泥火山周辺の地質構造と地下水の地化学特性

— 新潟県十日町市蒲生における検討 —

石 原 朋 和* 田 中 和 広**

Geological Structure and Groundwater Geochemistry around Mud Volcanoes in the Kamou Area, Tokamachi City, Niigata Prefecture

Tomokazu ISHIHARA* and Kazuhiro TANAKA**

Abstract

Mud volcanoes are defined as conical geometric high mounds composed of erupted mud that originates deep underground, and are induced by abnormal pore water pressure. It is well known that a serious problem occurred due to swelling mudstone during tunnel construction work in the Tertiary sedimentary basin in Japan. The swelling mudstone is partly caused by the activity of mud volcanoes. However, it has not been demonstrated in the field yet. Boreholes with a depth of 120 m were drilled at an altitude of 329 m inside a depression in the Kamou area, Tokamachi City, Niigata Prefecture where two active mud volcanoes and an inactive mud volcano are distributed and the Nabetachiyama Tunnel with swelling mudstone is located. Geologic structure and geochemical properties of groundwater around the mud volcanoes were studied by core logging and geochemical analysis of pore water squeezed from cores. Humus soil occurs from ground surface to a depth of 2.1 m. Erupted deposits composed of mudstone fragments and clay are located in the interval from 2.1 m to 5.8 m in depth. Intact massive mudstone is located from 5.8 m to about 50 m in depth. Mud breccia composed of mudstone fragments and scaly soft clay is located from fifty meters in depth to the bottom of a borehole. Mud breccia is classified into two types based on its textural and structural characteristics. The distribution of each type of mud breccia suggests that mud breccia was formed by hydro-fracturing caused by the activity of a mud volcano mainly at depths greater than fifty meters. As a result of an XRD analysis of clay minerals and XRF analysis of rock, Ca-type smectite is found to be dominant and CaO content is rich from the ground surface to 55 m in depth, whereas Na-type smectite is dominant and Na₂O content is rich at depths greater than 50 m. Groundwater squeezed from cores greater than fifty meters in depth is highly saline. Therefore, the cation exchange from Ca²⁺ to Na⁺ occurred due to the highly saline groundwater. In summary, saline pressurized groundwater ascended with hydro-fracturing to a depth of fifty meters and replaced the fresh groundwater. Variation of stable isotope ratios of pore water with depth supports the assumption above.

Key words : mud volcano, mud breccia, abnormal pore water pressure, saline groundwater, clay mineral

キーワード : 泥火山, マッドブレッチャー, 異常間隙水圧, 塩水地下水, 粘土鉱物

* 財団法人鉄道総合技術研究所防災技術研究部

** 山口大学理工学研究科

* Disaster Prevention Technology Division, Railway Technical Research Institute

** Graduate School of Science and Engineering, Yamaguchi University

I. はじめに

泥火山は石油に関係するガスや火山性のガスを伴って噴出した泥や岩片により形成された円錐状の高まりと定義されている (Bates and Jackson, 1987)。泥火山の分布は世界各地で認められており (例えば, Milkov, 2000), 特に海域の泥火山については, 主に天然ガスなどの資源探査の観点から, 海上音波探査による泥火山の分布, 地下構造探査, 異常間隙水圧層の発生と流体の移動メカニズム, ガスハイドレートの形成や移動との関連性などに関する検討がなされている (例えば, Milkov, 2000; Baba and Yamada, 2004; Haese *et al.*, 2006)。しかし, 海域における研究では物理探査による調査・検討が主であり, ボーリング調査などによる泥火山の地下構造に関する直接的な検討は技術的にも, 経済的にも困難であるため, 一般的ではない。

一方, 陸域の泥火山に関しては, 海域で実施される精度の良い物理探査が難しいことなどの理由により, 地球科学的な研究例は少ない。しかし, 陸上は人間活動の場であり, 泥火山およびその活動が人間活動に与える影響を考えると, その活動特性や地下構造などに関する検討は重要な研究課題である。また, ボーリング調査や露頭調査などにより, 直接泥火山の内部構造を観察し, 採取した噴出物の分析や活動のモニタリング等が可能というメリットがある。

本調査地域である新潟県十日町市蒲生地区には, 膨潤性地山による難工事となった鍋立山トンネルが地下 180 m 付近を通過している。トンネルの掘削時にはいわゆる膨潤性地山によるトンネル壁面のはらみ出しにより, 重大なトラブルが発生し, 貫通までに 10 年近い年月を要した。本トンネルの直上には地下水が天然ガスや泥を伴って噴出する泥火山群の分布が知られている (新谷・田中, 2005)。本調査地域およびその周辺地域の泥火山においては, これまで地表地質調査, 地形調査, 物理探査などが実施されており, 調査地域の泥火山は陥没構造を伴いその近傍には直径約 250 m, 深さ約 15 m のすり鉢状地形が認

められ, さらにその周辺には地質構造が乱れた地域が報告されている (新谷・田中, 2005; 徳安ほか, 2007)。また, 同地域においてすでに活動を停止した泥火山が道路工事の際に発見され, 小規模の陥没構造を伴い, ベントと基盤岩との境界付近には粘土基質と泥岩角礫からなる軟質な網目状粘土化帯が認められており, 地下深部においても同様の地質が分布している可能性が指摘されている (新谷・田中, 2005)。同地区では, 地表踏査や物理探査 (CSAMT 法探査) が実施され, 蒲生地区のすり鉢状地形および地質構造の乱れた地域は泥火山活動に伴う陥没構造である可能性が指摘されており, 陥没構造の地下約 400 m には直径約 500 m で, 電気伝導率 (EC) が約 3 S/m の高い塩分濃度を有する地下水と, 流動性の高い泥で充填された泥溜り (マッドチャンバー) が形成されていると考えられている (徳安ほか, 2007)。さらに石原・田中 (2006) は, 蒲生泥火山周辺の地下水特性について検討し, 蒲生地区に循環地下水 (淡水) と滞留地下水 (塩水) が存在することを指摘した。以上, 本調査地域においては, 地表からの調査により, 地質構造と泥火山の活動との関係, 比抵抗分布などからみた地下構造の推定, 泥火山噴出物の地質・地化学特性などが議論されている。

本研究では, 2006 年に蒲生地区において全長 120 m のボーリング孔の掘削を行い, 得られたコアを利用し, 蒲生泥火山周辺の地下構造を明らかにするとともに, 地形, 地質構造, 地下水の地化学特性について検討を行った。

II. 調査地域と地質概要

調査位置図を図 1 に, 新潟県十日町市蒲生地区周辺の地質図を図 2 に示す。調査地域は新潟県と長野県の県境から北へ約 10 km の新潟県十日町市蒲生であり, 新第三系～第四系が分布する新潟堆積盆の南部に位置する。新潟堆積盆の新生界は堆積岩を主体とする中部中新統-下部更新統からなり, 全層厚は 5,000 m 以上に達する (竹内ほか, 2000)。新谷・田中 (2005) によると, 地質構造の特徴として, NNE-SSW 方向に軸をも

図 1 調査位置図.

Fig. 1 Location of study area.

つ褶曲軸の繰り返しが指摘されている。また蒲生地区には特徴的なすり鉢状地形が報告されている(新谷・田中, 2005)。

調査地域に分布する中新統-下部更新統の層序区分、および地層名は竹内ほか(2000)に従った。また本調査地域内はわが国有数の地すべり地帯で、その地すべりは泥岩が分布する地域に集中して発生している(竹内ほか, 2000)。地すべり地形は現地調査、地形図および空中写真判読により抽出され、地質構造の検討においては極力その影響を排除するように心がけた。

本調査地域は主に中新世後期須川層の塊状黒色泥岩が分布し、調査地域の北東部と南東部には鮮新世前期～鮮新世後期田麦川層のシルト岩、砂岩が分布する。調査地域中央部には周辺の地質構造と非調和的なベーズン構造が認められる(石原・田中, 2006)。また、蒲生地区の須川層分布域に

は、天然ガス、石油、地下水を含んだ泥が噴出する2箇所の活動的泥火山と現在は噴出が認められない非活動的泥火山が存在し、各々はベーズン構造の縁辺部に分布している(新谷・田中, 2005)。鍋立山トンネルの難工事区間はベーズン構造の内側で、すり鉢状地形の北側境界付近の深度約160 m(トンネル部標高約180 m)に位置している。

III. 調査結果

1) ボーリング調査の概要

ボーリング孔(KM-1)掘削はHQワイヤーライン工法により、新潟県十日町市蒲生地区(標高: 329 m, 孔緯度: $N37^{\circ}07'15.19''$, 孔経度: $E138^{\circ}33'26.97''$)のすり鉢状地形のほぼ中央部で実施した。ボーリングは鉛直に全長120 m、泥水掘削でオールコアを採取した。採取したコアはコア観察、ペネトロメータによる強度測定、コア希釈水の電気伝導率測定などの簡易計測の後、すべて真空パックし、プラスチック袋に封入した後にコア箱に保存した。

2) 地質構造

採取したボーリングコアの観察・記載より、深度0～120 mのコア柱状図を作成した(図3)。地表から2.1 mまでは腐食土が、深度2.1～5.8 mは含礫粘土(泥火山噴出物)が分布する。深度5.8～47.3 mは新鮮な塊状黒色泥岩を主体とするが、それより深部では泥岩の組織が破碎され、泥岩角礫が点在するマッドプレッチャーを主体とする。深度22 m以深には細粒～粗粒の砂岩が、深度47.5 m以深ではコンクリーションが部分的に認められる。また深度25.8～26.0 mに凝灰岩が認められる。以下、主要な岩相についての記載を行う。

2-1) 岩相の記載

2-1.1) 泥火山噴出物

泥火山噴出物(新谷・田中, 2005)は2～10 mmの亜円礫～角礫の泥岩岩片と還元的な環境を示唆する淡青色粘土からなり、その強度は容易に指でつぶせる程度である(図4)。泥火山噴出物にはしばしば木片が挟在され、かつては泥水

図 2 蒲生地区周辺の地質図。

調査地域中央部に周辺の地質構造と非調和的なベーズン構造が認められ、その縁辺部に泥火山が分布する。鍋立山トンネルの難工事区間はベーズン構造の内側に位置し、すり鉢状地形に接する。ボーリング掘削はすり鉢状地形のほぼ中央部で実施された。

Fig. 2 Geologic map of study area.

A basin structure is recognized in the central part in the study area. Mud volcanoes are distributed along the outer boundary. The swelling interval in the Nabeshima tunnel is located in the basin structure with a topographic depression. Bore holes with a depth of 120 m were excavated at the center of the topographic depression.

プールのような環境であったことが示唆され、その ^{14}C 年代値は $3,350 \pm 35 \text{ BP}$ (深度 4.7 ~ 5.0 m), $25,450 \pm 187 \text{ BP}$ (深度 5.73 ~ 5.75 m) である。また、腐食土中の木片の ^{14}C 年代値は $715 \pm 31 \text{ BP}$ である。 ^{14}C 年代測定はジオスペース・サイエンス株式会社に依頼し行った。年代値は国際標準較正曲線 Intcal04 を用いて暦年較正を行った。深度ごとの年代値を表 1 に示す。

2-1.2) 泥岩

泥岩は暗灰色を呈し、新第三紀須川層の塊状黒色泥岩に対比される。割れ目の密度は 1 本 /m, 割れ目表面の形状はシャープ (吉田ほか, 1989) なの一般的なものであり、割れ目の傾斜角は 15 ~ 75°で変化に富む。

2-1.3) 凝灰岩

コアのスラブ観察により暗灰色を呈し、粒径 1 ~ 2 mm からなる淡灰色粗粒の岩石は、鏡下では主に安山岩の岩片、石英、斜長石から構成され、その他にも多くの異質岩片を含んでいる。結晶は自形を示さず、破片状で破碎された性状を示し、鋭角に割れた石英と斜長石が特徴的である。基質は火山ガラスの集合体であり、ビトロクラスチック組織を示す。また基質中には、黒色不透明な箇所がみられ、オパサイト化が認められる。以上の観察結果より、上記の岩石は凝灰岩であると判断した。名平地区にみられる名平凝灰岩 (竹内ほか, 2000) は白色で斑晶鉱物に乏しいため、本研究のコアで認められたものとは岩相が異なる。

図 3 ボーリングコア柱状図と代表的岩相.

Fig. 3 Columnar section of the drilled cores and pictures of major rock types.

深度 3.88～4 m (左が孔口方向)

深度 5.53～5.55 m

図 4 泥火山噴出物のスラブ写真。
2～10 mm の亜円礫～角礫の泥岩岩片と還元
的な環境を示唆する淡青色粘土からなる。

Fig. 4 Pictures of erupted deposit from the mud volcano,
cross-section of cores. That of the lower picture
is bonded by resin. Erupted deposit is composed
of mudstone fragments and clay. Mudstone frag-
ments are from 2 mm to 10 mm in diameter.

2-1.4) マッドブレッチャ

異地性・原地性起源の岩片や岩塊が主に泥質基質中に散在した組織をもち 25,000 分の 1 またはそれ以下のスケールの地質図上に書き込める地質体はメランジュと呼ばれる (狩野・村田, 1998)。その成因としては, ①大規模海底地すべりとしてのオリストストローム, ②せん断破壊による *tectonic mélange* (以下テクトニックメランジュと呼ぶ), ③流動変形する泥が周囲の地層に貫入していく泥ダイアピールないしは泥注入によるメランジュが考えられている (狩野・村田, 1998)。①は Barber *et al.* (1986) による区分において

表 1 ^{14}C 年代測定.

Table 1 C-14 dating.

深度 (m)	試料	^{14}C 年代値
2.0	腐食土中の木片	715 $\pm$ 31BP
4.7 ~ 5.0	噴出物中の木片	3,350 $\pm$ 35BP
5.73 ~ 5.75	噴出物中の木片	25,450 $\pm$ 187BP

sedimentary mélange に, ②はテクトニックメランジュに, ③は *diapiritic mélange* に相当するものと考えられる。また, 同様の地質体を Clari *et al.* (2004) は *mud breccia* (以下マッドブレッチャーと呼ぶ) と呼んでいる。泥火山噴出物については Lerche and Bagirov (1999) はマッドブレッチャー *flow* と呼んでいる。また, マッドブレッチャーはその性状は網目状粘土化帯 (新谷・田中, 2005) に対比され, 成因的にはすでに報告されているダイアピールブレッチャー (Barber *et al.*, 1986), 泥ダイアピールないしは泥注入によるメランジュ (狩野・村田, 1998) を含むものと考えられる。これより, Clari *et al.* (2004) に従い, 記載用語として泥火山活動に伴われる, 泥質基質と角礫からなる地質体をマッドブレッチャーとして定義する。

ボーリングコアの観察・記載より, マッドブレッチャーと基盤岩である泥岩との境界の性状を検討し, マッドブレッチャーを以下の 2 タイプに分類した (図 5, 図 6, 図 7)。

タイプ I : マッドブレッチャーと泥岩との境界が不規則であり, 原位置 (*in situ*) での水圧破砕によって泥脈が泥岩を破壊し岩片として取り込んだ性状を示すもの。基盤岩と岩片がおおむね重なりそうな形状をしていることから原位置で破壊された可能性が高い。

タイプ II : マッドブレッチャーと泥岩との境界が明瞭であり, 下方で水圧破砕により形成された泥岩岩片を含む泥脈が泥岩に貫入した性状を示すもの。マッドブレッチャーは基質部に富み, 含まれる岩片はタイプ I のものよりも細かいことから泥脈の貫入による影響が示唆される。

深度114～115 m
中礫(10～40 mm)を30～40%含む。

深度70～71 m
層理面に対して平行な方向から泥の注入があり、それによって原位置での水圧破碎が生じ、結果的に礫が一定方向の配列を示す。

深度38～39 m
網目状に粘土化する。

図 5 マッドブレッチャーの特徴 (タイプ I)。

Fig. 5 Images of type I mud breccias.

両者のマッドブレッチャーの特徴に着目すると、タイプ I においては、

- ・中礫 (10 ～ 40 mm) を 30 ～ 40% 含むもの
- ・角礫を含むもの
- ・網目状に粘土化しているもの
- ・層理面に対して平行な方向から泥の注入があり、それによって原位置の水圧破碎が生じ、結果的に礫が一定方向の配列を示すもの

が認められる (図 5)。

一方、タイプ II においては、

- ・礫がほとんど含まれないもの
- ・細礫 (2 ～ 3 mm) を 30 ～ 40% 含むもの
- ・角の取れた円礫～亜円礫を含むもの
- ・層理面に対して垂直な方向から泥の注入があり、注入方向に礫が配列するもの

などが認められる (図 6)。

これらの結果をボーリングコア柱状図に反映させると、深度 0 ～ 50 m まではタイプ I が、深度 50 ～ 120 m まではタイプ II が卓越して分布している (図 7)。

2-1.5) 石灰質コンクリーション

灰白色の石灰質コンクリーションは直径約 10 cm で、球状を呈し、非常に硬質である。コンクリーションの内部には、方解石の結晶が砂粒子を埋めるように分布することから、基質である砂粒子間を方解石が充填し堆積物を硬く膠結したものと考えられる。

2-2) 粘土鉱物組成と元素分布

岩石の粘土鉱物組成と化学組成を明らかにするために X 線分析¹⁾を行った。

2-2.1) 粘土鉱物組成

全岩定方位試料を作成し、無処理、エチレングリコール処理 (EG 処理) での X 線回折を行い、粘土鉱物の同定および粘土鉱物の含有量を定性的に検討した。分析試料はボーリングコアから採取した泥火山噴出物、泥岩、マッドブレッチャの粉末試料で 1 試料 80 mg に統一した。なお、マッドブレッチャはできるだけ礫を取り除き、基質に満たされた部分で分析を行っている。

XRD 分析による同定鉱物は、スメクタイト、雲母粘土鉱物、雲母/スメクタイト混合層鉱物、緑泥石、石英、斜長石、黄鉄鉱である。

(001) 面反射における粘土鉱物の同定より、深度約 50 m 以浅では Ca-スメクタイト (無処理: 14 ～ 15 Å → EG 処理: 17 Å) が、深度約 50 m 以深では Na-スメクタイト (無処理: 12 ～ 13 Å → EG 処理: 17 Å)、雲母/スメクタイト混合層鉱物 (無処理: 12 ～ 13 Å → EG 処理: 2 ピークに分離) が認められる (須藤談話会, 2000) (図 8)。

図 6 マッドブレッチャーの特徴 (タイプ II)。

Fig. 6 Images of type II mud breccias.

ブラッグの反射条件 [$2d \sin \theta = \lambda$, d : 層間距離, θ : X 線の入射角度, λ : 対陰極 Cu の波長 (1.5405 Å)] より, スメクタイトの層間距離を求め, 深度方向への変化を検討した結果, 深度約 55 m を境にスメクタイトの層間距離が 14.9 ~ 16.2 Å から 12.6 ~ 13.1 Å へ急激に変化していることが明らかとなった (図 9)。スメクタイトの層間距離は湿度や層間イオンの種類によって変わることが報告されており (下田, 1985; 吉村, 2001; 中田ほか, 2004), たとえば, 中田ほか (2004) では, 以下の 2 ケースが報告されている。

- ① 層間イオンが Ca^{2+} あるいは Mg^{2+} の場合は 2 層の水分子を含み, 層間距離が約 15.5 Å となる。
- ② 層間イオンが K^+ あるいは Na^+ の場合は 1 層の水分子を含み, 層間距離が約 12.5 Å となる。

これより, 深度約 55 m におけるスメクタイトの層間距離の変化は上位の Ca-スメクタイトから下位の Na-スメクタイトへの変化であることが明らかとなった。

粘土鉱物の深度方向への X 線ピークの強度変

図 7 基盤岩（泥岩）とマッドブレッチャの境界の性状。

Fig. 7 Images showing the boundary between the basement mudstone and mud breccia.

化から、定性的ではあるが、深度約 50 m 以深は以浅と比較して粘土鉱物の含有量が増加している（図 10）。

2-2.2) 岩石の化学組成

測定元素は岩石中の主成分元素（Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P）である。分析試料はボーリングコアから採取した泥岩、マッドブレッチャの粉末試料である。なお、マッドブレッチャはできるだけ礫を取り除き、基質に満たされた部分で分析を行っている。

測定条件は山崎ほか（1999）を参考にした。XRF 分析²⁾による岩石の全岩化学組成の結果を表 2 に示す。以下では特に相関性のみられた Na₂O と CaO の結果を述べる（図 11）。

(1) 深度 0 ～ 50 m

泥岩中の Na₂O は 1.5 wt%，CaO は 1.8 wt% を示し、マッドブレッチャ中の Na₂O は 1.4 wt%，CaO は 2.0 wt% を示す。

(2) 深度 50 ～ 120 m

泥岩中の Na₂O は 2.2 wt%，CaO は 0.7 wt% を示し、マッドブレッチャ中の Na₂O は 2.3 wt%，CaO は 1.0 wt% を示す。

このような泥岩の Na₂O と CaO の含有量の深度による違いは北海道幌延地域において報告されている（伊藤ほか, 1976）。北海道幌延地域の新第三系は下位から宗谷夾炭層、鬼志別層、増幌層、稚内層、声間層、勇知層、更別層が重なって分布しており、宗谷夾炭層から声間層までが中新

図 8 粘土鉱物の XRD チャート.

(001) 面反射における粘土鉱物の同定より、深度 0 ～ 55 m で Ca-スメクタイトが、深度 55 ～ 120 m で Na-スメクタイト、雲母/スメクタイト混合層鉱物が認められる。

Fig. 8 X-ray diffraction patterns of clay minerals.

Ca-type smectite is dominant from the ground surface to 55 m in depth and Na-type smectite and mica/smectite mixed-layer minerals are dominant at depths greater than 55 m.

図 9 スメクタイトの層間距離と深度の関係。深度約 55 m を境界として Ca-スメクタイトから Na-スメクタイトへの変化が認められる。

Fig. 9 Relationship between the basal spacing of smectite and depth.

Ca-type smectite is dominant from the ground surface to 55 m in depth and Na-type smectite is dominant at depths greater than 55 m.

図 10 粘土鉱物の XRD チャートの深度方向への変化。

Fig. 10 X-ray diffraction patterns of clay minerals showing variations with depth.

表 2 XRF による岩石の化学組成.

Table 2 Chemical compositions of drilled cores.

深度 (m)	岩石	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
12.13	泥岩	68.882	0.584	15.637	6.576	0.150	2.616	1.410	1.268	2.822	0.056	100.000
31.88	泥岩	68.109	0.585	16.225	6.303	0.054	2.656	1.837	1.485	2.693	0.052	100.000
45.73	泥岩	69.241	0.598	14.629	7.022	0.073	2.387	1.456	1.804	2.727	0.063	100.000
56.38	泥岩	69.910	0.633	15.537	5.716	0.048	2.545	0.991	2.038	2.521	0.060	100.000
87.5	泥岩	69.755	0.644	16.570	5.458	0.039	2.207	0.701	2.157	2.417	0.054	100.000
8.62	マッドブレッチャ	69.863	0.623	15.955	5.579	0.040	2.324	1.158	1.379	3.035	0.045	100.000
32.38	マッドブレッチャ	67.489	0.652	16.599	6.432	0.049	2.654	1.964	1.409	2.693	0.060	100.000
45	マッドブレッチャ	68.959	0.615	15.592	6.393	0.043	2.635	1.272	1.613	2.824	0.054	100.000
54.63	マッドブレッチャ	69.483	0.643	16.478	5.211	0.045	2.220	1.063	1.993	2.802	0.062	100.000
93.65	マッドブレッチャ	68.907	0.679	16.623	5.881	0.050	2.300	0.974	2.258	2.269	0.060	100.000

図 11 XRF による岩石の Na₂O, CaO の深度変化. 泥岩とマッドブレッチャの傾向はおおむね等しい. Na₂O (wt%) は深さ方向に大きくなっている. 一方, CaO (wt%) は 10 m を除き, 50 m 以深から深さ方向に小さくなっている.

Fig. 11 Chemical compositions of rock.

The Na₂O is rich in cores at depths greater than 50 m. Whereas, CaO is rich in cores at depths shallower than 50 m.

統, 勇知層と更別層が鮮新統とされている (伊藤ほか, 1976)。(1) で述べたような化学組成は淡水成堆積岩である新第三紀宗谷夾炭層に, (2) で述べたような化学組成は海成堆積物である新第三紀声間層から報告されている。

3) 地下水の地化学特性

3-1) 間隙水の抽出

ボーリングコアからの間隙水の抽出には, 圧縮抽水³⁾と遠心分離法⁴⁾を利用した。

3-1.1) 圧縮抽水

圧縮抽水は熊本大学嶋田研究室と (財) 電力中央研究所の圧縮抽水装置を利用して行った。抽水手順は本方ほか (1999) を参照した。抽水条件は以下の通りである。

① 熊本大学における抽水

分析時 (水質分析, 酸素・水素同位体分析) の必要量を考慮して抽水量 10 ml 以上を目安とし, 抽水時の抽水圧力は約 150 MPa とした。抽水時間は 1 日とした。

② (財) 電力中央研究所における抽水

抽水装置にはロードセルが取り付けられており, 直接コア試料にかかる荷重を測定できる。抽水時の抽水圧力は装置限界値の 100 MPa とした。

器械の構造は同じであるが, 異なる抽水装置で

図 12 抽水時の抽水圧力の地化学特性に与える影響.

100 MPa と 150 MPa の抽水圧力における間隙水の EC, 酸素および水素同位体比の差は, EC が 0.027 ~ 0.03 S/m, $\delta^{18}\text{O}$ が 0.2 ~ 0.3‰, δD が 0 ~ 1‰である. $\delta^{18}\text{O}$ の標準偏差 $\pm 0.5\%$, δD の標準偏差 $\pm 1\%$ を考慮すると, 両者は十分比較可能であると考えられる.

Fig. 12 Variations of pore water geochemistry with squeezing pressure.

The EC of the pore water squeezed by pressures of 100 MPa and 150 MPa differ 0.027–0.03 S/m. The difference of the $\delta^{18}\text{O}$ at 100 MPa and 150 MPa is 0.2–0.3‰. The difference of the δD at 100 MPa and 150 MPa is 0–1‰. The geochemical data of the water has a small standard deviation $\pm 1\%$ in D and $\pm 0.5\%$ in $\delta^{18}\text{O}$.

抽水したデータの評価を行うために, 両者の圧力差 50 MPa の影響について, (財) 電力中央研究所が所有する 300 MPa まで圧縮可能な抽水装置を用いて泥岩 (深度 12.13 ~ 12.25 m) とマッドプレッシャー (深度 24.60 ~ 24.72 m) の 2 試料を用いて水質に及ぼす抽水圧力の影響を検討した.

抽水圧力 100 MPa と 150 MPa の圧力差における間隙水の電気伝導度 (EC), 酸素・水素同位体比に与える影響は EC が 0.027 ~ 0.03 S/m, $\delta^{18}\text{O}$ が 0.2 ~ 0.3‰, δD が 0 ~ 1‰である (図 12). $\delta^{18}\text{O}$ の標準偏差 $\pm 0.5\%$, δD の標準偏差 $\pm 1\%$ を考慮すると, 両者は十分比較可能であると考えられる. 以上の結果から, 異なる 2 台の

装置を使用して抽水した地下水から得られたデータの精度は同等のものとして評価を行った.

実験では抽水圧力を最大 300 MPa まで検討しており, 検討の結果によれば, 間隙水の EC, $\delta^{18}\text{O}$, δD は圧力の上昇に伴い, 減少傾向を示す. 同様の実験結果は中田ほか (2007) でも報告されており, その原因については試料に含まれるスメクタイトから放出された層間水による希釈が指摘されている.

3-1.2) 遠心分離法

分析 (水質分析, 酸素・水素同位体分析) に必要な量を考慮し, 8,000 rpm で 40 分間回転させた後, 一旦抽水量を確認し, さらに 10,000 rpm

図 13 間隙水の水質と深度の関係。

Fig. 13 Relationship between pore water geochemistry and depth.

で 10 分間回転させた。

3-2) 一般水質

地下水の水質を明らかにするために電気伝導度 (EC)⁵⁾, pH 測定⁶⁾, 一般水質分析⁷⁾を行った。分析は Li^+ , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , HCO_3^- の 12 成分について行い, 地下水中の主要 7 成分である Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- の溶存イオン量から, ヘキサダイアグラムを作成した。間隙水の水質と深度との関

係を図 13 に示す。水質分析の結果から作成したヘキサダイアグラムを図 14 に示す。

電気伝導度 (EC) は深度 0 ~ 50 m で 0.03 ~ 0.21 S/m, 深度 50 ~ 120 m で 0.47 ~ 0.83 S/m であり, 深度 40 ~ 50 m を境に深部において急激に値が上昇している。

pH は全体的に 8 ~ 9 の弱アルカリ性を示し, 深度 0 ~ 10 m, 深度 40 ~ 50 m の 2 箇所において 6.5 ~ 7.5 の弱酸性から弱アルカリ性を示す。

本調査地域の地下水は, ヘキサダイアグラムに

図 14 ヘキサダイアグラム。
主要成分の溶存イオン量 (mg/l) を当量電荷濃度 (meq/l) に変換する。

Fig. 14 Stiff diagram of pore water squeezed from cores showing variations with depth.
Amounts of dissolved ions of the main elements converted into equivalent electric charge concentration.

よる水質区分より、NaCl 型、NaHCO₃ 型、CaSO₄ 型、Na₂SO₄ 型、Ca(HCO₃)₂ 型の 5 つに区分される。各深度のヘキサダイアグラムのスケールが示すように主要溶存イオン量は地表付近では 1.5 meq/l、深度 2～5 m では 3.5 meq/l、深度 5～45 m では 15 meq/l、深度 45～120 m では 100 meq/l となっており、深度約 50 m を境に深部において溶存イオン量が急激に増加している

(図 14)。

また、間隙水の水質と深度の関係より、深度 45～55 m を境に下位ほど Cl⁻ 濃度、Na⁺ 濃度は急激に増加しており、深度約 50 m 以深のすべての地下水は NaCl 型を示す。その一方で SO₄²⁻ 濃度、Mg²⁺ 濃度、Ca²⁺ 濃度、K⁺ 濃度が深度約 10 m、深度 40～50 m で部分的に増加しており、該当深度の地下水は Na₂SO₄ 型を示す。このような地下水

図 15 デルタダイアグラム。

Fig. 15 δ diagram of stable isotope.

中のイオン濃度の変化，前述した該当深度における pH の変化，岩石中の化学成分の変化は，泥岩の風化における水-岩石相互作用の影響を受けているものと考えられる。

泥岩中の黄鉄鉱は次のような反応によって酸化し，地下水を酸性にする (Vear and Curtis, 1981; Berner and Berner, 1987)。

すなわち，黄鉄鉱は酸化的地下水により酸化され硫酸を生成する。pH が低いのは，酸化フロントで生成された水素イオンが下方に拡散した結果であると考えられる。そして，この水素イオンが溶解フロントで鉱物を溶解し，CaO, MgO, Al₂O₃ 等が溶脱したものと判断される (千木良, 1988)。また，深度 40 ~ 50 m の pH があまり低下しない理由としては，コンクリーション中に方解石などの酸を緩衝する作用のある鉱物があるからだと考えられる (千木良, 1995)。しかしながら，以上のような風化のメカニズムに関しては，地下水の化学組成，岩石の化学組成，粘土鉱物組成，各

種物性値などを詳細に調査する必要があるため，本稿で述べたことは可能性の一つとして考えている。

3-3) 同位体

地下水の起源，流動特性を検討するために酸素・水素同位体分析⁸⁾，トリチウム濃度測定を行った。

3-3.1) 酸素・水素同位体比

安定同位体比の値は標準海水 (Standard Mean Ocean Water: SMOW) からの千分率偏差 (δ 値: ‰) で示す。酸素・水素同位体分析の結果から作成したデルタダイアグラムを図 15 に示す。間隙水の $\delta^{18}\text{O}$ (‰)， δD (‰) と深度の関係を図 16 に示す。

本研究で得た天水線は，

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 14 \quad (3)$$

(2005 年 8 ~ 10 月の天水)

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 23 \quad (4)$$

(2005 年 8 ~ 10 月の河川水)

である。河川水による天水線は渡部ほか (1997) の年間平均天水線 ($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 24$) と非常に類

図 16 間隙水の $\delta^{18}\text{O}$ (‰), δD (‰) と深度の関係。

Fig. 16 Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and δD of squeezed pore water showing fluctuations with depth.

似しているため、年間平均天水線として用いた。

間隙水の酸素・水素同位体比は天水起源の地下水(融雪水)と泥火山から噴出する地下水をそれぞれ端成分として両者の混合ライン上にプロットされる。これより、間隙水は天水起源の地下水(融雪水)と泥火山から噴出する地下水との混合で形成されたものと考えられる。泥火山の地下水は δ ダイアグラムでは七谷層を起源とする地層水付近にプロットされることから、七谷層の分布が予想される深度 3,000 ~ 4,000 m からもたらされたものと考えられる(新谷・田中, 2009)。また、間隙水の酸素・水素同位体比は深度が増すにしたがい重くなる($\delta^{18}\text{O}$: $-9.1\text{‰} \rightarrow -1.3\text{‰}$, δD : $-50\text{‰} \rightarrow -16\text{‰}$) 傾向を示し、特に、深度 45 ~ 55 m を境として下方へ向かい、 $\delta^{18}\text{O}$ が -8.6‰

から -6.1‰ , δD が -50‰ から -38‰ へ急激に上昇している(図 16)。

一方、浅部(深度 0 ~ 30 m)のマッドブレッチャにおいても、間隙水の酸素・水素同位体比が周りの泥岩のものよりも重い箇所が認められる。たとえば、マッドブレッチャ(深度 18.05 ~ 18.17 m)の間隙水は、 $\delta^{18}\text{O}$ が -6.8‰ , δD が -48‰ を示し、周りの間隙水よりも $\delta^{18}\text{O}$ で約 2‰, δD で約 2‰ 重い特徴を示す。

3-3.2) トリチウム濃度

トリチウム濃度は核実験の開始に伴い急激に増加したが、核実験の停止により年々減少し、現在ではほぼ天然レベルの 2 ~ 8 (T.U.) まで下がっている(地球科学研究所, <http://www.geolab.co.jp/Tr.html> [Cited 2008/08/11])。これより、地下水中のトリチウム濃度を測定することで簡易的ではあるが地下水の年代を推定できる。トリチウム濃度測定用の地下水の採水は泥水の噴出する十日町市室野の室野泥火山と蒲生のすり鉢状地形内部の湧水の噴出する箇所の合計 2 箇所で行った(図 17)。採水条件として、地表に噴出するまでに他の水と混合していないことがあり、噴出量の少ない蒲生泥火山では地表付近において多量の降水との混合の恐れがあるため今回は定常的に多量の地下水を噴出する室野泥火山から採水した。室野泥火山から噴出している地下水は 0.7 ± 0.2 (T.U.) であり、核実験が開始される 1953 ~ 1962 年以前の地下水と推定される。一方、すり鉢状地形内の湧水は 4.0 ± 0.2 (T.U.) であり、少なくとも核実験の影響を受けた新しい地下水と考えられる。これより、両者は滞留時間に大きな差があり、それぞれ別の流動経路をもっていることが想定される。

IV. 考 察

十日町市蒲生地区におけるボーリング調査の結果から、泥火山周辺の地質・地質構造、地下水特性について検討し、泥火山の地下構造およびその活動史を考察した。

1) 泥火山周辺の地質・地質構造

ボーリングコアの観察・記載、X 線分析による

図 17 トリチウム濃度測定用の地下水採水箇所。

Fig. 17 Sampling points of groundwater for tritium concentration analysis.

岩石の粘土鉱物組成と化学組成のデータおよび既存のデータに基づき、泥火山周辺の地質・地質構造について考察した。

ボーリングコアの観察・記載により、すり鉢状地形の地下には、大小さまざまな泥岩岩片が点在し、組織と構造の両面において特徴的な傾向を示すマッドブレッチャーが存在することが明らかとなった。その成因に関しては、これらのもつ特徴が泥岩ダイアピル内部で確認される岩石の組織と構造に多くの点で類似しており (Barber *et al.*, 1986; 三宅・宮田, 2003), 水圧破碎に起因して形成されたと考えられる。また、ベントと周辺岩盤との間の圧力勾配を原因とした水圧破碎によって形成された噴出物の特徴にも類似している (Deville *et al.*, 2003)。

マッドブレッチャーは、深度約 50 m 以深に卓越し、野外調査の結果からその範囲は地質構造の乱されたベースン構造の内部に限られることが予想される。マッドブレッチャーを組織と構造の特徴から分類すると、深度 0 ~ 50 m のマッドブレッチャーは基盤岩との境界が不規則なものを主体とすることから原位置での水圧破碎によって泥脈が泥岩岩片を取り込んだ性状を示すことが明らかとなった。一方、深度 50 ~ 120 m のマッドブレッチャーは基盤岩との境界が非常にシャープであることから泥岩岩片を含む泥脈が貫入した性状を示すことが明らかとなった。このようなマッドブレッチャーの深度方向への分布特性は、泥注入の進行に伴い、マッドブレッチャーの形成場が上方へ移動する過程を示すものと考えられる (図 18)。

図 18 マッドブレッチャ形成の経時的変化。

Fig. 18 Conceptual model of mud breccia formation.

また、XRD 分析による岩石の粘土鉱物組成より、深度約 55 m を境として深部に向かって Ca-スメクタイトから Na-スメクタイトへの変化が明らかとなった。中田ほか (2004) によれば、海底下や地下深部の塩分濃度の高い地下水環境下のスメクタイトの層間イオンは Na^+ となることが報告されている。泥火山から NaCl 型の地下水の噴出が報告されていることから (新谷・田中, 2005)、泥火山活動に起因する異常間隙水圧によって上昇してきた塩水を含む泥の注入が深度 50 m 付近まで及んだ可能性が考えられる。さらに、XRF による岩石の化学組成より、深度 40 ~ 50 m 以深で Na_2O の含有量が CaO より大きいことがわかっており、深度 40 ~ 50 m 以深の粘土鉱物においては、塩水の影響により、 Ca^{2+} から Na^+ への陽イオン交換が起きていると考えられる。

また、泥火山噴出物中の木片の ^{14}C 年代測定より、すり鉢状地形の内部において、 $3,350 \pm 35$ BP (深度 4.7 ~ 5.0 m)、 $25,450 \pm 187$ BP (深度 5.73 ~ 5.75 m) という年代値を得た。一方、すり鉢状地形の外縁部に位置する非活動的泥火山において、 $38,479 \pm 820$ BP という年代値が得られている (新谷・田中, 2005)。これより、すり鉢状地形内の噴出物はその地形条件により、洗い流されることなく保存されたことがわかる。このような ^{14}C 年代値と地形との関係より、すり鉢

状地形は約 25,000 ~ 38,000 年前の泥火山活動に伴う陥没構造であると考えられる。また、周囲の地質構造と非調和的なベーズン構造についても、同時期の泥火山活動の影響により形成されたものと考えられる。

以上より、深度 50 m 付近を境界とするマッドブレッチャの分布、粘土鉱物の組成、岩石の化学組成などの変化は泥火山活動に起因するものであり、本研究によって、泥火山周辺の地質・地質構造と泥火山の活動との関連性が明らかとなった。得られた成果をまとめた泥火山周辺の地質・地質構造の概念を図 19 に示す。

2) 泥火山周辺の地下水特性

間隙水の地化学特性 (EC, pH, 一般水質)、地下水の流動特性 (酸素・水素同位体分析) に関する検討結果および既存のデータに基づき、泥火山周辺の地下水特性について考察した。

水質分析より、間隙水は深度 45 ~ 55 m を境として深部へ向かい EC, Na^+ 濃度, Cl^- 濃度が急激に上昇しており、NaCl 型の地下水を示すことが明らかとなった。また、酸素・水素同位体分析より、間隙水は天水起源の地下水 (融雪水) と泥火山より噴出する地下水との混合で形成されたものと考えられる。

また、泥火山より噴出する地下水は、七谷層の分布が予想される深度 3,000 ~ 4,000 m から

図 19 地質・地質構造の概念図。
破線は淡水領域と塩水領域の境界を示す。

Fig. 19 Conceptual model of the underground geologic structure in the study area.
The dashed line shows the boundary between fresh groundwater and saline groundwater.

たられたものと考えられている(新谷・田中, 2009)。さらに、泥火山の地下水のトリチウム濃度は、 0.7 ± 0.2 T.U. であり、核実験の開始される 1953～1962 年以前のものであることが報告されている(石原・田中, 2006)。

一方、間隙水については、地下浅部(0～30 m)のマッドブレッチャーにおいて、周辺の間隙水よりも $\delta^{18}\text{O}$ で約 2‰、 δD で約 2‰ 重い箇所が認められ、異常間隙水圧の影響が地表付近まで及んだことが示唆される。さらに、この考えを支持するデータとして、蒲生地区の地下水位観測では、特に、すり鉢状地形内の地下水位が山の尾根部にもかかわらずきわめて高く、地表面から地下水面までの平均深度は 0.76 m であることが報告されている(石原・田中, 2006)。

以上により、本研究によって、ボーリング孔の掘削を行ったすり鉢状地形の深度約 50 m が地表付近の淡水領域と深部の塩水領域の境界となって

いることが示唆され、このような地下水の地化学特性の分布には異常間隙水圧により地下深部より上昇してきた塩水地下水と天水起源の循環地下水とが関与していると考えられる。

3) 泥火山の活動史

本研究で明らかとなった泥火山周辺の地質・地質構造と地下水特性、既往文献等により検討がなされた地史(新潟県地質図改訂委員会, 2000 など)に基づき、泥火山周辺の地下構造とその構造発達史について考察した(図 20)。

本調査地域は海成堆積物から構成されるため、堆積時、粒子間隙には海水を胚胎していたと考えられる。このことは調査地域周辺の地層水の水質および酸素・水素同位体比から推定される(加藤・梶原, 1986)。その後、地盤の隆起、陸化、侵食作用による地表への露出を経て現在に至ったものと考えられる。陸化後は、地下に涵養した天水起源の地下水による地形の起伏に支配された地下水

図 20 泥火山の活動史 (地下構造モデル)。

- ① 異常間隙水圧により、深度約 3,500 m から地下水が上昇した (新谷・田中, 2009)。水溶性メタンガスの脱ガスにより、急激な体積膨張が生じ、深度約 400 m にマッドチャンバーを形成した (徳安ほか, 2007)。
- ② ガス圧の上昇に伴う水圧破碎によってマッドブレッチャが形成された。一部はさらに上昇し最終的に地表に噴出し、泥火山を形成した。上昇する際には背斜軸の翼部などの弱線を利用し、破壊しながら上昇したものと考えられる。
- ③ 25,000 ~ 38,000 年前の噴出は大規模なものが推定され、泥火山周囲のベーズン構造と陥没構造を形成した。陥没、崩壊によって形成された割れ目に沿った噴出や泥脈の貫入も存在した (Davies and Stewart, 2005)。
- ④ 泥火山活動が弱まり、異常間隙水圧の影響が地表まで及ばなくなり、深度約 50 m までは淡水化が進んでいる。1973 ~ 1992 年に鍋立山トンネルが建設された。鍋立山トンネルの難工事区間はボーリング掘削地点との位置関係より、同様の地質構造が想定される。

Fig. 20 Conceptual model of the development of mud volcanoes and underground structure.

- ① Underground water rose from a depth of 3,500 m due to abnormal pore water pressure (Shinya and Tanaka, 2009). A rapid volume expansion was caused by the escaping water-soluble methane gas and a mud chamber was formed at a depth of about 400 m (Tokuyasu *et al.*, 2007).
- ② Hydraulic fracturing formed mud breccia as gas pressure rose. Finally, groundwater, mud, and gas erupted from the ground surface and a mud volcano was formed. Groundwater, mud, and gas ascended from deep underground and the limb of the anticline was fractured.
- ③ A large-scale eruption 25,000–38,000 years ago formed the basin structure and a topographic depression around the mud volcano. Moreover, there were eruptions and intrusions of mud along the crack in the formation caused by the topographic depression and collapse (Davies and Stewart, 2005).
- ④ Mud volcanic activity has now become weak. Therefore, the influence of abnormal pore water pressure did not reach the ground surface and underground water replaced fresh groundwater from the ground surface to a depth of about 50 m. From the relationship between the swelling interval in the Nabetachiyama Tunnel and the boring point, the locations of both are assumed to have similar geological structures.

流動により、地表付近は淡水に置換されたと考えられる。また、降水の影響が及ばない地下深部では、化石海水が分布すると考えられ、地温の高い環境下での同位体交換により $\delta^{18}\text{O}$ が重くなったものと考えられる。

その後、地下深部 3,000 ~ 4,000 m において粘土鉱物の脱水作用を原因として異常間隙水圧層が形成され、高圧の地下水が上昇したと考えられる(新谷・田中, 2009)。粘土鉱物の脱水の際に、 $\delta^{18}\text{O}$ が重く δD が軽くなり泥火山の地下水が形成されたものと考えられる(Dahlmann and de Lange, 2003)。上昇した地下水は地表付近において、水溶性メタンガスの脱ガスにより、急激な体積膨張が生じ、地下深部約 400 m にマッドチャンバー(徳安ほか, 2007)を形成した。さらに、ガス圧の上昇に伴い、上方の岩盤を地下水やガスが押し上げ、結果として水圧破碎によって泥岩が破碎され(diatremes: Brown, 1990)、泥岩岩片と泥質基質からなるマッドブレッチャーが形成されたと考えられる(diapiric mélange: Brown and Orange, 1993)。一部はさらに上昇し、上載地層を押し上げ、翼部に形成された弱線を通じて最終的に地表に噴出し泥火山を形成したものと考えられる。また、25,000 ~ 38,000 年前の噴出は非常に大規模なものであったと推定され、大量の泥や地下水が地上へ放出され、その結果、泥火山周辺のベーゼン構造と陥没構造が形成されたものと考えられる。さらに、陥没、崩壊によって形成された割れ目(カルデラ)に沿い、泥脈が貫入したものと考えられる(Davies and Stewart, 2005)。

また、蒲生地区においてはすでに活動を停止した非活動的泥火山も認められるため(新谷・田中, 2005)、泥火山活動は場所を変えながら全体としては弱まっていると考えられる。そのため蒲生地区においては、現在 2 箇所で見られる泥火山より、少量の地下水、泥、ガス、石油を噴出するにすぎない。泥火山の活動性について、たとえば北海道新冠町では、本調査地域と同様に過去の大規模な泥火山活動による陥没地形が報告されており、活動の原因として構造的な圧縮や堆積速度の変化に伴う未固結層の圧縮が挙げられている

(千木良・田中, 1997)。また、泥火山活動の継続性については異常高圧の継続性について言及しており、活動の継続とともにガス圧が低下し泥火山の活動が弱まっていき、最近 100 年間の活動は地殻歪みや地震に対応した弱い活動が続いていると考えられている(千木良・田中, 1997)。本調査地域においてもおおむね同様な変遷を経て泥火山活動が弱まっていったと考えられる。

V. 結 論

蒲生地区で実施されたボーリング調査によって得られたコアを利用し、泥火山周辺の地形、地質・地質構造、地下水特性を検討し、以下の結論を得た。

- (1) ボーリングコアの観察・記載により、すり鉢状地形の地下には泥岩の水圧破碎に起因して形成されたマッドブレッチャーが存在しており、特に、深度約 50 m 以深に卓越することが明らかとなった。マッドブレッチャーの組織・構造の特徴から判断して、マッドブレッチャーは泥火山活動に起因するものである。
- (2) スメクタイトは、深度約 55 m 以浅は Ca-スメクタイトで、それ以深は Na-スメクタイトであった。また、岩石の化学組成より、深度 40 ~ 50 m を境に下方に向かって Na の割合が多くなっていることから塩水の影響を受けていると考えられる。
- (3) 地下水の地化学特性より、深度約 50 m は地表付近の淡水領域とより深部の塩水領域の境界であると考えられる。

以上により、蒲生地区の泥火山周辺の地質・地質構造および地下水特性は、泥火山活動に関連して形成されたことが明らかとなった。

本調査地域の地下約 180 m には鍋立山トンネルが通過しており、難工事区間となった 645 m 区間はすり鉢状地形の周縁部およびベーゼン構造の内側に位置する。したがって、難工事区間と蒲生地区のボーリング掘削地点との位置関係より、難工事区間にはボーリングコアにみられる特徴と同様の地質・地質構造が想定される。鍋立山トン

ネルにおける膨潤性地山と泥火山の活動との関係などに関する工学的検討については田中・石原(2009)を参照されたい。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、(株)住鉱コンサルタントの水落幸広氏、小野雅弘氏にはボーリング掘削において多大な協力と有益な助言を頂いた。山口大学大学院理工学研究科の宮田雄一郎教授、金折裕司教授、澤井長雄准教授、大和田正明教授、今岡照喜教授、永尾隆志准教授には有益な助言と分析が円滑に進められるように便宜を図って頂いた。熊本大学理学部の嶋田純教授には同位体分析において多大な協力を頂いた。(財)電力中央研究所の中田英二氏には多大な協力と多くの有益な助言を頂いた。(株)ダイヤコンサルタントの新谷俊一氏、(株)日本地下探査の徳安真吾氏には調査を進めるにあたり多くの助言を頂いた。さらに、本稿は早稲田大学教育・総合科学学術院地球科学教室の高木秀雄氏、京都大学防災研究所地盤災害研究部門の千木良雅弘氏2名の査読者による丁寧な査読により大幅に改善された。本研究には科学研究費補助金基盤研究(A)(課題番号:17201039;研究代表者:田中和広)の予算の一部を使用した。以上、記して感謝したい。

注

- 1) 山口大学所有の理学電器工業社製X線回折装置 RIX-2500V。X線: Cu K-ALPHA1/40kV/100mA, 測定範囲: 4.0 ~ 40.0°, Scan step: 0.02°, scan speed: 4.0°/min。
- 2) 山口大学所有の理学電器工業社製 蛍光X線分析装置 RIX3000。
- 3) 熊本大学および(財)電力中央研究所所有の圧縮抽水装置。
- 4) 山口県農林総合技術センター所有の(株)日立工機社製 himac CR22F。
- 5) (株)HORIBA compact conductivity METER。
- 6) SHINDENGEN (ISFET pH METER KS701)。
- 7) 山口県産業技術センター所有の Varian Technologies Japan Ltd. 誘導結合プラズマ発光分光分析装置 (ICP 発光分光分析装置), (株)日本分光の高速液体クロマトグラフ, (財)電力中央研究所所有の Metrohm 社製 761Compact IC。
- 8) 熊本大学嶋田研究室所有の Finnigan Mat 社製 Thermo Quest Delta S, (財)電力中央研究所所有の GV Instrument 社製 Iso Prime の質量分析装置。

文 献

Baba, K. and Yamada, Y. (2004): BSRs and associated reflections as an indicator of gas hydrate and free gas accumulation: An example of accretionary

prism and fore-arc basin system along the Nankai Trough, off Central Japan. *Resource Geology*, **54**, 11-24.

Barber, A.J., Tjokrosapoetro, S. and Charlton, T.R. (1986): Mud volcano, shale diapirs, wrench faults, and mélanges in accretionary complexes, Eastern Indonesia. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **70**, 1729-1741.

Bates, R. and Jackson, J. (1987): *Glossary of Geology*. American Geological Institute, 788p.

Berner, E.K. and Berner, R.A. (1987): *The Global Water Cycle, Geochemistry and Environment*. Prentice-Hall Inc, New Jersey, 397p.

Brown, K.M. (1990): The nature and hydrogeologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary system. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 8969-8982.

Brown, K.M. and Orange, D.L. (1993): Structural aspect of diapiric mélange emplacement: The Duck Creek Diapir. *Journal of Structural Geology*, **15**, 831-847.

千木良雅弘 (1988): 泥岩の化学的風化—新潟県更新統灰爪層の例—。地質学雑誌, **94**, 419-431.

千木良雅弘 (1995): 風化と崩壊。近未来社, 204p.

千木良雅弘・田中和広 (1997): 北海道南部の泥火山の構造的特徴と活動履歴。地質学雑誌, **103**, 781-791.

地球科学研究所: 化学分析・同位体分析 放射性同位体トリチウム。

<http://www.geolab.co.jp/Tr.html> [Cited 2008/08/11].

Clari, P., Cavagna, S., Martire, L. and Hunziker, J. (2004): A Miocene mud volcano and its plumbing system: A chaotic complex revised (Monferrato, NW Italy). *Journal of Sedimentary Research*, **74**, 662-676.

Dahlmann, A. and de Lange, G.J. (2003): Fluid-sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: A stable isotope study from ODP Leg 160. *Earth and Planetary Letters*, **212**, 377-391.

Davies, R.J. and Stewart, S.A. (2005): Emplacement of giant mud volcanoes in the South Caspian Basin: 30 seismic reflection imaging of their root zones. *Journal of Geological Society*, **162**, 1-4.

Deville, E., Battani, A., Griboulard, R., Guerlais, S., Herbin, J.P., Houzay, J.P., Muller, C. and Prinzhofer, A. (2003): The origin and processes of mud volcanism: New insights from Trinidad. in *Subsurface Sediment Mobilization* edited by Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J. and Morley, C.K., *Geological Society London Special Publications*, **216**, 475-490.

古谷 元・渡部直喜・小松原岳史・佐藤 修・丸井英明 (2005): 新潟県東頸城地域の地すべり土塊内における高濃度 NaCl 型地下水の分布とその起源。応用地質, **45**, 281-290.

Haese, R.R., Hensen, C. and de Lange, G.J. (2006): Pore water geochemistry of eastern Mediterranean mud volcanoes: Implications for fluid transport and

- fluid origin. *Marine Geology*, **225**, 191-208.
- 石原朋和・田中和広 (2006): 新潟県十日町市蒲生における泥火山周辺の地下水特性. 2006 年応用地質学会講演集, 113-116.
- 伊藤 聡・粕 武・根元隆文・横田節哉・木村 亭 (1976): 北海道北部地域における第三系泥質岩の化学組成. 地質調査所月報, **28**(2), 57-67.
- 狩野謙一・村田明広 (1998): 構造地質学. 朝倉書店, 298p.
- 加藤 進・梶原義照 (1986): 新潟地域・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成. 石油技術協会誌, **51**, 2.
- 木方建造・大山隆弘・馬原保典 (1999): 圧密型岩石抽水装置の製作と深部堆積岩への適用. 応用地質, **40**, 260-269.
- Lerche, I. and Bagirov, E. (1999): *Impact of Natural Hazards on Oil and Gas Extraction*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, 353p.
- Milkov, A.V. (2000): Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*, **167**, 29-42.
- 三宅邦彦・宮田雄一郎 (2003): 紀伊半島中新統田辺層群にみられる泥ダイヤピルの内部構造. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 269.
- 中田英二・大山隆弘・馬原保典・市原義久・松本裕之 (2004): 海底下堆積岩の浸水崩壊特性と水質が強度・透水特性に与える影響. 応用地質, **45**, 71-82.
- 中田弘太郎・大山隆弘・東原知広・長谷川琢磨・橘川貴史 (2007): 地下水年代測定評価技術の開発(その 6) —低透水性岩盤における地下水抽出法の提案—. 電力中央研究所報告, N07012.
- 新潟県地質図改訂委員会 (2000): 新潟県地質図説明書 (2000 年版). 新潟県商工労働部商工振興課, 200p.
- 下田 右 (1985): 粘土鉱物研究法. 創造社, 243p.
- 新谷俊一・田中和広 (2005): 新潟県十日町市松代に分布する泥火山の地質. 自然災害科学, **24**, 49-58.
- 新谷俊一・田中和広 (2009): 新潟県十日町市における泥火山噴出物の起源. 地学雑誌, **118**, 340-349.
- 須藤談話会 (2000): 粘土科学への招待—粘土の素顔と魅力—. 三共出版, 291p.
- 竹内圭史・吉川敏之・釜井敏孝 (2000): 松之山温泉地域の地質. 地質調査所, 76p.
- 田中和広・石原朋和 (2009): 鍋立山トンネル周辺の泥火山の活動と膨潤性地山の成因. 地学雑誌, **118**, 499-510.
- 徳安真吾・田中和広・鈴木浩一 (2007): 新潟県十日町市における泥火山の地下構造の研究. 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集, Y239-P010.
- Vear, A. and Curtis, C. (1981): A quantitative evaluation pyrite weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, **6**, 191-198.
- 渡部直喜・大木靖衛・佐藤 修・日下部実 (1997): 新潟県松之山地すべり地の Na-Cl 型地下水の起源. 新潟大学災害研年報, **18**, 81-92.
- 山崎 徹・大和田正明・今岡照喜・白木敬一 (1999): 蛍光 X 線分析装置による岩石試料中の主成分および微量成分の定量分析. 山口大学機器分析センター報告, **7**, 22-31.
- 吉田英一・大澤英昭・柳澤孝一・山川 稔 (1989): 深部花崗岩中の割れ目解析: 岐阜県東濃地域に分布する花崗岩類を例にして. 応用地質, **30**, 131-142.
- 吉村尚久 (2001): 粘土鉱物と変質作用—地学双書 32—. 地学団体研究会, 293p.

(2008 年 11 月 4 日受付, 2009 年 4 月 15 日受理)