地学雑誌
Journal of Geography
116(1) 174–187 2007

沈み込み帯とマントルでの水循環

岩　森　　光*

Water Cycling in Subduction Zones and the Mantle

Hikaru IWAMORI*

Abstract

To understand the transportation and the circulation of water in subduction zones and the mantle, the maximum H_2O content of rocks under variable pressure-temperature conditions was reviewed. The maximum H_2O content is also important for assessing the potential storage of H_2O in the mantle, which shows that the mantle can contain 4.6 to 12.5 times more H_2O than the current ocean mass, assuming a standard geothermal gradient. Although the estimation has a large degree of uncertainty, the mantle is a significant storage, and plays an important role in global water circulation, especially due to the unexpectedly high capacities of nominally anhydrous minerals (NAMs). Based on this information, water circulation in subduction zones (especially in the Japan arcs) and the mantle has been discussed with the relevant numerical modeling and geophysical and geological observations. Consequently, the following points have been clarified: (1) breakdown depths of the major hydrous minerals within and around the subducting slab depend on the thermal structure (deeper for colder environments); (2) when a hot slab, including a spreading mid-ocean ridge, subducts, both water and heat are supplied to the forearc region, contributing to the formation of regional metamorphic belts; (3) both high-pressure-type and high-temperature-type metamorphism occur within a limited time in a single forearc domain associated with ridge subduction; (4) arc magmatism and regional metamorphism are regarded as a series of geological events corresponding to different stages of a temporal change in the thermal state of a subduction zone; (5) although major dehydration of subducting slabs occurs at depths shallower than 200 km, triggering arc magmatism or regional metamorphism, the subducting slab and the bottom portion of the overlying mantle wedge above the slab transport several 100 to several 1000 ppm of H_2O with NAMs to the transition zone; (6) the influx of H_2O into the transition zone by this mechanism is comparable to or exceeds outgassing by magmatism at mid-ocean ridges and hotspots; (7) the influx was suppressed in the past where the potential temperature was high (hot-dry regime), while it will be enhanced in the future as the Earth cools (cold-wet regime), resulting in stabilization and prolongation of mantle convection; and, (8) considering the presence of very cold subduction zones such as central Japan, where a significant amount of water is exceptionally transported to the deep mantle, the present-day Earth is probably in a transition from a hot-dry regime to a cold-wet regime. In any case, the maximum H_2O content in NAMs in the upper mantle controls the influx, which needs to be constrained tightly for more accurate estimations of global water circulation.

Key words：water circulation, subduction, magmatism, metamorphism, mantle
キーワード：水循環，沈み込み，火成作用，変成作用，マントル

* 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻
* Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, University of Tokyo

I. はじめに

沈み込むプレートは，一般に相当量の水を含んでいる。この水が地球内部にどのように持ち込まれるか，また持ち込まれた水がどのように循環するかは，地球表層付近および内部のダイナミクスにとって重要である：固体中および液体中の水および関連する成分（H_2O，OH，H など; 以降は単に「水」とよぶ）は，地球内部物質の相平衡関係や物性（含水相の出現，融点，密度，弾性的・塑性的性質，電気伝導度，各種の拡散係数など）を大きく変化させる（例えば, Bolfan-Casanova, 2005; 駒林, 2007 を参照）。プレートから放出された水は，マントルウエッジに付加されて岩石の融点を下げて沈み込み帯での火山活動を，あるいは岩石の破壊強度を低下させて地震を誘発する（笠原ほか, 2003）。火成活動のみならず，広域変成作用や造山運動にとっても，これらの水が重要であることがわかってきた（Iwamori *et al.*, 2006）。また，マントルに持ち込まれた水が，沈み込み帯で放出されて地表に還元されるのか，あるいはマントル深部に持ち込まれるかどうかは，マントルの物性（密度，粘性など）を通してマントル対流に影響を及ぼし，ひいては地球規模でのダイナミクスや熱史に大きな影響を与えうる（Reymer and Schubert, 1984）。

本論では，まず沈み込みに伴って地球内部に持ち込まれる水の行方と循環を議論する。プレートの沈み込みに伴って圧力・温度が上昇し，岩石中の水が放出される。この過程を定量的に記述するためには，岩石中の最大含水量を圧力・温度の関数として知る必要がある。最大含水量は，地球内部がポテンシャルとしてどの程度の水を含みうるかを評価する上でも重要である。特に，近年研究が進みつつある nominally anhydrous minerals（例えば，olivine のように，従来の化学量論的標準組成からは水を含まないとされる鉱物）中の水が重要であることがわかってきた。これらの知見に基づき，沈み込み帯での火成作用・変成作用と水循環の過程を議論する。その結果として，沈み込み帯での一連の過程を経た後，沈み込むプレートはなおある程度の量の水を含んだまま地球内部に沈み込むと予想される。この「ある程度の量の水」が，地球規模の水循環にとってどのように重要であるのか，ダイナミクスに及ぼす影響も含めて議論を行う。

II. 岩石の最大含水量とマントル中の水

一般に，沈み込むプレートは，堆積物層，玄武岩質層，カンラン岩質リソスフェアからなる。また，沈み込むプレートから放出される水溶液は，マントルウエッジのカンラン岩と反応し，島弧マグマを生成すると考えられる。ここではまず，水に飽和したカンラン岩の相平衡と最大含水量についてまとめ，水の貯蔵庫としてのマントルの重要性を示す。

図 1 には，水に飽和したカンラン岩の相平衡関係が示されている。これらの相平衡関係は，$MgO\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$, $MgO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$ および KLB-1 カンラン岩のシステムにおける高圧実験および熱力学的解析に基づいて得られたものである（Kawamoto, 2004; Komabayashi *et al.*, 2004; Iwamori, 2004, 2007; およびそこに含まれる文献を参照）。比較的低圧・低温の条件（< 5 GPa, 600–700 度以下）では serpentine と chlorite が安定であり，その結果カンラン岩は最大約 7 wt.%の水を含みうる。比較的高圧の条件（> 10 GPa）では，phase A, phase E, superhydrous phase B, phase D などが 1000–1200 度まで安定であり，10 wt.%以上の水を含みうる。いずれの圧力範囲においても，500 度以下での相平衡関係は，より高温での相平衡関係を外挿したものであり，不定性が大きいことに注意されたい（ただし，後の議論にはあまり重要ではない）。

より高温の条件では，これらの主要な含水鉱物は不安定となり，カンラン岩の含みうる水の量は減少する。しかしなお，相当量の水が nominally anhydrous minerals（以降，略して NAMs）に含まれうる。特に遷移層における wadsleyite および ringwoodite の最大含水量は数%に達するが，温度上昇とともに減少すると考えられている（例えば, Smyth, 1987; Inoue *et al.*, 1995; Kawa-

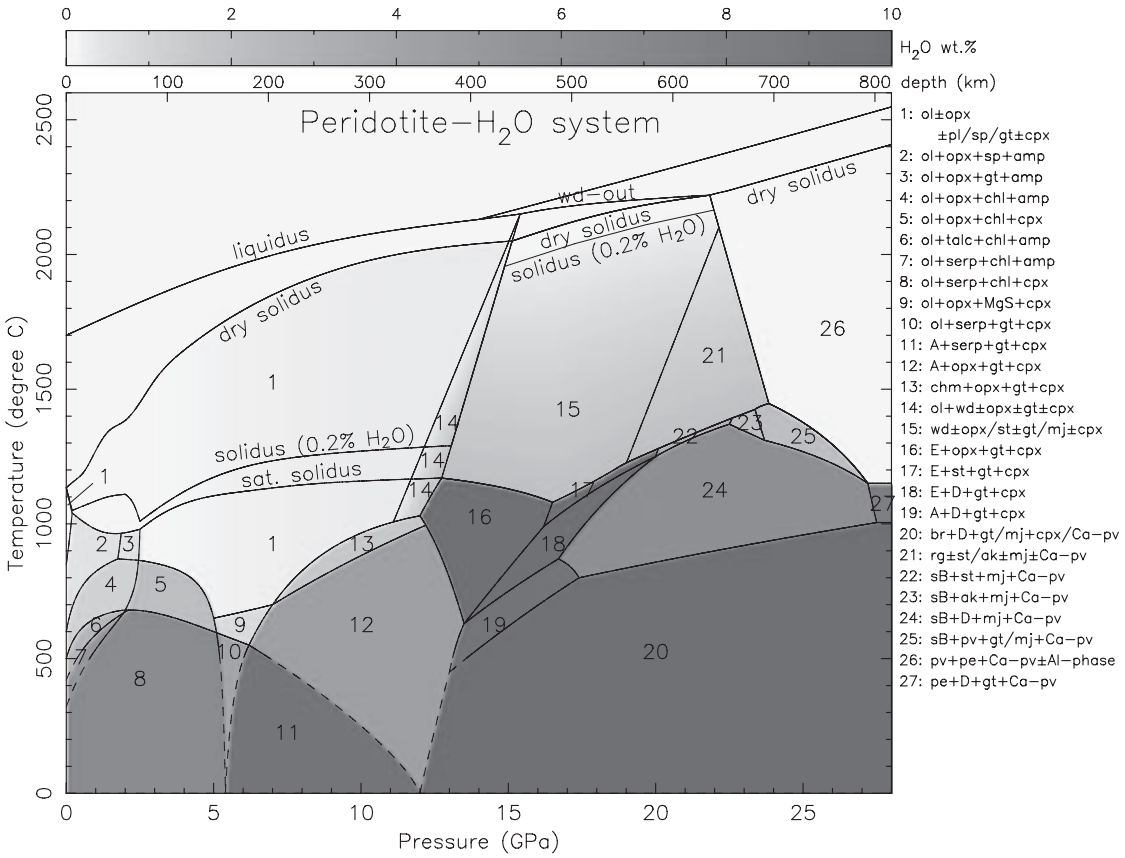

図 1　H_2O に飽和したカンラン岩の相平衡図と固相中の最大含水量，Max（H_2O）．MgO-SiO_2-H_2O，MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O，および KLB-1 組成のシステムにおける高圧実験結果および熱力学的解析（例えば，Kawamoto, 2004; Komabayashi *et al*., 2004）に基づく．Iwamori（2004）より改変．番号 1 から 27 の各領域に対応する相組み合わせが，図の右に示されている．相の略表記は以下の通りである．
ol=olivine; opx=orthopyroxene; cpx=clinopyroxene; pl=plagioclase; sp=spinel; gt=garnet; amp=amphibole; chl=chlorite; serp=serpentine; MgS=Mg-sursassite; A=phase A; chm=clinohumite; wd=wadsleyite; rg=ringwoodite; st=stishovite; mj=majorite; E=phase E; D=phase D; br=brucite; Ca-pv=Ca-perovskite; ak=akimotoite; sB=superhydrous phase B; pv=perovskite; pe=periclase（or magnesiowüstite）; Al-phase=Al-rich phase.

Fig. 1　Phase relation of H_2O-saturated peridotite and maximum content of H_2O in the solid phases（Max（H_2O））, which is based on a compilation of the stability of hydrous phases in MgO-SiO_2-H_2O, MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O, and KLB-1 peridotite systems（modified after Iwamori, 2004）, including those of Kawamoto（2004）and Komabayashi *et al*.（2004）. Phase assemblages of the H_2O-saturated peridotite（field no. 1 to 27）are shown at the right-hand side of the diagram. The abbreviations of the phases are as follows.
ol=olivine; opx=orthopyroxene; cpx=clinopyroxene; pl=plagioclase; sp=spinel; gt=garnet; amp=amphibole; chl=chlorite; serp=serpentine; MgS=Mg-sursassite; A=phase A; chm=clinohumite; wd=wadsleyite; rg=ringwoodite; st=stishovite; mj=majorite; E=phase E; D=phase D; br=brucite; Ca-pv=Ca-perovskite; ak=akimotoite; sB=superhydrous phase B; pv=perovskite; pe=periclase（or magnesiowüstite）; Al-phase=Al-rich phase.

moto *et al.*, 1996; Kohlstedt *et al.*, 1996; Litasov and Ohtani, 2003)。図 1 において，カンラン岩組成の岩石の最大含水量は，水に飽和した実効的な solidus 上で 2 wt.% , 温度上昇とともに最大含水量は減少し，dry solidus 上で 0 wt.%と見積もられている（Iwamori, 2004)。ここで実効的な solidus とは，その温度以上で液体に溶け込むケイ酸塩成分が急増する圧力・温度条件を意味する。遷移層相当の圧力・温度条件は，第二臨界点（水溶液とケイ酸塩メルトが混和して一相となる点）を超えており，厳密な solidus は実効的 solidus よりも低温であることに留意されたい。

上部マントルの主要鉱物である olivine の最大含水量は，圧力とともに増加し，Kohlstedt *et al.*（1996）によって実験的に 13 GPa・1100 度で 0.12 wt.%と決められたが，この含水量の定量値は，Bell and Rossman（2003）による新しい IR スペクトルの検量補正に基づいて，実際にはその 2–4 倍であると再評価された（すなわち最大で 0.5 wt.%)。Olivine の最大含水量は 0.3 GPa では温度とともに増加する（Zhao *et al.*, 2004）が，より高圧下での測定はなく，詳細は今のところ不明である。このために，図 1 では温度依存性は無視されている。Pyroxene 中の最大含水量は，圧力・温度・化学組成（特に Al の含有量）に依存し，olivine と同程度以上と考えられているが，詳しくは制約されていない（例えば，Skogby, 1994; Rauch and Keppler, 2002; Mierdel and Keppler, 2004)。Garnet および majorite 中の最大含水量は数 100 ppm から 1000 数百 ppm 程度である（Lu and Keppler, 1997; Withers *et al.*, 1998; Bolfan-Casanova *et al.*, 2000; Katayama *et al.*, 2003)。これらのデータおよび岩石学的に妥当と考えられる鉱物モード組成に基づき，上部マントルにおける最大含水量が見積もられているが，見積もりには大きな幅がある：例えば，11.5 GPa における最大含水量は，2760 ppm（Bolfan-Casanova, 2005）から 6500 ppm（Hirschmann *et al.*, 2005）までの幅がある。

下部マントルの主要構成鉱物，すなわち，Mg-/Ca-perovskite および magnesiowüstite（いずれも Al や Fe を含みうる）の最大含水量の見積もりにも，実験的および分析的困難さに由来する大きな幅があり，議論の対象である（例えば，Bolfan-Casanova, 2005 のレヴューを参照)。下部マントルについての見積もりの最小値は 10 ppm 程度（Bolfan-Casanova, 2005），最大値は約 2000ppm（Murakami *et al.*, 2002; Litasov *et al.*, 2003）である。

図 2 は，ポテンシャル温度を 1300 度と仮定したときの，マントルの代表的な地温勾配およびその圧力–温度条件に沿った最大含水量を示している（Iwamori, 2007)。およそ 2 GPa 以下の低圧部分を除けば，地温勾配は主要な含水鉱物の安定領域よりも高温側を通るが，マントルの最大含水量は NAMs に水が含まれうることを反映して，なお相当な量である。図 2 には，最小見積もりと最大見積もりに対応する 2 本の最大含水量線が描かれている。最小と最大見積もりの幅に比べれば，温度の不確定性に対する見積もり幅は小さい。例えば，20 GPa（遷移層）における最大含水量は，ポテンシャル温度 1250 度と 1350 度のときには，それぞれ 1.43 および 1.17 wt.%である。

表 1 は，PREM（Dziewonski and Anderson, 1981）の深さ–密度関係を用いて，図 2 に示したモデル地温勾配に沿って最大含水量を積分し，上部マントル，遷移層，下部マントルおよびマントル全体での最大含水量を求めたものである。マントル全体では，現在の海水量の 4.6 から 12.5 倍の水が蓄えられうる。大きな見積もり幅の主要因は，下部マントルの最大含水量の不定性である。Jambon and Zimmermann（1990）は，全地球の実際の含水量を 1300 ppm（550–1900 ppm）と見積もった。そのうちの 18%が海水に相当するが，言い換えるなら，残る水（6.4×10^{21} kg　または海水の 4.5 倍の量の水）は，地球内部に存在することになる。表 1 での見積もりに基づけば，これらの水すべてをマントルだけに蓄えることも可能である（Iwamori, 2007)。いずれにせよ，海水と地球内部が水のやり取りを行えば（例えば，含水プレートの沈み込みおよび海嶺などでの火成活動を通しての脱ガス），地球全体の水のバジェッ

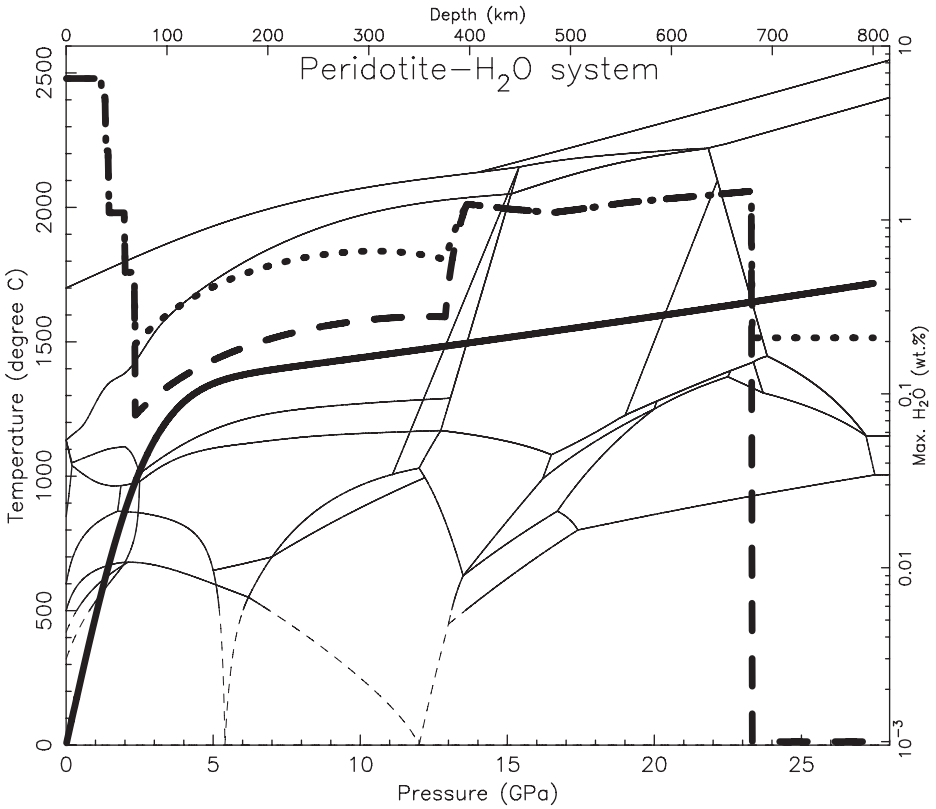

図 2　標準的な地温勾配(太い実線：マントルポテンシャル温度を 1300 度と仮定した時の 60 Ma の海洋プレート下の温度構造に対応）に沿ったマントルの Max（H_2O）の推定値．破線と点線は，それぞれ最小および最大の Max（H_2O）の見積もり値に対応する（詳細は本文を参照）．

Fig. 2　Max（H_2O）along a representative geotherm（thick solid line), corresponding to that beneath an oceanic plate of 60 Ma with a mantle potential temperature of 1300℃, is calculated from Fig. 1. The broken line corresponds to the minimum estimate of Max（H_2O）in the fields of nos. 1 and 26, while the dotted line corresponds to the maximum estimate of Max（H_2O）.

トや循環に大きな影響を与えうる。

以上の議論から，マントルが水の潜在的貯蔵庫として重要であることがわかる。実際にどの程度水を含むかは，独立の証拠（例えば，地震学的あるいは電磁気学的証拠）がさらに必要である。また，地球規模の水循環にマントルがどのようにかかわっているかは，沈み込みに伴う水の行方や，海嶺・プリュームでの火成活動に伴うマントルからの脱水量を評価する必要がある。そのような評価にとって重要な情報の一つが，玄武岩質岩石の含水相平衡である。図 3 は，0–10 GPa, 0–1000 度における玄武岩質岩石の最大含水量を示す。常温常圧付近での最大約 6 % の含水量から，10 GPa での約 0 % まで変化することがわかる。図 1 におけるカンラン岩系とは異なり，関与する反応が多く存在し，固溶体効果も大きいことから，含水量は圧力・温度空間においてほぼ連続的に変化する。ただし，圧力が 1 GPa から 2.5 GPa に増圧するに伴い，角閃岩がエクロガイトに転移して比較的急速に水が放出される（岩石の最大含水量が減少する）ことがわかる。この反応は，実際にプレートが沈み込むときに重要となる。また，海洋地殻の堆積物についても，10 GPa を超える圧力に至るまでの含水相平衡や最大含水量が

表 1　図 2 に示される地温勾配モデルに沿ったカンラン岩の最大含水量.

Table 1　Maximum contents of H_2O of peridotites along the model geotherm shown in Fig. 2.

(unit)	mass (10^{21} kg)	max H_2O (10^{21} kg)	max H_2O (wt.%)	max H_2O (ocean mass)
ocean	1.4	1.4	100	1.0
upper mantle	615	4.2–5.8	0.68–0.95	3.0–4.2
upper mantle*	615	1.1–2.8	0.18–0.45	0.79–2.0
transition zone	415	5.4	1.3	3.8
lower mantle	2955	0.03–6.2	0.001–0.21	0.02–4.4
whole mantle	3985	9.6–17.5	0.24–0.44	6.9–12.5
whole mantle*	3985	6.5–14.4	0.16–0.36	4.6–10.3

The masses of upper mantle (Moho to 410 km depth), transition zone (410–660 km), and lower mantle (660–2886 km) are after Schubert *et al.* (2001), and the mass of the ocean is after McGovern and Schubert (1989). The ranges of the estimated contents correspond to the minimum and maximum estimates shown in Fig. 2.

* The H_2O content at the region from 0 to ~ 3 GPa where Max (H_2O) along the model geotherm exceeds ～ 2 wt. % with the presence of serpentine and chlorite (Fig. 2) is ignored in the estimation, because it strongly depends on the near-surface temperature structure.

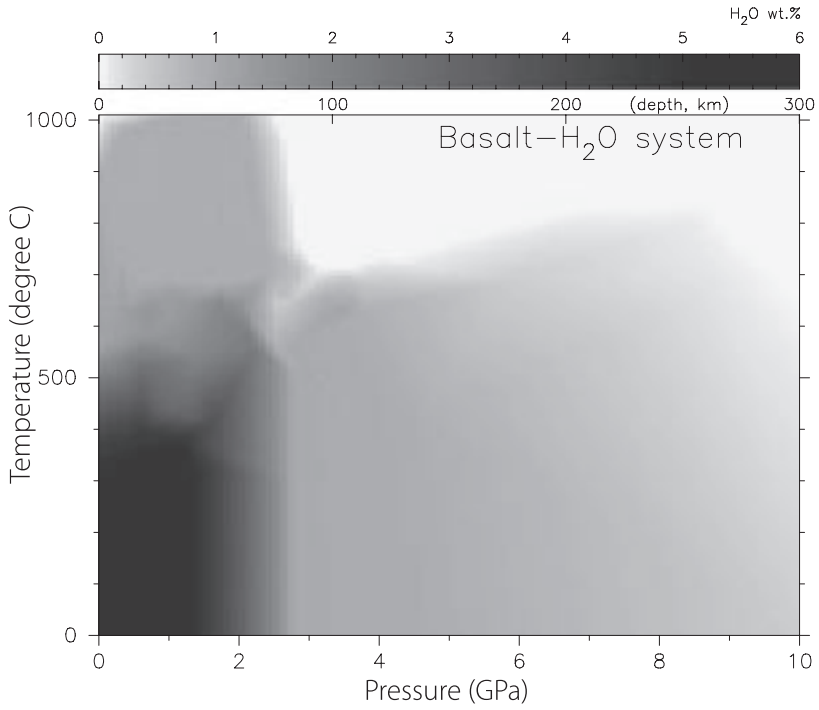

図 3　玄武岩(中央海嶺玄武岩組成)の最大含水量．圧力・温度の連続的な関数として示されている(Schmidt and Poli (1998) に基づき，Iwamori (1998) より改変).

Fig. 3　Maximum content of H_2O in the solid phases of a basaltic system (mid-ocean ridge basalt composition), as a continuous function of pressure and temperature based on Schmidt and Poli (1998), reproduced from Iwamori (1998).

制約されているが（例えば，Ono, 1998），圧力・温度の上昇とともに，数%から0 %近くまで含水量が連続的に変化するという点では玄武岩質岩石と似ている。次章では，地球規模の水循環の入り口としての沈み込み帯に注目し，沈み込んだ水がどのように放出・輸送・循環されるかを議論する。その際，沈み込むスラブを構成する堆積物と玄武岩を一括して海洋地殻物質として扱い，その具体的な最大含水量の数値は玄武岩質岩石の相平衡に基づくものとする。

III．沈み込み帯での水循環

水を含んだスラブの沈み込み過程，スラブからの脱水–移動過程，およびその結果として引き起こされると考えられる現象については，さまざまな手法を用いて研究がなされている。詳細な研究が進んでいる日本列島においては，例えば次のような観測・現象が水の沈み込み–脱水に関連する可能性のあるものとして解析されている。沈み込むスラブ内部および周辺での稍深発地震および二重深発地震面の存在（例えば, Yamasaki and Seno, 2003），マントルウエッジにおける 高ポワッソン比を示す領域の存在（Kamiya and Kobayashi, 2000），沈み込むスラブとマントルウエッジ境界付近に存在するグーテンベルグ–リヒター関係における高いb値を持つ領域（Wyss *et al.*, 2001），大規模な非火山性微動の発生と移動（Obara, 2002），マントルウエッジ中の顕著な低速度領域の存在（Zhao *et al.*, 1992; Iwamori and Zhao, 2000; Nakajima *et al.*, 2001, 2005），島弧マグマ中の ^{10}Be の存在（Tera *et al.*, 1986），島弧マグマの生成条件（含水量・含水相平衡）（Tatsumi *et al.*, 1983）などである。これらの観測や制約条件は，沈み込み帯における流れ（マントル対流および水溶液・メルト），温度構造，岩石の含水相平衡（岩石の溶融および水溶液・メルトとの反応を含む）を同時に考慮することによって結び付けられ，実際の場を制約することができる。そのような試みは，東北日本についてはIwamori and Zhao（2000）によってなされ，スラブからの脱水・移動・溶融過程に制約が与えられた。また，太平洋プレートとフィリピン海プレートの2枚のプレートが重なるようにして沈み込む中部日本，およびフィリピン海プレートのうちでも比較的若い四国海盆が沈み込む西南日本のそれぞれについても同様な手法によって制約が与えられており（Iwamori, 2000; Zhao *et al.*, 2000），以下ではこれらの結果に基づいて沈み込み帯の水循環を議論する。

Iwamori and Zhao（2000）は，前章で示した岩石の含水相平衡およびマントル対流と水溶液の流れと化学反応を考慮した二相流の数値モデルに基づき，東北日本下沈み込み帯の温度分布，水・マグマの分布を再現した。さらにそれを地震波速度構造として焼直し，実際のトモグラフィーと比較を行った。その結果，（1）海洋地殻物質とともに沈み込んだ水の多くは，主に角閃岩がエクロガイトに転移する反応に伴って深さ 30–80 km の間で水溶液として固体から放出される，（2）この水溶液は，周囲の岩石との密度差に応じて上昇し，スラブ直上のマントルウエッジ底部において蛇紋岩層を形成する，（3）蛇紋岩層は沈み込むスラブに引きずられて深さおよそ 150 km 付近まで持ち込まれ，そこで serpentine・chlorite が脱水分解し上方に水溶液が供給される，（4）水溶液は浸透流としてマントルウエッジ中央部の高温領域に達し溶融を引き起こすことがわかった（図4a）。この場合，水溶液が主に供給されるのは，従来の説（例えば, Tatsumi, 1989）のように火山フロント直下ではなく，まず背弧下で水溶液の上昇・溶融が起こり，そこからさらにフロントに向かって水溶液やマグマが供給されることになる。このことは，地震波低速度領域，およびb値（グーテンベルグ–リヒターの関係式のパラメターの一つ）の高い領域の分布などからも支持されている（Nakajima *et al.*, 2001; Wyss *et al.*, 2001; Iwamori, 2007）。この場合，海洋地殻とともに沈み込んだ水の多くは地表に還元されることになる。

このモデルでは，移動する水溶液は周囲の岩石と局所化学平衡を保ちながら（すなわち，十分に化学反応を起こしながら）移動することが仮定されている。もし，割れ目などを通して化学反応が

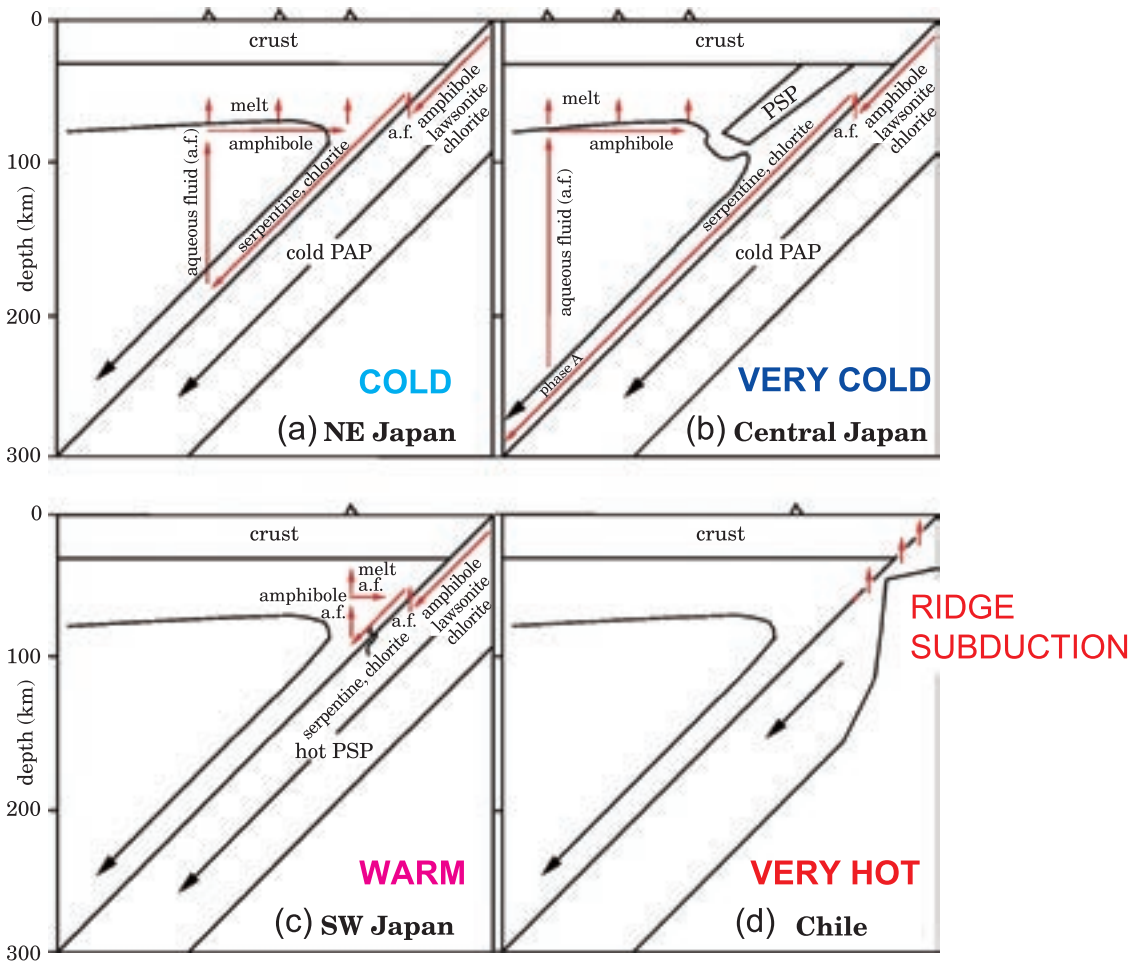

図 4　沈み込み帯における水輸送の経路と水を運ぶ相を示した模式図：(a) 冷たい場（東北日本），(b) 例外的に冷たい場（中部日本），(c) 暖かい場（西南日本，九州北部），(d) 海嶺沈み込み時の熱い場（南米チリ）．

Fig. 4　Schematic figure showing transportation paths of H_2O and the transportation agents along the paths beneath (a) cold subduction zone (NE Japan), (b) very cold subduction zone (central Japan), (c) warm subduction zone (SW Japan, north Kyushu), and (d) very hot subduction zone (Chile).

十分に起こらない場合には，沈み込む海洋地殻から放出された水溶液が，前弧から火山フロント直下付近で上昇することが数値計算モデルによって示されている（Iwamori and Zhao, 2000）。このとき，前弧領域のマントルウエッジ内に顕著な地震波低速度領域が形成されるが，実際にはそのような低速度領域は観察されていない。このことも，間接的に，上記のモデル（図 4a）を支持する。

図 4b は Iwamori（2000）に基づく中部日本下（およそ銚子–白山を通る東西方向の断面）での水循環とマグマ生成の配置を描いたものである。中部日本では，東側からの太平洋プレートの沈み込みに加えて，南東方向からフィリピン海プレートが沈み込んでいる（図 4b の断面にほぼ垂直な方向）。その速度は太平洋プレートに比べると遅いため，図 4b では，太平洋プレートの形作るマン

トルウエッジ中のスタグナントなブロックとしてモデル化されている。このブロックは，太平洋プレートの沈み込みに伴うマントルウエッジ内の対流，特に背弧からの熱い物質がコーナー付近に流入することを妨げる。その結果，沈み込む太平洋プレートに沿っての地温勾配が低く，主要な脱水反応がより深くで起こるようになる（和達–ベニオフ面の深さにして 200–300 km）。このために海溝から遠く離れた場所で，両白山地のような火成活動が起こると推定されている（Iwamori, 2000）。また，このような冷たい場で脱水反応がより深部にシフトした結果，serpentine や chlorite が分解した後も phase-A が安定となり，沈み込んだ水の一部が 300 km 以深にまで持ち込まれることになる（島弧の伸び方向 1 km について 2.3×10^9 kg/y の水; Iwamori, 2000）。

図 4c はフィリピン海プレートのうちでも比較的若い四国海盆が沈み込む西南日本について，北九州の久住山を通る北西–南東方向の断面について水循環とマグマ生成の配置を描いたものである（Zhao *et al.*, 2000）。四国海盆は，およそ 20 Ma（15–27 Ma）に形成された比較的暖かい海盆であり（Okino *et al.*, 1994），このために沈み込むスラブ沿いの地温勾配が比較的高く，脱水反応がより浅所で起こる。ただし水を運ぶ担い手となる鉱物相の出現順序は東北日本（図 4a）と同じである。この場合，地震波低速度領域は背弧領域ではなく火山フロント下から前弧領域にかけて広がると予想されるが，この予想と実際のトモグラフィーとは良く一致する。

沈み込むプレートがさらに若く，プレート沿いの地温勾配が高くなると，スラブからの脱水はさらに浅所で起こり，本来島弧火山のマグマが生成される場所まで水が届かなくなると予想される。具体的には，沈み込むプレートの年齢が 5 Ma よりも若くなると，沈み込む海洋地殻からの脱水は前弧領域で完了し，通常の島弧火成活動は起こらなくなる。その代わりに，海嶺の沈み込みを含む熱いプレートからの熱と水の供給を同時に受ける前弧域，特に上盤側島弧地殻物質（付加体物質など）では「スチーム付アイロン」を下から押し当てられるようにして，広域変成作用が起こることがわかってきた（図 4d; Iwamori, 2000）。

この変成作用の条件を詳しく解析すると，海嶺が沈み込む前後の比較的短い期間において（数十 Ma の期間），高圧力／温度型（いわゆる高圧型）と低圧力／温度型（いわゆる高温型）の変成作用がほぼ同時に起こることもわかってきた。これは，(1) いわゆる「高圧型」の変成圧力・温度条件も，沈み込み帯の平均的な温度構造と比較すると高温の条件に対応し，海嶺沈み込みのような熱源が必要であること，(2) そのような高温場のなかでも，「高温型」の変成圧力・温度条件は，まさに海嶺の軸部が沈み込む最高温度部・最高温度時期に対応し，海洋地殻および上盤側島弧地殻物質の部分溶融と花崗岩質マグマの生成を伴うこと，(3) このような海嶺が通過する場では，圧力・温度条件が時間的・空間的に大きく変化し，限られた空間内（ある単一の付加体内部）で比較的短時間内（数千万年以内）に (1) と (2) の両者が出現することに対応している。世界に普遍的に見出される「対の変成帯」（Miyashiro, 1961）がこのような海嶺沈み込みの産物であると解釈された（Iwamori, 2000）。また，本来島弧マグマを生成しうる場所にまで水を運ぶことができず，前弧領域で脱水を完了してしまうという予想は，例えば，現在チリ三重会合点（海嶺がチリ海溝にまさに沈み込んでいる RTT（ridge-trench-trench）会合点）付近でアンデスの島弧火山活動が途切れていることを説明可能である。

IV. 地球規模の水循環

前章における議論から，沈み込み帯の水循環とその結果としての火成–変成作用は，主に沈み込むプレートおよびその周辺の熱構造に強く依存することがわかる。沈み込む海洋地殻物質から放出される水の多くは，マントルウエッジ底部の蛇紋岩層にトラップされるが，最終的には serpentine・chlorite が分解して上方に輸送され，火成活動などを経て地表に還元される。水が持ち込まれる最大深度（serpentine・chlorite の分解深度）は，沈み込むスラブとその周辺の温度構造に依存

し，沈み込み速度が一定の場合には，沈み込むプレートが古いほど深く（東北日本），若いほど浅くなる（西南日本）。海嶺沈み込みのような極端に熱いプレートの沈み込みに際しては，水は前弧領域で集中的に放出されて変成帯の形成に貢献する。通常の島弧火成活動と，島弧で起こる高圧変成帯と高温変成帯などの広域変成作用までもが別個の現象ではなく，沈み込むプレートの熱的状態が変化した場合の異なるステージとして統一的に理解されるのである（図 4，図 5）。

いずれの場合にも，海洋地殻とともに沈み込んだ水の大部分は地表に還元されるが，中部日本のように二重の沈み込みに伴う例外的に冷たい場では，沈み込んだ水の数十パーセントは phase-A によってさらに深部（マントル遷移層）にまで持ち込まれる。このような地域は世界的にもまれであり，例外的に地球深部に対して水漏れを起こしている地域であるといえよう。

以上のような沈み込み帯での水輸送とその多様性は，マントル対流と地球の熱史にとっても重要な意味を持つ。マントルポテンシャル温度が高い過去の時代には，沈み込むスラブが高温であるが故に水はマントル中に持ち込まれにくい（hot-dry regime）。地球が冷却するに従って，より多くの水が地球内部に持ち込まれるようになり（cold-wet regime），マントルの粘性や溶融温度が低下する。この場合には，ポテンシャル温度低下のみから予想されるほどにはレイリー数は低下しない（すなわち，熱対流はそれほどには衰えない）。この負のフィードバックは，地球の対流運動を安定化・長期化させる。このような観点からは，現在の地球は，中部日本やアンデスのような地球深部への水漏れを起こしている場所が例外的に存在することから判断して，hot-dry regime から cold-wet regime への転移期にあるといえる。

太平洋プレートの沈み込む東北日本は，沈み込み帯の中でも冷たい場であることを考慮すると，ほとんどの沈み込み帯では（中部日本のような例外を除けば），海洋地殻物質とともに沈み込んだ水は深さ 200 km までに放出・上昇し，マグマ生成や変成作用を引き起こしつつ地表に還元される（図 5）。沈み込んだ物質の高い脱水率は，ある化学的特徴を示す mid-ocean ridge basalts（脱水を経て沈み込んだ物質が再び地表に還元されたものと推測されている）の組成に基づく議論（Dixon *et al.*, 2002）と整合的である。

しかし，主要な脱水反応が深さおよそ 200 km までで完了した後も，NAMs によってなお水が深部に持ち込まれる。Forneris and Holloway（2003）は，主要含水鉱物が脱水分解した後の海洋地殻玄武岩（coesite を含む eclogite）は 0.015 から 0.05 wt.%の水を含みうると見積もった。沈み込むスラブ直上のマントルウエッジの底部は，さらに大量の水を運びうる：serpentine や chlorite が 100–150 km の間で脱水分解した後も，なお 0.11 から 0.42 wt.%の水を olivine, pyroxenes, garnet によって運びうる（Iwamori, 2007）。水がマントルウエッジ中央部の高温領域に供給されて，はじめて島弧マグマが生成されうるので，島弧火成活動が起こっている場所では，スラブから溶融領域の間は水に飽和しているはずである。したがって，スラブによって引きずり込まれるマントルウエッジは上記の量の水を含んでいるはずであり，その厚さは 20–40 km 程度と予想される。

地球上におけるプレート収束境界の総延長と平均沈み込み速度（3.7×10^7 m および 8 cm/yr; Reymer and Schubert, 1984），海洋地殻の平均厚さ（7 km; White *et al.*, 1992）および平均密度 3×10^3 kg/m^3 を仮定すると，沈み込むスラブおよびスラブによって引きずり込まれるマントルウエッジ中の NAMs によってマントル遷移層に運ばれる水の量は 1.1×10^{11} から 7.8×10^{11} kg/yr と見積もられる（Iwamori, 2007）。見積もりの最大値は，上部マントルの鉱物組み合わせに対する最大含水量の見積もり（図 2 の点線; Hirschmann *et al.*, 2005 に基づく）および含水マントルウエッジの厚さ 40 km（図 5）を仮定したときの値である。一方，最小値である 1.1×10^{11} kg/yr は，図 2 の破線の見積もり（Bolfan-Casanova, 2005）および含水マントルウエッジの厚さ 20 km に基づく。

Seno and Yamanaka（1996）および Yamasaki and Seno（2003）はいくつかの沈み込むスラブ中

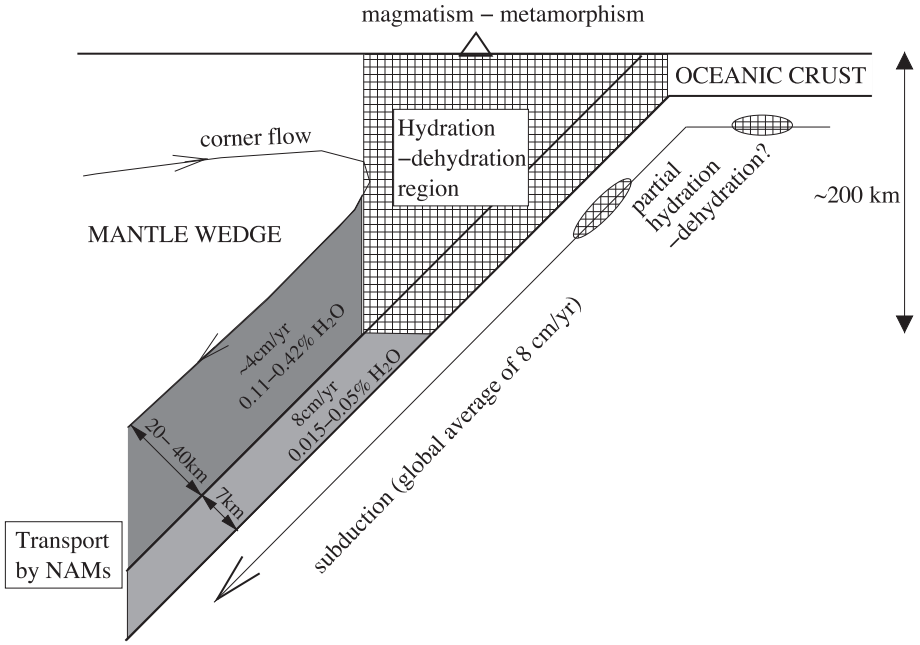

図 5　水輸送の様式が大きく異なる 2 つの領域を示す模式図：(1) およそ 200 km よりも浅い場所では，マントルウエッジは，主要含水鉱物の分解に伴う沈み込むスラブからの水の供給をうけ，火成活動–変成作用が引き起こされる，(2) より深い場所では，沈み込む海洋地殻およびマントルウエッジ底部における NAMs が相当量の水を地下深部に持ち込む(灰色で示され，“ Transport by NAMs ”とラベルされている領域)．NAMs によって遷移層に持ち込まれる水の量が示されている（詳細は本文を参照）．

Fig. 5　Schematic illustration showing the existence of two different domains within subduction zones in terms of the transportation of H_2O: (1) at relatively shallow depths (*e.g.*, shallower than 200 km), the mantle wedge undergoes significant hydration from the slab and dehydration of major hydrous minerals (hatched domain labeled“ Hydration-dehydration region ”), and (2) at depths greater than the domain (1), the nominally anhydrous mineral phases (NAMs) in both subducting oceanic crust and overlying mantle wedge can carry a significant amount of H_2O to the deep mantle (shaded domains labeled“ Transport by NAMs ”). The amount of H_2O transported to the deep mantle (*i.e.*, transition zone and lower mantle) is estimated from the maximum H_2O content in the nominally anhydrous minerals, considering geometry and velocities as shown in the figure (see text for details).

の海洋プレートのリソスフェアマントルに対応する部分で観測される二重地震面（あるいはその一部）が serpentine の脱水分解反応に伴う不安定破壊に対応すると考えた。この場合，沈み込む海洋プレートのリソスフェアマントルは，少なくとも部分的には水和していることになる。近年，double-reference 法に基づく東北日本下での高解像度トモグラフィーの結果から，Zhang *et al.* (2004) は高い Vp/Vs 領域が沈み込むスラブ内に部分的に存在することを見出したが，スラブ全体が serpentine に富むという証拠は見出せなかった。沈み込む海洋プレートのリソスフェアマントルに水が含まれるとしても少量かつ局在化している可能性がある。いずれの場合にも，マントル深部に持ち込まれる水の量についての本論文での見積もり（1.1×10^{11} から 7.8×10^{11} kg/yr）は，この水を無視しており，これを加えれば見積もり量は増加する。

最小の見積もり量である 1.1×10^{11} kg/yr は，海嶺およびホットスポットでの火成活動に伴うマントルからの脱ガス量（およそ 1.2×10^{11} kg/yr; Ito *et al.*, 1983）に匹敵する。この場合，沈み込みによるマントルへの水の注入量と脱ガス量はほぼ釣り合うことになる。このような釣り合いは，パラメター化マントル対流と水循環を組み合わせたボックスモデルでも（準）定常状態として再現されている（McGovern and Schubert, 1989）。

もし水の注入量が最大の見積もり量（7.8×10^{11} kg/yr）に近い場合には，6.6×10^{11} kg/yr の余剰量は地球内部のどこかに蓄積されなくてはならない。Jambon and Zimmerman（1990）に基づけば，地球内部の水総量は，6.4×10^{21} kg（現在の海水量の約 4.5 倍）である。この量は，表 1 のマントルの最大含水量よりも小さく，したがって過剰に持ち込まれた水の全量をマントルに蓄積することも可能である。6.6×10^{11} kg/yr の水が地球内部に蓄積されていくならば，海水は 2.1 Gyr で完全に地球内部に吸収されることになる。しかし，そのような大きな変化は，大古代以来の freeboard 一定に基づく海水量と大陸地殻成長の歴史についてのモデル（Reymer and Schubert, 1984）とは合わない。海洋プレートのリソスフェアマントルに相当量の水が含まれる場合には，この不釣合いの度合いはさらに大きくなり，水のマントルへの流入量の最大見積もり値をさらに非現実的なものとする。

V. ま と め

本論文では，まず地球内部での水循環を議論する上で基礎データとなる鉱物・岩石中の最大含水量についてのレヴューを行った。最大含水量は，地球内部がポテンシャルとしてどの程度の水を含みうるかを評価する上でも重要であり，マントルが，現在の海水量の 4.6 から 12.5 倍の量の水を含みうることを明らかにした。これまでの高圧実験・試料分析では，マントルを構成する各鉱物の最大含水量が圧力・温度の関数として十分な精度で求まってはおらず，上記の大きな見積もり幅をもたらす。しかし，見積もり幅を考慮しても，マントルが地球規模の水循環に果たす役割は大きく，特に nominally anhydrous minerals 中の水が重要であることがわかってきた。これらの知見に基づき，沈み込み帯，特に日本列島での火成作用・変成作用と水循環の過程が議論された。その結果，（1）主要含水鉱物の分解深度は，沈み込むスラブとその周辺の温度構造に依存し，沈み込み速度が一定の場合には，沈み込むプレートが古いほど深く，若いほど浅くなること，（2）海嶺沈み込みのような極端に熱いプレートの沈み込みに際しては，水は前弧領域で集中的に放出され，変成帯の形成に貢献すること，（3）高圧型変成帯と高温型変成帯は，（2）のイベントに際してある限られた時間・空間内で一連のプロセスとして形成されること，（4）通常の島弧火成活動と島弧で起こる広域変成作用は，別個の現象ではなく，沈み込むプレートの熱的状態が変化した場合の異なるステージとして統一的に理解されること，（5）これらの火成–変成作用をもたらすスラブからの脱水反応は，主に 200 km 以浅で起こるが，沈み込むスラブおよびマントルウエッジ底部は，なお数百から数千 ppm の水を NAMs に含んだまま沈み込み，遷移層にまで水を持ち込むこと，（6）その量は，海嶺やホットスポット火成活動での脱ガス量に匹敵するあるいは上回ること，（7）持ち込まれる水の量は，ポテンシャル温度が高かった過去においては抑制され（hot-dry regime），ポテンシャル温度が低い未来の地球においては促進される傾向があり（cold-wet regime），マントル対流を安定化し長期間維持しうること，（8）現在は，中部日本など，地下深部に対して水漏れを起こしている場所が存在することを考慮すると，hot-dry regime から cold-wet regime への転換期にあると考えられることなどがわかった。いずれの場合にも，マントルウエッジ底部および沈み込むスラブ内での上部マントルの NAMs に含まれうる水の量が，地球規模の水循環に大きな影響を与えることになり，正確な議論を行うために，これらの基礎データをさらに充実させる必要がある。

謝　辞

本研究を進める上で，飯高　隆氏，川本竜彦氏，Guillaume Richard 氏，Peter Ulmer 氏には貴重な助言をいただきました。査読者である瀬野徹三氏，本多了氏からは貴重なコメントをいただき，論文改訂の上で大変有用でした。ここに感謝いたします。

文　献

Bell, D.R. and Rossman, G.R. (2003): Hydroxide in olivine: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2105, doi: 10.1029/2001JB000679.

Bolfan-Casanova, N. (2005): Water in the Earth's mantle. *Mineral. Mag.*, **69**, 229–257.

Bolfan-Casanova, N., Keppler, H. and Rubie, D.C. (2000): Water partitioning between nominally anhydrous minerals in the MgO-SiO_2-H_2O system up to 24 GPa: Implications for the distribution of water in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **182**, 209–221.

Dixon, J.E., Leist, L., Langmuir, C. and Schilling, J.-G. (2002): Recycles dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt. *Nature*, **420**, 385–389.

Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L. (1981): Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297–356.

Forneris, J.F. and Holloway, J.R. (2003): Phase equilibria in subducting basaltic crust: Implications for H_2O release from the slab. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **214**, 187–201.

Hirschmann, M.M., Aubaud, C. and Withers, A.C. (2005): Storage capacity of H_2O in nominally anhydrous minerals in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **236**, 167–181.

Inoue, T., Yurimoto, H. and Kudoh, Y. (1995): Hydrous modified spinel, $Mg_{1.75}SiH_{0.5}O_4$: A new water reservoir in the mantle transition region. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 117–120.

Ito, E., Harris, D.M. and Anderson, A.T. (1983): Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 1613–1624.

Iwamori, H. (1998): Transportation of H_2O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65–80.

Iwamori, H. (2000): Deep subduction of H_2O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **181**, 41–46.

Iwamori, H. (2004): Phase relations of peridotites under H_2O-saturated conditions and ability of subducting plates for transportation of H_2O. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **227**, 57–71.

Iwamori, H. (2007): Transportation of H_2O beneath the Japan arcs and its implications for global water circulation. *Chem. Geol.*, **239**, 182–198.

Iwamori, H. and Zhao, D. (2000): Melting and seismic structure beneath the northeast Japan arc. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 425–428.

Iwamori, H., Richardson, C. and Maruyama, S. (2006): Numerical modeling of thermal structure, circulation of H_2O, and magmatism-metamorphism in subduction zones: Implications for evolution of arcs. *Gondwana Res.*, **11**, 109–119.

Jambon, A. and Zimmermann, J.L. (1990): Water in oceanic basalts: Evidence for dehydration of recycled crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **101**, 323–331.

Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2000): Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819–822.

笠原順三・鳥海光弘・河村雄行編 (2003): 地震発生と水．東京大学出版会.

Katayama, I., Hirose, K., Yurimoto, H. and Nakashima, S. (2003): Water solubility in majoritic garnet in subducting oceanic crust. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2155, doi:10.1029/2003GL018127.

Kawamoto, T. (2004): Hydrous phase stability and partial melt chemistry of H_2O-saturated KLB-1 peridotite up to the uppermost lower mantle conditions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **143–144**, 387–395.

Kawamoto, T., Herving, R.L. and Holloway, J.R. (1996): Experimental evidence for a hydrous transition zone in the early Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **142**, 587–592.

Kohlstedt, D.L., Keppler, H. and Rubie, D.C. (1996): Solubility of water in the α, β and γ phases of $(Mg, Fe)_2SiO_4$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 345–357.

駒林鉄也 (2007): 含水カンラン岩の相関係と地球内部における水循環への応用．地学雑誌，**116**，154–173.

Komabayashi, T., Omori, S. and Maruyama, S. (2004): Petrogenetic grid in the system MgO-SiO_2-H_2O up to 30 GPa, 1600℃: Applications to hydrous peridotite subducting into the Earth's deep interior. *J. Geophys. Res.*, **109**, B03206, doi: 10.1029/2003JB002651.

Litasov, K. and Ohtani, E. (2003): Stability field of various hydrous phases in CMAS pyrolite-H_2O system up to 25 GPa. *Phys. Chem. Mineral.*, **30**, 147–156.

Litasov, K., Ohtani, E., Langenhorst, F., Yurimoto, H., Kubo, T. and Kondo, T. (2003): Water solubility in Mg-perovskite and water storage capacity in the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **211**, 189–203.

Lu, R. and Keppler, H. (1997): Water solubility in pyrope to 100 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **129**, 35–42.

McGovern, P.J. and Schubert, G. (1989): Thermal evolution of the Earth: Effects of volatile exchange between atmosphere and interior. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**, 27–37.

Mierdel, K. and Keppler, H. (2004): The temperature dependence of water solubility in enstatite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 305–311.
Miyashiro, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, **2**, 277–311.
Murakami, M., Hirose, K., Yurimoto, H., Nakashima, S. and Takafuji, N. (2002): Water in Earth's lower mantle. *Science*, **295**, 1885–1887.
Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001): Three-dimensional structure of VP , VS and VP /VS beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *J. Geophys. Res.*, **106**, 21843–21857.
Nakajima, J., Takei, Y. and Hasegawa, A. (2005): Quantitative analysis of the inclined low-velocity zone in the mantle wedge of northeastern Japan: A systematic change of melt-filled pore shapes with depth and its implications for melt migration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **234**, 59–70.
Obara, K. (2002): Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679–1681.
Okino, K., Shimakawa, Y. and Nagaoka, S. (1994): Evolution of the Shikoku Basin. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **46**, 463–479.
Ono, S. (1998): Stability limits of hydrous minerals in sediment and mid-ocean ridge basalt compositions: Implications for water transport in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **103**, 18253–18267.
Rauch, M. and Keppler, H. (2002): Water solubility in orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 525–536.
Reymer, A. and Schubert, G. (1984): Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, **3**, 63–77.
Rüpke, L.H., Morgan, J.P., Hort, M. and Connolly, J.A.D. (2004): Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **223**, 17–34.
Schmidt, M. and Poli, S. (1998): Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**, 361–379.
Schubert, D., Turcotte, D.L. and Olson, P. (2001): *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
Seno, T. and Yamanaka, Y. (1996): Double seismic zones, compressional deep trench-outer rise events, and superplumes. in *Subduction*: *Top to Bottom* edited by Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H. and Platt, J.P., *Geophys. Monogr.*, Am. Geophys. Union, Washington DC, **96**, 347–355.
Skogby, H. (1994): OH incorporation in synthetic clinopyroxene. *Am. Mineral.*, **79**, 240–249.
Smyth, J.R. (1987): β-Mg_2SiO_4: A potential host for water in the mantle? *Am. Mineral.*, **72**, 1051–1055.
Tatsumi, Y. (1989): Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **94**, 4697–4707.
Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H. and Kushiro, I. (1983): Generation of arc basalt magmas and thermal structure of mantle wedge in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **88**, 5815–5825.
Tera, F., Brown, L., Morris, J., Sacks, I.S., Klein, J. and Middleton, R. (1986): Sediment incorporation in island-arc magmas: Inferences from ^{10}Be. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 535–550.
Turcotte, D.L. and Schubert, G. (1982): *Geodynamics*: *Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley, New York.
White, R.S., McKenzie, D. and O'Nions, R.K. (1992): Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19683–19715.
Withers, A.C., Wood, B.J. and Carroll, M.R. (1998): The OH content of pyrope at high pressure. *Chem. Geol.*, **147**, 161–171.
Wyss, M., Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2001): Source and path of magma for volcanoes in the subduction zone of northeastern Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1819–1822.
Yamasaki, T. and Seno, T. (2003): Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2212, doi:10.1029/2002JB001918.
Zhang, H., Thurber, C.H., Shelly, D., Ide, S., Beroza, G.C. and Hasegawa, A. (2004): High-resolution subducting-slab structure beneath northern Honshu, Japan, revealed by double-difference tomography. *Geology*, **32**, 361–364.
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.
Zhao, D., Asamori, K. and Iwamori, H. (2000): Seismic structure and magmatism of the young Kyushu subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2057–2060.
Zhao, Y.-H., Ginsberg, S.B. and Kohlstedt, D.L. (2004): Solubility of hydrogen in olivine: Dependence on temperature and iron content. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **147**, 155–161.

（2006 年 9 月 1 日受付，2006 年 10 月 16 日受理）