Fig. 4. Stability of serpentine minerals (Scambelluri *et al.*, 2004) and Vp/Vs variation as a function of serpentinization (seismic velocities of serpentinite from Reynard *et al.*, 2007).

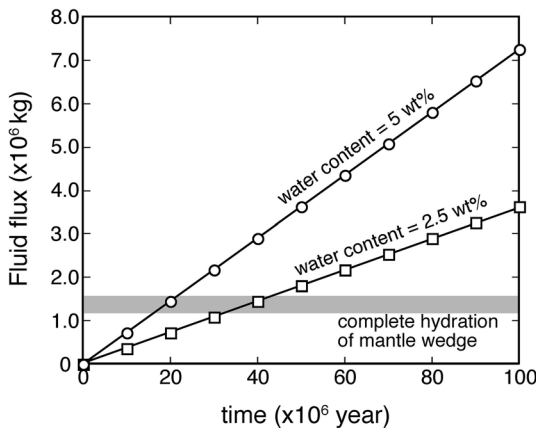


Fig. 5. Fluid flux released from the subducting plate. In the calculation, subduction velocity and the lateral crustal scale are assumed to be 10 cm/year and 1 m, respectively. The reference fluid flux for complete hydration of mantle wedge is estimated for the corner of 100 km depth with subduction dip angle of 30°.

を超える。そのため、海洋地殻からマントルへ放出される水がすべて蛇紋岩化作用に消費され、沈み込みが数千万年以上継続されると、100 km より浅いマントルウェッジの全域が蛇紋岩化していることが予想される (Fig. 6a)。しかし、この考えは地震波トモグラフィーなどの観測事実とは合わない。東北日本や西南日本をはじめ多くの沈み込み帯では、マントルウェッジの蛇紋岩化は沈み込みプレート境界近傍に限られる (例えば、Hirose *et al.*, 2008; Tsuji *et al.*, 2008)。そこで私たちは、海洋地殻から放出さ

れる水が直上のマントルを含水化するだけでなく、プレート境界に沿って排水されるとするモデルを提案している (Fig. 6b)。なぜなら、沈み込みプレート境界付近では剪断変形によって蛇紋岩中に面構造が形成され、流体が剪断方向に沿って移動しやすい性質をもつと考えられるからである。そのような面構造の発達した蛇紋岩層の存在は地震波異方性からも支持される (Katayama *et al.*, 2009)。

4. 沈み込み帯での水の移動様式

沈み込むプレートの脱水分解によって放出される水の動的な振る舞いは、岩石中の粒界やクラックを移動するように、浸透流に支配される。浸透流での流体移動は、流体の圧力勾配を駆動力として、ダルシーの法則で次のように記述される。

$$q = -\frac{k}{\eta} \frac{dP}{dX}$$

ここで、 q は単位面積あたりに流体が通過するフラックス (m/s)、 η は流体の粘性率 (Pa s)、 k は浸透率 (m²)、 dP/dX は流体移動の駆動力である圧力勾配 (Pa/m) であり、右辺にマイナスがつくのは流入する側を正としているためである。浸透率は岩石中の流体の流れやすさを表す指標であり、浸透率が高い岩石は水を通しやすく、浸透率が低い岩石は水を通しにくい性質をもつ。なお、流体の速度が速い場合には乱流になり、ダルシー則が成り立たなくなる。そのしきい値は、流体の慣性項と粘性項の比であるレイノルズ数が 1~10 程度であるが、地下深部のように流体速度が比較的遅い場合ではレイノルズ数

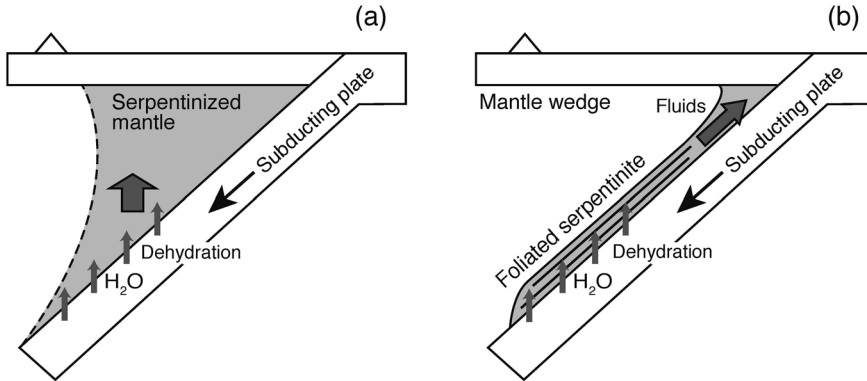


Fig. 6. Schematic cross sections of complete hydration model (a) and localized hydration model along the plate boundary (b).

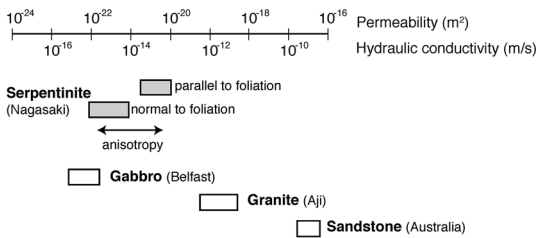


Fig. 7. Permeability of various rocks measured in our laboratory. Hydraulic conductivity is calculated from permeability using water density and viscosity at ambient conditions.

は 10^{-4} より小さくなり、ダルシー則が成り立つ条件にある。しかし、浸透率が低いと空隙中を通過する流体が結晶界面とのあいだで構造化するなどしてダルシー則に従わず、流体速度が低下することも考えられる（例えば、徳永，2003）。

私たちのグループでは実験室において様々な岩石の浸透率を測定しており、封圧 50 MPa での浸透率は、斑れい岩で 10^{-22} m^2 、蛇紋岩で 10^{-22} – 10^{-20} m^2 、花崗岩で 10^{-19} m^2 、砂岩で 10^{-17} m^2 程度である (Fig. 7)。このように岩石種により浸透率が異なるのは、岩石中の空隙の割合や形状が異なるためであり、花崗岩の浸透率が斑れい岩などに比べ高いのは岩石中に微小な割れ目が多く含まれているためである。また、剪断変形を強く受けた蛇紋岩では浸透率が流体の流れの方向によって異なり、面構造に平行な方向の浸透率が垂直な方向に比べ 1 桁ほど高い。これは蛇紋石のような層状珪酸塩鉱物では、結晶の選択的な配向によって、流体径路である粒界の長さが方向により異なるためである (Kawano *et al.*, 2011)。その

ような浸透率の異方性は、プレート境界面のような剪断変形を強く受けた領域には普遍的に生じていると考えられるため、沈み込む海洋地殻からマンテルへ放出された水は、浮力により直上へ移動するのではなく、蛇紋岩の面構造に制約されプレート境界面沿いに移動しやすいことが予想される。

では、沈み込み帯において流体が岩石中を移動する速度はどの程度だろうか。Kawano *et al.* (2011) では、浸透率の実験データを用いて流体の移動速度を見積もることを試みた。ダルシー則では流体の圧力勾配が流体移動の駆動力になると述べたが、地下深部のように流体のネットワークが地表とつながっていない場合、その駆動力は流体と岩石の密度差（浮力）になる。そのため、流体の移動速度 v (m/s) は次のように表される。

$$v = \frac{k}{\eta\phi} \Delta\rho g$$

ここで ϕ は空隙率、 $\Delta\rho$ は岩石と流体の密度差 (kg/m^3)、 g は重力加速度 (m/s^2) である。なお、上述のフラックスは体積流量であるため、流体速度は空隙率を用いて補正してある。沈み込み帯の深さ 30 km 付近での流体速度を見積もるために、実験室で測定された浸透率を、浸透率への圧力効果を用いて高压 (1 GPa) に外挿した。また、空隙率は浸透率とのべき乗関係から推定した値を参考にした。その結果、流体経路の形状がチューブ状である場合、蛇紋岩の面構造に平行な方向での流体速度は約 7 cm/year、垂直な方向では約 0.5 cm/year となる (Fig. 8)。計算ではいくつかの仮定をしているため流体速度の見積もりに不確かさは残るが、流体の移動速度がプレートの沈み込み速度と同程度であることが沈み込み帯での水の循環様式で鍵となると考えられる。

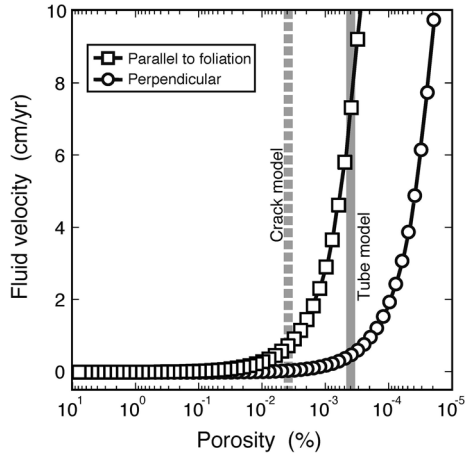


Fig. 8. Fluid velocity calculated from permeability of sheared serpentinite as a function of porosity (modified from Kawano *et al.*, 2011). In the case of tube model for pore geometry, fluid velocity is ~ 7 cm/year in the direction parallel to the foliation and ~ 0.5 cm/year in the direction normal to the foliation.

5. 沈み込み帯での水循環の地域性

沈み込み帯での水循環は、これまで相平衡に基づく鉱物の共生関係から議論され、含水鉱物の分解や生成に関連し沈み込み帯での温度構造が最も重要であるとされてきた（例えば、Iwamori, 1998; Peacock and Wang, 1999）。それらによると、冷たいプレートが沈み込む地域では、蛇紋石などの含水鉱物がマントルウェッジ深部まで安定に存在するのに対し、温かいプレートが沈み込む地域では、比較的浅部で含水鉱物が不安定になり、水がマントル深部まで運び込まれることはないと考えられている。このような、沈み込み帯の温度構造による含水鉱物の安定関係は水循環の地域性の一因になっているが、含水鉱物の共生関係だけで沈み込み帯で見られる火山や地震の多様性を説明することは難しい。そこで私たちは、上述の岩石中を流れる流体の浸透速度に基づき、次のような沈み込み帯での水循環モデルを考えている。

海洋プレートから吐き出されマントルへ浸透した水は、プレート境界に沿って上昇しようとするが、マントルウェッジでは沈み込むプレートにドラッグされた対流により下降する流れが生じている。プレート間のカップリングが強い場合、マントル下降流の速度はプレートの沈み込み速度とほぼ同程度になると予想される (Wada *et al.*, 2008)。日本列島では、2つの異なる海洋プレートが沈み込んでおり、東北日本では太平洋プレートが西北西に年間 10 cm 程度の速度で沈み込んでいるのに対し、西南日本では比較的若いフィリピン海プレートが年間 3-5

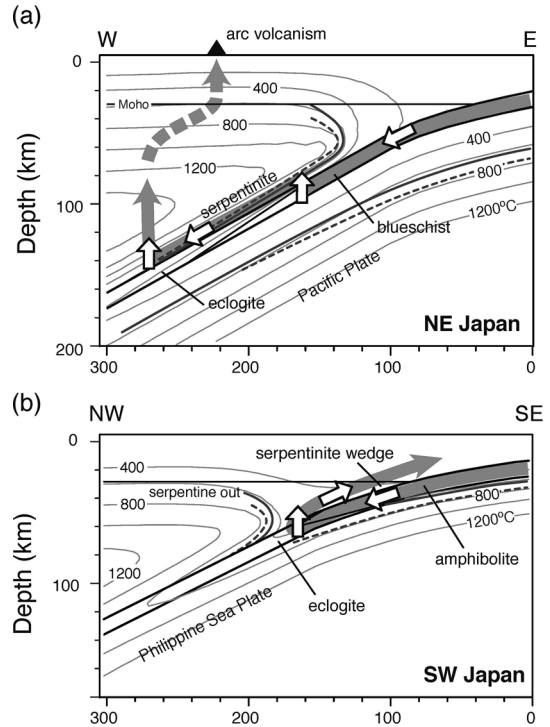


Fig. 9. Schematic model of water circulation beneath northeast and southwest Japan. Fluid released from the subducting plate is transported in to the deep mantle in northeast Japan (a), whereas water circulation is limited in shallow level in southwest Japan (b).

cm/年の速度で北北西に沈み込んでいる (瀬野, 2005)。そのため、東北日本では流体の上昇速度が太平洋プレートの沈み込み速度を下回り、流体はマントル対流に乗って深部まで運び込まれるのに対し、フィリピン海プレートの沈み込み速度がゆっくりである西南日本では流体の上昇速度が上回り、マントルへ放出された水はプレート境界に沿って上昇する (Fig. 9)。地震波トモグラフィーによると、西南日本ではマントルの低速度層が深さ 60 km より浅い領域で連続的に見られるのに対し、東北日本での低速度異常は海洋プレートの脱水深度よりも深い側に限られる (Hirose *et al.*, 2008; Tsuji *et al.*, 2008)。これは、両地域においてマントルウェッジ内の水の移動方向が異なることを支持している。なお、フィリピン海プレートの沈み込み速度は地域によって変化し、九州パラオ海嶺より西側の南九州から琉球弧にかけてはプレート速度が比較的速い。そのような地域では、マントルウェッジの深さ 100-200 km 付近に低速度異常が見られるように、流体がマントル深部に運び込まれていると考えられる (Wang *et al.*, 2008)。

地表に湧出する流体の化学的性質も、沈み込み帯での流体の循環様式が地域によって異なることを示唆している(例えば、風早・他, 2014)。湧水の化学組成や同位体の分析によると、紀伊半島など西南日本の前弧域では、ヘリウムの同位体異常が見られることから、これら流体の起源はフィリピン海プレートの脱水に関連した深部流体と考えられている(Matsumoto *et al.*, 2003)。その一方、東北日本の前弧域で湧出する流体にはそのような化学的特徴は見られない。このことは、西南日本では沈み込むプレートから放出された水がプレート境界に沿って地表に上昇するのに対し、東北日本では上昇せずにさらにマントル深部まで運び込まれるという考えと調和的である。なお、マリアナ弧などでは前弧域に蛇紋岩ダイアピルがみられるように、同じ太平洋プレートが沈み込む領域においても東北日本とは異なる流体循環をしている(Fryer *et al.*, 1985)。これは、海洋プレートの下に海洋プレートが沈み込むマリアナ弧では、海溝付近での地殻の厚さが大陸プレートに比べ薄く、間隙水などを含めた大量の流体がマントル浅部で放出されるためと考えられる。

6. 沈み込み帯での水の役割

沈み込み帯での火山や地震の分布は一様ではなく地域によって特徴が異なる。日本列島においては、太平洋プレートが沈み込む東北日本では島弧火成活動やプレート間地震が多いのに対し、フィリピン海プレートが沈み込む西南日本ではそのような活動は比較的少ない。ここでは、そのような火山や地震活動の地域性を沈み込み帯での流体循環に関連づけて考察する。なお、沈み込み帯でのマグマ活動やマグマの生成プロセスの詳細については、本特集号の他の論文を参照されたい。

沈み込み帯では、マントルへの水の付加によりマグマが発生するが、プレート境界付近では温度が低いためマグマが生成されることは稀である。西南日本では、水循環は比較的浅部に限られるためマグマは形成されず、島弧火山活動はあまりみられない(Fig. 9)。その一方、東北日本ではマントルウェッジでのコーナーフローにより蛇紋岩として取り込まれた水が深部まで運び込まれる。東北日本においても、プレート境界付近は低温のためマグマ生成には至らないが、深さ 150 km 付近で蛇紋石などの含水鉱物が分解すると放出された水は浮力により上昇し、マントルウェッジ中心部の高温域に達すると部分溶融を引き起こす(Iwamori, 1998)。そのようなマグマは、マントル対流によってやや海溝よりに引きずられながら島弧火山の下に分布するイメージが、地震波の低速度異常などで確認されている(例えば、Nakajima *et al.*,

2001)。九州から琉球弧にかけても火山活動が活発だが、これはフィリピン海プレートの沈み込み速度が比較的速いために、これらの地域では流体が深部まで循環していることが原因と考えられる。なお、沈み込むプレートの温度が極めて低い場合には蛇紋石は脱水分解するのではなく、phase A などの高圧下で安定な含水鉱物に水は受け渡されさらに深部まで運ばれる。沈み込み帯は時代とともに温度が低下しており、現在はこれら低温高圧下で安定な含水鉱物の出現によって、海水の量が徐々にではあるが減少しているともいわれている(Maruyama and Okamoto, 2007)。

沈み込み帯のプレート境界で発生する地震にも水は少なからず影響を及ぼし、地震活動の地域性も流体の循環と関係している可能性が高い。マントルの加水作用により形成される蛇紋岩の塑性強度は他の岩石に比べ低く、蛇紋岩が分布する地域では脆性的な破壊ではなく延性的な流動により地震が抑制されると考えられる(例えば、Hirauchi *et al.*, 2010)。西南日本の 30 km 以深において地震が極めて少ないことは、マントルウェッジに蛇紋岩が広く分布することと対応するのだろう。その一方、東北日本や琉球弧では沈み込むプレートがマントル(深さ ~30 km)に達する領域でも地震活動が見られるが、これらの地域ではマントルの蛇紋岩化はみられない。なお、東北地方の一部では、沈み込むプレートとマントルの会合部付近において地震の空白域が見られるが、それらは局所的な水の放出と蛇紋岩の形成が原因なのかもしれない(Fujie *et al.*, 2002)。沈み込み帯のプレート境界では近年、深部低周波微動やスロースリップなど通常の地震よりもゆっくりとしたすべりでエネルギーを解放するスロー地震が報告されている(例えば、Obara, 2002; Ide *et al.*, 2007)。これらの震源域では地震波の低速度異常や高ポアソン比が確認されることから、沈み込むプレートから放出される流体とスロー地震の関連性が指摘されている(例えば、Shelly *et al.*, 2006)。西南日本では、海洋プレートからマントルに放出された水はプレート境界沿いに上昇するが、モホ面において浸透率の低い層に達すると水の移動が妨げられ局所的に間隙水圧が上がると予想される(Katayama *et al.*, 2012)。その場合、有効圧が低下することで延性的な変形から脆性的な変形に移行する。蛇紋岩の摩擦実験によると、熱水条件下ではかなりゆっくりとしたスティックスリップ現象が見られる(Okazaki and Katayama, 2015)。そのため、通常は地震を抑制する働きを持った蛇紋岩が、局所的な間隙水圧の上昇によって不安定すべりを開始することで、ゆっくりとしたすべりで特徴づけられるスロー地震が発生していると考えられる。また、スロー地震が東北地方や琉球弧でほとんど

見られないことは、上述のようにこれらの地域では流体はマントル深部に運ばれるため、モホ面付近では間隙水圧が上昇しないことが原因なのかもしれない。

7. おわりに

本小論では蛇紋岩の浸透率に基づき、(1) 海洋プレートからマントルへ放出される水はプレート境界に沿って移動する、(2) 沈み込み帯によって水循環が異なるのは流体の上昇速度と沈み込み速度の競合による、ということを提案した。また、日本列島における火山や地震の地域性は水循環と関連し、西南日本での水循環は比較的浅部に限られるのに対し、東北日本ではより深部（約 150 km）まで循環しているモデルを紹介した。これらは、従来の含水鉱物の相平衡から推定されているモデルとは異なり、間隙水の排出や含水鉱物の脱水分解に関連して岩石中を流れる流体そのものの振る舞いを考慮したものになる。ここでは、このモデルの妥当性を地震波の速度構造や地表で湧出する温泉水の化学的特徴、そして火山や地震活動の地域性などをもとに検証した。今後は、岩石の浸透率や浸透経路のより詳細な解析に加え、地球物理学的な観測結果や地質学的な探査を加え、よりリアリスティックな沈み込み帯での水循環モデルを構築していきたい。

謝 辞

査読者の川本竜彦氏、岡本敦氏からは、本論文の改訂にあたり有益なコメントを多くいただいた。岡崎啓史氏、平内健一氏ならびに広島大学研究室の学生には、沈み込み帯での物質循環について、日頃から議論させていただいた。また、編集委員の奥村聡氏には、本稿を執筆する機会をいただいた。ここに記して感謝させていただく。

引用文献

Bostock, M. G., Hyndman, R. D., Rondenay, S. and Peacock, S. M. (2002) An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature*, **417**, 536–538.
 Fryer, P., Ambros, E. L. and Hussong, D. M. (1985) Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology*, **13**, 774–777.
 Fujie, G., Kasahara, J., Hino, R., Sato, T., Shinohara, M. and Suyehiro, K. (2002) A significant relation between seismic activities and reflection intensities in the Japan Trench region. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi: 10.1029/2001GL013764.
 Fujie, G., Kodaira, S., Yamashita, M., Sato, T., Takahashi, T. and Takahashi, N. (2013) Systematic changes in the incoming plate structure at the Kuril trench. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 88–93.

Hacker, B. R., Abers, G. A. and Peacock, S. M. (2003) Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi: 10.1029/2001JB001127.
 原田裕也・片山郁夫・河野義生 (2014) 蛇紋岩の弾性波速度に対する間隙水圧の影響. 岩石鉱物科学, **43**, 161–173.
 Hermann, J., Muntener, O. and Scambelluri, M. (2000) The importance of serpentinite mylonites from subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, **327**, 225–238.
 Hirauchi, K., Katayama, I., Uehara, S., Miyahara, M. and Takai, Y. (2010) Inhibition of subductionthrust earthquakes by low-temperature plastic flow in serpentine. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **295**, 349–357.
 Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008) Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi: 10.1029/2007JB005274.
 Hirth, G. and Kohlstedt, D. L. (1996) Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **144**, 93–108.
 Hyndman, R. D. and Peacock, S. M. (2003) Serpentinization of the forearc mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **212**, 417–432.
 Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R. and Uchide, T. (2007) A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, **447**, 76–79.
 Iwamori, H. (1998) Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65–80.
 Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2000) Seismological evidence for the existence of serpentinized mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819–822.
 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行 (2003) 地震発生と水: 地球と水のダイナミクス. 東京大学出版, 392 p.
 Katayama, I., Hirauchi, K., Michibayashi, K. and Ando, J. (2009) Trench-parallel anisotropy produced by serpentine deformation in the hydrated mantle wedge. *Nature*, **461**, 1114–1117.
 Katayama, I., Terada, T., Okazaki, K. and Takinawa, W. (2012) Episodic tremor and slow slip potentially linked to permeability contrasts at the Moho. *Nat. Geosci.*, **5**, 731–734.
 Kawano, S., Katayama, I. and Okazaki, K. (2011) Permeability anisotropy of serpentinite and fluid pathways in a subduction zone. *Geology*, **39**, 939–942.
 川田佳史・島 伸和・沖野郷子 (2009) 海洋地殻構造と地殻内節水循環. 地学雑, **118**, 1037–1063.
 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤 努・高橋 浩・北岡豪一・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本 斉・堀口桂香・戸崎裕貴・切田 司 (2014) 西南日本におけるスラブ深部流体の分布と特徴. 日本水文科学, **44**, 3–16.
 Kulm, L. D., Suess, E., Moore, J. C., Carson, B., Lewis, B. T., Ritger, S. D., Kadko, D. C., Thornburg, T. M., Embley, R. W., Rugh, W. D., Massoth, G. J., Langseth, M. G., Cochrane,

- G. R. and Scamman R. L. (1986) Oregon subduction zone: Venting, fauna, and carbonates. *Science*, **231**, 561–566.
- Maruyama, S. and Okamoto, K. (2007) Water transportation from the subducting slab into the mantle transition zone. *Gondwana Res.*, **11**, 148–165.
- Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K. and Mimura, K. (2003) $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan: surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **216**, 221–230.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001) Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs beneath northeast Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *J. Geophys. Res.*, **106**, 21843–21857.
- Obara, K. (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679–1681.
- Okamoto, A. and Toriumi, M. (2005) Progress of actinolite-forming reactions in mafic schists during retrograde metamorphism: an example from the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *J. Metamorph. Geol.*, **23**, 335–356.
- Okamoto, K. and Maruyama, S. (1999) The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H₂O system. *Am. Mineral.*, **84**, 362–373.
- Okazaki, K. and Katayama, I. (2015) Slow stick-slip of antigorite serpentinite under hydrothermal conditions as a possible mechanism for slow earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1099–1104.
- Peacock, S. M. and Wang, K. (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, **286**, 937–939.
- Poli, S. and Schmidt, M. W. (1995) H₂O transport and release in subduction zones: Experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *J. Geophys. Res.*, **100**, 22299–22314.
- Ranero, C. R., Morgan, J. P., McIntosh, K. and Reichert, C. (2003) Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, **425**, 367–373.
- Reynard, B., Hilairt, N., Balan, E. and Lazzari, M. (2007) Elasticity of serpentines and extensive serpentinization in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi: 10.1029/2007GL030176
- Saffer, D. M. and Tobin, H. J. (2011) Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: fluid flow and pore pressure. *Ann. Rev. Earth Pl. Sc.*, **39**, 157–186.
- Scambelluri, M., Muntener, O., Ottolini, L., Pettke, T. T. and Vannucci, R. (2004) The fate of B, Cl and Li in the subducted oceanic mantle and in the antigorite breakdown fluids. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **222**, 217–234.
- Schmidt, M. W. and Poli, S. (1998) Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**, 361–379.
- 瀬野 轍三 (2005) 世界のプレート運動. 地学雑, **114**, 350–366.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S. and Nakamura, S. (2006) Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, **442**, 188–191.
- Staudigel, H., Davies, G. R., Hart, S. R., Marchant, K. M. and Smith, B. M. (1995) Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites 417/418. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **130**, 105–120.
- 巽 好幸 (1995) 沈み込み帯のマグマ学. 東京大学出版会, 186 p.
- 徳永朋祥 (2003) 地殻浅部での水の移動. 「地震発生と水」(笠原順三・島海光弘・河村雄行 編), 135–154, 東京大学出版会.
- Tsuiji, Y., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008) Tomographic evidence for hydrated oceanic crust of the Pacific slab beneath northeastern Japan: implications for water transportation in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, doi: 10.1029/2008GL034461.
- Underwood, M. B. (2007) Sediment inputs to subduction zones: Why lithostratigraphy and clay mineralogy matter. In *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults* (Dixon T and Moore C. eds) 42–85, Columbia Univ. Press, New York.
- Wada, I., Wang, K., He, J. and Hyndman, R. D. (2008) Weakening of the subduction interface and its effects on surface heat flow, slab dehydration, and mantle wedge serpentinization. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi: 10.1029/2007JB005190.
- Wang, Z., Huang, R., Huang, J. and He, Z. (2008) P-wave velocity and gradient images beneath the Okinawa Trough. *Tectonophysics*, **455**, 1–13.
- Yoshida, T., Kimura, J., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Honda, S., Ishikawa, M., Dicky, O., Prima, A., Kubo, T., Shibazaki, B., Tanaka, A. and Imaizumi, T. (2013) Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc. *Geol. Soc. Lon., Special Publications*, **385**, 335–387.

(編集担当 石塚 治)