

秋田大学工学資源学部
附属地域防災力研究センター報告

第 4 号

平成 22 年 3 月

秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター
Research Center for Potential Development of Disaster Prevention (PDDP)

序 文

秋田大学工学資源学部
附属地域防災力研究センター長
松富 英夫

残念ながら平成 21 年度も大きな自然災害が多発しました。9 月末のインドネシア Padang 地震と Samoa 地震津波，平成 22 年 1 月の Haiti 地震，2 月末の Chile の地震と津波による災害です。特に，Haiti 地震では 22 万を超える人が犠牲となり，この数は 2004 年北スマトラ島沖の地震と津波による犠牲者数に匹敵します。

秋田県では 7 月に洪水，10 月末に竜巻による被害がありました。雪害もありました。

Chile の地震では，Haiti 地震との際だった被害程度の差から建物の耐震性が，津波では「遠地津波」に対する行政や企業，住民の対応が話題となりました。Chile の建物は Haiti のものに比べて耐震性が高いようですが，それでも地震力は日本の半分程度しか考慮されていないと言われていました。また，これまでは主に「近地津波」を対象として諸対応が検討されてきており，「遠地津波」に対する対応策は不十分な状況にあります。早急に遠地津波に対する対応策の高度化が望まれます。その際，遠地津波と同様に事前に来襲が想定つく台風や高潮に対するものが参考となるでしょう。

自然災害では，2009 年は伊勢湾台風 50 周年，2010 年はチリ地震津波 50 周年の節目の年です。伊勢湾台風とチリ地震津波は日本の河川災害や海岸災害の対策に大きな影響を与えました。伊勢湾台風は，その移動コースを最悪な被害をもたらすものに変更して，計画台風としていろいろな地域で利用されています。計画台風に基づいて，高潮を対象とした防潮堤や河川堤防などの整備が進められることとなります。チリ地震津波は三陸沿岸にその程度の津波に対処できる防潮堤を整備する契機となりました。こうして整備された防潮堤は 1968 年十勝沖地震津波に対して十分に機能を発揮しました。津波の被害は陸上氾濫に起因するものだけではありません。陸上氾濫を起こさない波高の小さな津波でも，水底から水面まで一様に海水が動くため，養殖筏を代表とする海中や海底設置のものには大きな被害が発生します。2010 年チリ地震津波はその好例となりました。

本年度もセンターは多くの分野研究員を現地調査などへ派遣しました(2.2～2.4 参照)。派遣先は県内，国内に限っていません。これはセンターが広く社会へ貢献したいと考えているからです。このような活動が益々活発化するように，自助努力することはもちろんですが，センターに気軽に声をかけていただき，社会の皆様からセンターを育てていただければ幸いです。つきましては，今後とも皆様の格別のご高配，ご支援を賜りますよう宜しくお願い申し上げます。

センター 4 年目の活動を本報告書にまとめました。活動において特筆すべきものはありませんが，皆様にセンターの実態を知っていただくためです。お目通しいただき，忌憚のないご意見などを頂ければ幸いです。また，本報告書が少しでも社会に役立てば，望外の喜びです。

平成 22 年 3 月

秋田大学工学資源学部
附属地域防災力研究センター報告

第4号

目次

序文

1. 目的・組織
 - 1.1 目的
 - 1.2 組織
2. 平成21年度活動状況
 - 2.1 運営委員会
 - 2.2 研究・調査
 - 1) 研究
 - 2) 調査
 - 2.3 講演会・シンポジウム等
 - 1) 主催・共催
 - 2) 講師派遣
 - 2.4 社会貢献
 - 2.5 研究費
 - 1) 科学研究費
 - 2) 研究助成
 - 3) 受託研究
 - 4) 共同研究
 - 5) 奨学寄付金
3. 論文・報告等
4. 規程
 - 4.1 秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター規程
 - 4.2 秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター運営委員会規程

1. 目的・組織

工学資源学部附属地域防災力研究センターは、平成16年4月に策定された第1期学部中期計画に基づいて、「小さく生んで、大きく育てる。」という考えのもとに、平成18年1月に設置されました。第1期学部中期計画では「平成18年度までに、地域の防災に関する研究及び情報収集を行うセンターを設置する。」となっており、1年以上の時間的な余裕を残しての設置となりました。

1.1 目的

本センターは「自然災害の防止・軽減に資する研究を推進するとともに、地域の防災・減災に関する研究と支援等を通して、安全・安心な地域社会の形成に貢献する」ことを目的としており、次に掲げる業務を行います（図-1と2参照）。

- 1) 自然災害の防止・軽減に資する研究
- 2) 地域の防災・減災に関する研究と支援
- 3) 自然災害に関する知識の普及・啓発
- 4) その他センターの目的を達成するために必要な業務

1)は研究教育機関である大学が学術の発展に貢献するための当然の業務と考えており、学部中期計画で掲げられている「地域」に限定しない、日本や世界を見通した業務です。

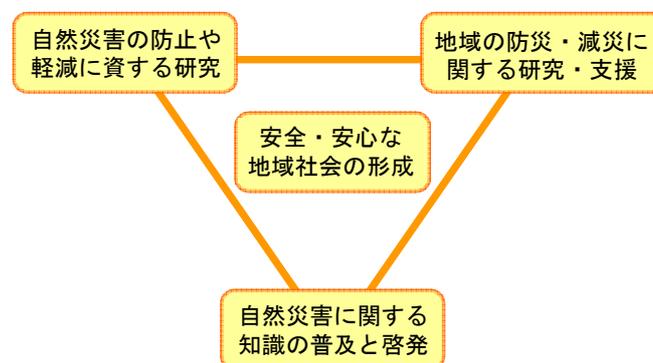


図-1 センターの目指すもの

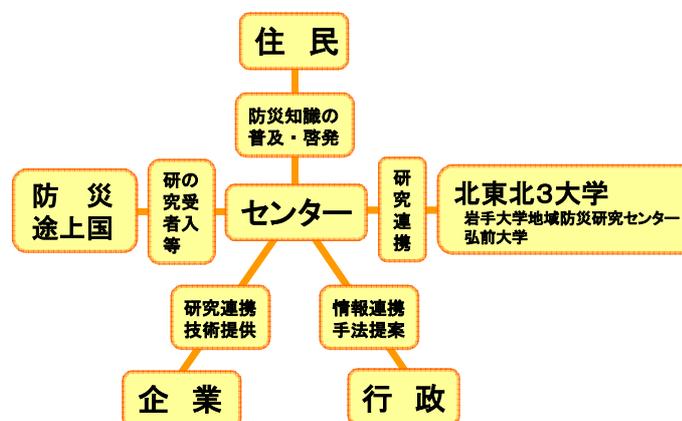


図-2 センターの連携体制

1.2 組織

本センターは「地震災害」、「津波災害」、「河川災害」、「斜面災害」、「火山災害」、「情報・計画」の6分野から構成され、平成21年度は12名の学部専任教員が兼任の形で所属しています。「情報・計画」分野は防災まちづくり、予警報・避難態勢の充実、諸情報の効率的、効果的な収集・伝達といったソフト面中心の分野と捉えており、他の5分野と有機的な結びつきをもつこととなります。

本センターの組織図と平成21年度の構成員は図-3のとおりです。

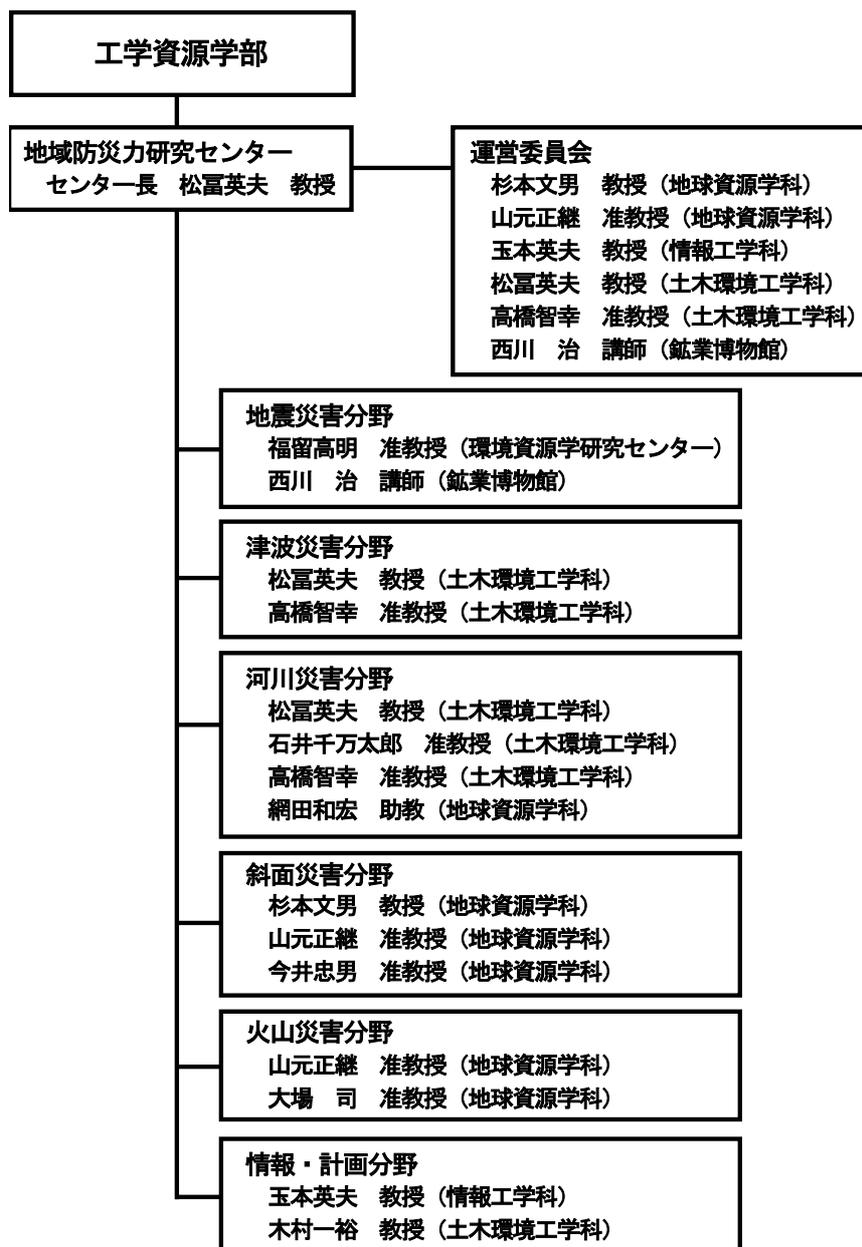


図-3 組織図と平成21年度構成員

2. 平成 21 年度活動状況

2.1 運営委員会

第 1 回運営委員会

日 時：平成 21 年 8 月 18 日（火）

場 所：工学資源学部第 2 会議室

議 題 1. 諸報告

議 題 2. センター報告第 3 号の配布先について

議 題 3. 平成 21 年度の活動について

議 題 4. 平成 21 年度運営費とその使途について

議 題 5. その他

第 2 回運営委員会

日 時：平成 21 年 12 月 15 日（火）

場 所：工学資源学部第 2 会議室

議 題 1. 諸報告

議 題 2. センター報告第 4 号について

議 題 3. 今後の活動について

議 題 4. その他

第 3 回運営委員会

日 時：平成 22 年 3 月 4 日（木）

場 所：工学資源学部第 2 会議室

議 題 1. 諸報告

議 題 2. センター報告第 4 号について

議 題 3. 平成 21 年度の活動について

議 題 4. 平成 22 年度の活動について

議 題 5. 平成 22 年度の予算について

議 題 6. その他

2.2 研究・調査

1) 研究

松富英夫（津波災害分野，河川災害分野）

- ・岡本憲助，松富英夫：津波氾濫流速の簡易推定法に関する基礎的研究，海岸工学論文集，第 56 巻，pp.296-300, 2009.
- ・松富英夫：津波氾濫流による流体力への動圧の寄与と漂流物の衝突力の確率分布，海岸工学論文集，第 56 巻，pp.836-840, 2009.
- ・Matsutomi, H.: Method for Estimating Collision Force of Driftwood Accompanying Tsunami Inundation Flow, Journal of Disaster Research, Vol.4, No.6, pp.435-440, 2009.
- ・Matsutomi, H., M. Fujii and T. Yamaguchi: Experiments and Development of a Model on the Inundated Flow with Floating Bodies, Proc. of 31st Intl. Conf. on Coastal Eng., ASCE, Vol.2, pp.1458-1470, 2009.
- ・松富英夫：2007 年 9 月 17 日洪水の阿仁前田での氾濫について，秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター報告，第 3 号，pp.13-20, 2009.
- ・松富英夫，堺 茂樹，小笠原敏記，笹本 誠：2008 年岩手・宮城内陸地震による天然ダムについて，東北地域災害科学研究，第 45 巻，pp.47-52, 2009.
- ・岡本憲助，松富英夫：氾濫流速の簡易推定法に関する研究，東北地域災害科学研究，第 45 巻，pp.205-210, 2009.
- ・松富英夫：氾濫流に伴う自動車の衝突力の簡易評価法（試論），第 7 回日本地震工学会大会梗概集，pp.2-3, 2009.
- ・高梨和光，藤間功司，松富英夫，佐藤紘志：重要臨海施設における津波対策工システムに関する一提案，第 7 回日本地震工学会大会梗概集，pp.4-5, 2009.
- ・松富英夫：氾濫流に伴う自動車衝突力の簡易評価法，平成 21 年度土木学会東北支部技術研究発表会講演概要集 (CD-ROM)，II-79, 2010.
- ・濱本 藍，松富英夫：非接触法による円錐浅瀬上の段波の計測，平成 21 年度土木学会東北支部技術研究発表会講演概要集 (CD-ROM)，II-80, 2010.
- ・田地秀光，相馬崇志，松富 英夫：漂流物を伴う氾濫流の基礎実験，平成 21 年度土木学会東北支部技術研究発表会講演概要集 (CD-ROM)，II-81, 2010.
- ・松富英夫：最近の沿岸・陸上津波における課題，土木学会 2009 年度（第 45 回）水工学に関する夏期研修会講義集，B コース，土木学会水工学委員会・海岸工学委員会，pp.B-3.1-3.20, 2009.
- ・松富英夫編：日本地震工学会津波災害の軽減方策に関する研究委員会報告書，99p., 2009.
- ・松富英夫，堺 茂樹，小笠原敏記，笹本 誠：2008 年岩手・宮城内陸地震による天然ダムについて，岩手・宮城内陸地震被害調査研究報告書，北東北国立 3 大学岩手・宮城内陸地震被害調査研究グループ，pp.68-75, 2009.
- ・松富英夫：過去の河道閉塞事例との比較，平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震災害調査報告書，平成 20 年岩手・宮城内陸地震 4 学協会東北合同調査委員会，pp.275-277, 2009.
- ・松富英夫編：地震と津波両方の被災が想定される地域での建物のあり方，平成 19・20 年度北東北国立 3 大学連携推進研究プロジェクト研究成果報告書，50p., 2009.
- ・Murata, S. et. al. (eds.): TSUNAMI: To Survive from Tsunami, World Scientific, Advanced Series on Ocean Engineering, Vol. 32, pp.76-88 and 133-149, 2010.
- ・松富英夫：子吉川，日本の河口，古今書院，pp.63-73, 2010.

高橋智幸（津波災害分野，河川災害分野）

- ・Takahashi, T. et al.: Tsunami Disaster Assessment in the Southwestern Pacific Countries due to Giant Earthquakes near Japan, Safety and Security Engineering III, WIT Press, p.495, 2009.

- ・玉田 崇, 田村 保, 高橋智幸・佐々木 元: 河川での津波防災検討における津波移動床モデルの適用性に関する研究, 海岸工学論文集, 第 56 巻, pp.301-305, 2009.
- ・朝倉 暎, 高橋智幸: 流力振動を用いた小型水力発電に関する実験と数値計算, 平成 21 年度土木学会東北支部技術研究発表会講演概要集 (CD-ROM), II-27, 2009.
- ・高橋智幸: 津波から生き残る その時までには知ってほしいこと, 津波研究小委員会, 土木学会, 2009.
- ・奥村与志弘, 原田賢治, Edison Gica, 高橋智幸, 越村俊一, 鈴木進吾, 河田恵昭: 1994 年フィリピン・ミンドロ地震津波災害における復興対策の長期的効果に関する研究, 地震工学論文集, Vol.30, pp.637-644, 2009.
- ・高橋智幸: 津波を対象とした防災アセスメントー原子力発電所などを例としてー, 土木学会 2009 年度 (第 45 回) 水工学に関する夏期研修会講義集, B コース, 土木学会水工学委員会・海岸工学委員会, pp.B-8.1-8.18, 2009.
- ・高橋智幸, 鈴木進吾, 奥村与志弘: 2009 年 9 月 29 日サモア諸島沖地震津波に関する現地調査, 自然災害科学, 28-3, pp.259-268, 2009.

大場 司 (火山災害分野)

- ・大場 司, 山元正継, 近藤 梓, 鈴木真悟, 林信太郎: 岩手宮城内陸地震土砂災害地域の地質層序, 平成 20 年度北東北国立 3 大学連携推進研究プロジェクト岩手・宮城内陸地震被害調査研究報告書, 北東北国立 3 大学岩手・宮城内陸地震被害調査研究グループ, pp.24-35, 2009.
- ・Ohba, T. and Hayashi, S.: Ages of Onomatsuzawa Formation, Miyagi Prefecture - Quaternary intracaldera deposits (Q145-P013), Abstracts, Japan Geoscience Union Meeting, CD-ROM, Japan Geoscience Union, 2009.
- ・Miura, K., Ban, M., Ohba, T. and Fujinawa, A.: Eruptive sequence of AD1895 activity of Zao volcano, NE Japan (V159-009), Abstracts, Japan Geoscience Union Meeting, CD-ROM, Japan Geoscience Union, 2009.
- ・山元正継, 林信太郎, 大場 司, 近藤 梓, 深井勇年, 鈴木真悟: 2008 年岩手・宮城内陸地震によって発生した秋田県南部高松川沿い天矢場の地すべりについて, 平成 20 年度北東北国立 3 大学連携推進研究プロジェクト岩手・宮城内陸地震被害調査研究報告書, 北東北国立 3 大学岩手・宮城内陸地震被害調査研究グループ, pp.60-67, 2009.
- ・Ohba, T., Matsukoka, K., Kimura, Y., Ishikawa, H. and Fujimaki, H.: Deep Crystallization Differentiation of Arc Tholeiite Basalt Magmas from Northern Honshu Arc, Japan, Journal of Petrology, 50, 6, Oxford University Press, pp.1025-1046, 2009.
- ・大場 司, 橋本修一: 被災地域の地形・地質構造, 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震災害調査報告書, 平成 20 年岩手・宮城内陸地震 4 学協会東北合同調査委員会, pp.25-31, 2009.

2) 調査

- ・和歌山県沿岸の海岸林調査
参加分野研究員: 松富英夫
- ・インドネシア・パダン周辺の海岸林調査
参加分野研究員: 松富英夫
- ・2009 年サモア地震津波の現地調査
参加分野研究員: 松富英夫, 高橋智幸
- ・2010 年チリ地震津波の現地調査 (日本国内)
参加分野研究員: 松富英夫, 高橋智幸
- ・鳥海山歴史時代噴火の痕跡調査

- 参加分野研究員：大場 司
- ・岩手山 6000 年前の噴火に関する地質調査
参加分野研究員：大場 司
- ・岩手宮城内陸地震被災地域における凝灰岩分布調査
参加分野研究員：大場 司
- ・青森県下北半島における火山活動度評価のための現地調査
参加分野研究員：大場 司

2.3 講演会・シンポジウム等

1) 主催・共催

- ・学生研究交流会「地盤問題」
平成 22 年 1 月 7 日（木）
弘前大学理工学部 1 号館 207 号室（地球環境学科，共通ゼミナール室）
主催／北東北国立 3 大学分野別（理工学系）専門委員会防災分野ワーキンググループ
共催／岩手大学工学部附属地域防災研究センター
秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター
- ・北東北三大学連携「防災フォーラム 2010」
平成 22 年 3 月 27 日（土）
岩手大学工学部テクノホール
主催／北東北国立 3 大学分野別（理工学系）専門委員会防災分野ワーキンググループ
岩手大学工学部附属地域防災研究センター
秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター

2) 講師派遣

<講演>

松富英夫（津波災害分野，河川災害分野）

- ・「最近の沿岸・陸上津波における課題」，土木学会 2009 年度（第 45 回）水工学に関する夏期研修会，B コース，郡山市，2009 年 8 月 5 日．
- ・「洪水災害とその対応」，湯沢西地区水害から生活を守る会，湯沢市，2009 年 10 月 25 日．
- ・「Problems in Simulation of Tsunami Inundating Multi-storied Forest Region」，BPPT, Yogyakarta, 2009 年 11 月 6 日．

高橋智幸（津波災害分野，河川災害分野）

- ・「津波を対象とした防災アセスメント～原子力発電所などを例として～」，土木学会 2009 年度（第 45 回）水工学に関する夏期研修会，B コース，郡山市，2009 年 8 月 6 日．
- ・「Upgrading numerical model of sediment transport due to tsunamis」，Special seminar, Chulalongkorn University, 2009 年 11 月 3 日．
- ・「津波および洪水による被害の実際と今後の防災」，秋田県平成 21 年度第 2 回危機管理専門研修，湯上市，2010 年 1 月 14 日．

大場 司（火山災害分野）

- ・「-423m・田沢湖」美の国カレッジ 秋田自然学 I，秋田内陸線沿線の自然，秋田県生涯教育センター，2009 年 7 月 4 日．
- ・「地球資源学と火山」（出前授業），大館国際情報学院高校，2009 年 10 月 7 日．
- ・「火山を知る」（出前授業），黒沢尻北高校，2009 年 10 月 30 日．

- ・「宮城県大崎市～栗原市におけるカルデラ由来凝灰岩の分布と層序」, 北東北三大学連携「防災フォーラム 2010」, 岩手大学, 2010 年 3 月 27 日.

2.4 社会貢献

松富英夫（津波災害分野, 河川災害分野）

- ・(財) 建設工学研究振興会非常勤研究員, 1989 年 4 月～
- ・国際測地学地球物理学連合 (IUGG) 津波委員会委員, 1995 年 7 月～
- ・日本自然災害学会東北支部評議員, 2004 年 4 月～
- ・土木学会海岸工学委員会地球温暖化適応策検討小委員会委員: 2007 年 11 月～
- ・日本地震工学会津波災害の実務的な軽減方策に関する研究委員会委員長, 2008 年 6 月～
- ・土木学会東北支部商議員: 2009 年 5 月～
- ・国土交通省東北地方整備局リバーカウンセラー, 2006 年 1 月～
- ・国土交通省東北地方整備局河川水辺の国勢調査アドバイザー, 2006 年 6 月～
- ・国土交通省東北地方整備局湯沢河川国道事務所成瀬ダム環境検討委員会委員, 2006 年 11 月～
- ・国土交通省東北地方整備局日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震対策東北地区連絡協議会アドバイザー, 2007 年 2 月～
- ・国土交通省東北地方整備局雄物川水系河川整備学識者懇談会座長, 2008 年 2 月～2010 年 2 月.
- ・青森県公共事業再評価審議委員会委員兼青森県公共事業評価システム検討委員会委員: 2008 年 4 月～
- ・国土交通省東北地方整備局湯沢河川国道事務所成瀬ダム建設事業マネジメント委員会委員長: 2008 年 7 月～
- ・国土交通省東北地方整備局能代河川国道事務所米代川災害復旧事業マネジメント委員会委員長: 2008 年 7 月～

高橋智幸（津波災害分野, 河川災害分野）

- ・財団法人防災研究協会非常勤研究員, 2003 年 6 月～
- ・土木学会地震工学委員会・海岸工学委員会津波被害推定ならびに軽減技術研究小委員会, 2003 年 10 月～
- ・国土交通省東北地方整備局リバーカウンセラー, 2006 年 1 月～
- ・特定非営利活動法人大規模災害対策研究機構理事, 2006 年 6 月～
- ・国土交通省東北地方整備局河川水辺の国勢調査アドバイザー, 2006 年 9 月～
- ・日本自然災害学会編集委員会委員, 2007 年 1 月～
- ・土木学会海洋開発委員会海洋開発論文集査読小委員会委員, 2007 年 1 月～
- ・経済産業省原子力安全・保安院総合資源エネルギー調査会臨時委員, 2007 年 2 月～
- ・経済産業省原子力安全・保安院総合資源エネルギー調査会耐震・構造設計小委員会委員, 2007 年 2 月～
- ・土木学会原子力土木委員会津波評価部会委員, 2007 年 2 月～
- ・(財)沿岸技術研究センター平成 19 年度津波来襲時の鉛直緊急避難に関する研究会委員, 2007 年 9 月～
- ・(財)原子力安全技術センター耐震安全評価手法検討会委員, 2007 年 10 月～
- ・(独)原子力安全基盤機構地震ハザード評価分科委員会委員, 2007 年 11 月～
- ・内閣府原子力安全委員会専門委員, 2007 年 12 月～
- ・(財)沿岸技術センター秋田港長周期波対策に関する検討委員会委員, 2008 年 8 月～
- ・(学)五島育英会武蔵工業大学原子力人材育成プログラム講師, 2008 年 12 月.
- ・(独)原子力安全基盤機構地震動・津波ハザード評価検討会委員, 2008 年 12 月～

- ・土木学会調査研究部門海岸工学委員会，2009年5月～
- ・秋田県産業経済労働部指定管理者選定委員会，2009年9月～
- ・秋田港大浜地区生物共生型実験護岸検討委員会，2009年10月～

大場 司（火山災害分野）

- ・日本火山学会編集委員会委員：2006年9月～
- ・日本鉱物科学会行事委員会委員：2006年12月～

2.5 研究費

1) 科学研究費補助金

- ・津波被害の軽減を目的とした植生の実装に関する基礎的研究
予算：110万円
担当者：松富英夫（代表）
- ・2004年インド洋大津波の被害実態を考慮した新しい津波工学の展開
予算：70万円
担当者：高橋智幸（分担）
- ・火山地域における地すべりと水蒸気爆発の発生要因・頻度・関連性の研究
予算：190万円
担当者：大場 司（代表）

2) 研究助成

- ・日本周辺で発生する津波を対象とした環太平洋情報ネットワークの開発（国土交通省建設技術研究開発助成）
予算：90万円
担当者：高橋智幸（分担）

3) 受託研究

- ・平成20～23年度 土砂移動解析手法の高度化（独立行政法人原子力安全基盤機構）
予算：66,181,500円
担当者：高橋智幸（代表）

4) 共同研究

- ・津波による養殖筏漂流対策検討調査
予算：40万円
担当者：松富英夫

5) 奨学寄附金

- ・研究助成（国際航業株式会社）
予算：30万円
担当者：高橋智幸
- ・下北半島における火山活動度評価研究
寄付者：ダイヤコンサルタント株式会社
予算：550万円
担当者：大場 司

3. 論文・報告等

建物周りの津波痕跡分布とその活用

TSUNAMI-TRACE DISTRIBUTION AROUND BUILDING AND ITS PRACTICAL USE

松富英夫¹・原田賢治²

Hideo MATSUTOMI and Kenji HARADA

¹ 秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター長（〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1）

² 埼玉大学工学部建設工学科助教（〒338-8570 さいたま市桜区下大久保 255）

Examples of tsunami-trace distribution around building in the 2009 Samoa Earthquake tsunami are presented, and compared with those by laboratory experiments. It is confirmed through the comparison that tsunami-trace distribution around building by field survey is consistent with that by laboratory experiments and involves information such as inundation flow direction, velocity and force at the maximum incident inundation depth, and strength of building. Based on recent outcome of inundation flow velocity, the existing judgment criterion for degree of damage to building is re-examined, and new judgment criterion is confirmed to be consistent with Koshimura's tsunami fragility curve for wooden building.

Key Words: Field survey, tsunami, inundation flow, degree of damage to building

1. はじめに

静水圧（浮力を含む）や揚圧力を除き、流体力（摩擦力（せん断応力）、抗力、揚力など）は最終的に流速へ結びつけられる。これは、流体力（流体现象）の基本が流速であることを物語っている。

津波氾濫流速の推定に津波石や津波堆積物を用いる方法が開発されている^{1)~4)}。これらの方法は、例えば、津波の初期波形を地震情報から間接的に推定する現行の方法に相当する。本来ならば、津波の初期波形は人工衛星などによる面的な直接測定に基づく推定が望ましい⁵⁾。これは津波氾濫流速でも同じである。ただし、津波石や津波堆積物を用いる方法は過去の津波、特に古津波には非常に有用である。

松富・首藤は建物の前・背面の津波痕跡から津波氾濫流速を推定する方法を提案した⁶⁾。現地調査や水理実験を重ね、その信頼性の向上が試みられている⁷⁾。しかし、建物周りの津波痕跡分布特性がよく判っておらず、①一般に、目立たず、部分的に存在する痕跡から有用な現地調査データを得るには、建物周りのどこを測定すればよいか、②痕跡が引き波や反射流の影響を受けているかどうか（データの有効性の問題）、といった問題も残されている。

本研究は、先ず 2009 年サモア地震津波を例に、建物周りの津波痕跡分布の現地調査結果を報告する。次に、その現地調査結果と水理実験結果⁷⁾の比較・検討、氾濫流速と建物被害の調査結果、氾濫流速や抗力からみた建物の造り別の被災程度の新判断基準を報告する。

2. サモア地震津波の概要

2009年9月29日午前6時48分（日本時間30日午前2時48分）、サモア諸島南方沖（15.559°S, 172.034°W）で $M_W=8.0$ の地震（深さ18 km, 傾斜角52°, 走向345°, すべり角-61°）とそれに伴う津波が発生した⁸⁾。証言によれば、米領サモアの南岸における津波初動は引きで、Pago Pagoでは第1波が引ききらないうちに第2波が打ち寄せ、第2波が最大であった。Pago Pagoの検潮記録によれば、地震の20分後に小さな押しの初動が認められるが、これは目視では見過ごされた可能性が高い。米領サモアにおける津波高分布を図-1に示す⁹⁾。死者は、2009年12月18日現在、サモア独立国で183人（人口約18.9万人）、米領サモアで34人（約6.0万人）、トンガで9人（約10.4万人）に達した。

3. 建物周りの津波痕跡分布

現地調査は2009年10月16日～18日（正味）にかけて米領サモアの Tutuila 島で行った。調査地域は島の西側から反時計周りに Maloata, Amanave, Leone と Pago Pago で、図-1の四角で囲ったところである。

できるだけ平坦地にあり、孤立的な建物で、痕跡が引き波の影響を受けていない有意なデータを図-2～4に示す。建物は写真と平面図の両方で表示してある。図中の太い黒実線と矢印は各々浸水深と建物周りの痕跡分布から推定した津波の氾濫方向を示す。Pago Pago は細長く曲がった湾の奥に位置する（図-1）。ここで調査した3軒の建物周りの痕跡は全て引き波の影響を受けており、有意なデータが得られなかった。その例を図-5に示す。

図-2に Maloata での調査結果を示す。建物はほぼ平坦地（衛星写真中の白矢印線に沿って、勾配約+1/19の前浜に引き続く勾配約+1/52の緩斜面上）にあり、汀線からの距離約64 m地点に孤立的に建っている。建物の平面形状はやや複雑（トの字形）であり、ここでは12点で

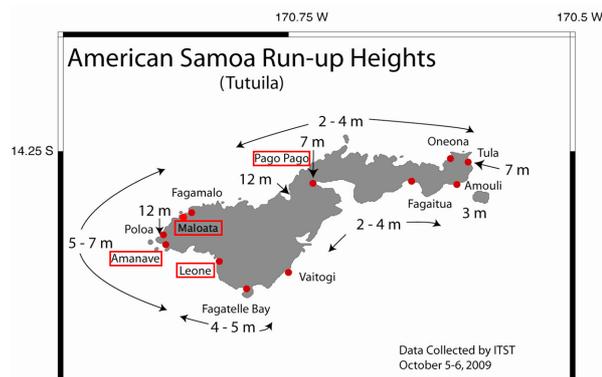


図-1 米領サモアにおける津波高分布

痕跡の水位と水深を得た。建物がないとしたときの津波ピーク時の入射氾濫流速（エネルギー損失を考慮した補正後⁷⁾で、以下同じ）は3.0 m/s, 入射フルード数 F_r は0.79と推定された。

図-3に Amanave での調査結果を示す。建物は高さ約1 mの浜崖に引き続く勾配約+1/40の緩斜面上にあり、汀線からの距離約142 m地点にやや密集して建っている。ここでは6点で痕跡の水位と水深を得た。津波ピーク時の入射氾濫流速は1.7 m/s, 入射フルード数は0.42と推定された。入射フルード数が小さいが、これは建物が緩斜面上で、氾濫域の奥部に建っているためと思われる。参考までに、これまでに現地調査で収集された補正後の入射フルード数は0.42～1.2（補正前は0.7～2.0）の範囲である。

図-4に Leone での調査結果を示す。建物は平坦地（高さ約1 mの浜崖に引き続く勾配約+1/220の緩斜面上）にあり、汀線からの距離約109 m地点にやや孤立的に建っている。今回の現地調査において最も理想的なデータであり、ここでは7点で痕跡の水位と水深を得た。津波ピーク時の入射氾濫流速は2.5 m/s, 入射フルード数は0.72と推定された。

上述した何れの場合も津波ピーク時の入射フルード数は1以下で、流れは常流である。これは、汀線から陸側へ離れた場合を対象とした氾濫流実験での結果⁷⁾や2004年インド洋津波における Banda Aceh の Putri 家（図-6）でのもの（ $F_r \approx 0.92^{10)$ 。本研究の評価方法では0.56）と整合している。

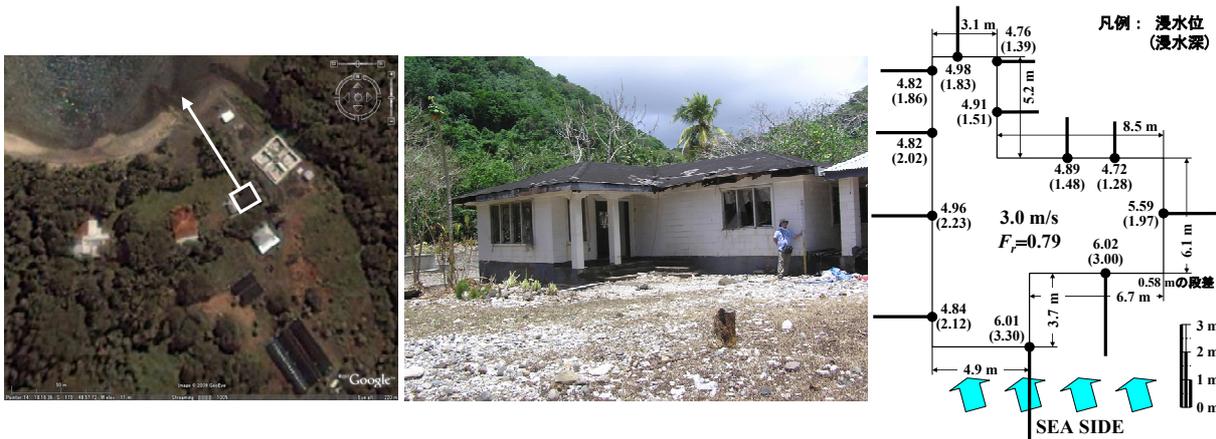


図-2 建物周りの津波痕跡分布 (Maloata)



図-3 建物周りの津波痕跡分布 (Amanave)



図-4 建物周りの津波痕跡分布 (Leone)



図-5 建物周りの津波痕跡分布 (Pago Pago)



図-6 地震と津波の両方に耐えた Putri 家の家屋

図-7(a)～(c)に Maloata, Amanave と Leone での建物の前・背面痕跡水深(縦棒)と正四角柱模型での水理実験結果(自由曲線)⁷⁾の比較を示す. 実験結果は定常流実験で得られたもので, 凡例の B は水路幅 (cm), F_{r0} は等流のフルード数である. また, h は水路底面から水際線までの高さ, h_0 は等流水深, y は模型前面(左図)では模型左端, 模型背面(右図)では模型右端を原点とする水平距離座標で, 模型幅 W で無次元化されており, x は模型右側面に沿い, 模型上流端を原点とする距離座標で, 模型長さ

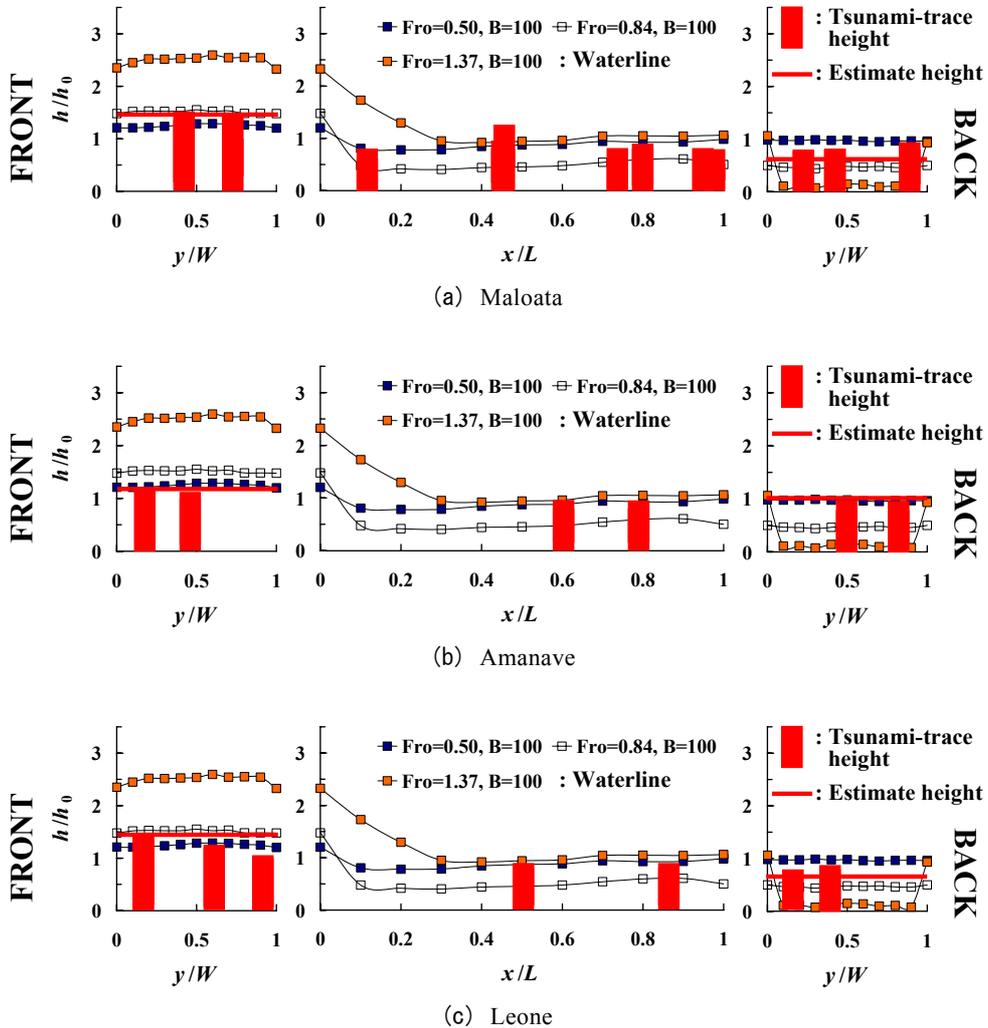
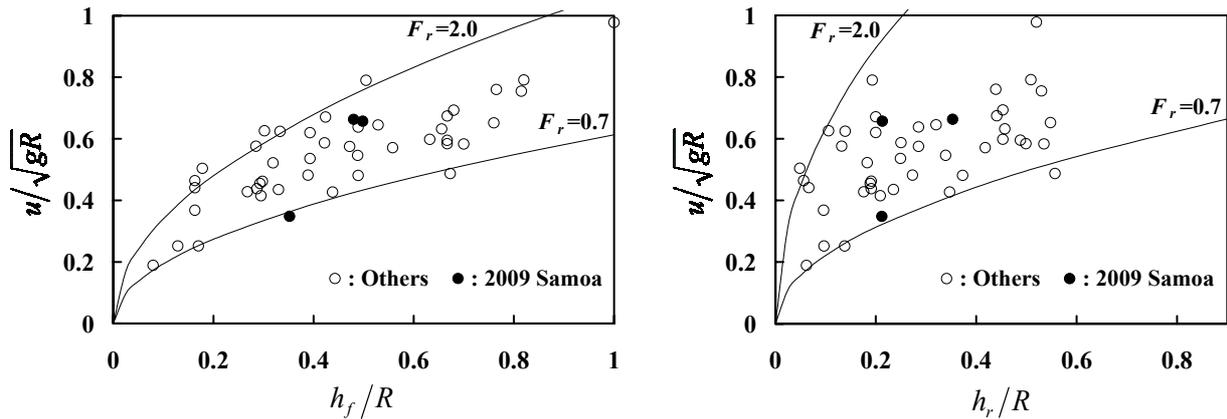


図-7 正四角柱周りの浸水深分布(自由曲線)と現地調査データ(縦棒)の比較

L で無次元化されている. ここで, 無次元前面痕跡水深は, 入射フルード数 F_r ($\cong F_{r0}$ と考える) に応じて, $B=100$ cm における実験結果のそれ

(太い水平直線)と一致させ, それに基づいて, 順次, 等流水深と無次元背面痕跡水深を評価し, 背面での無次元痕跡水深と実験結果のそれ



(a) 前面水深を浸水深とした場合

(b) 背面水深を浸水深とした場合

図-8 氾濫流速と浸水深の関係

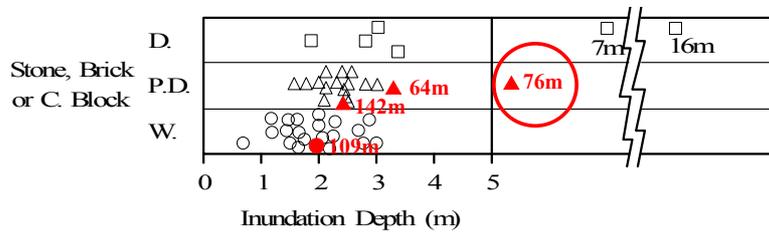


図-9 浸水深と建物の被災程度の関係

(太い水平直線)を比較している。図から、無次元背面痕跡水深は定常流の実験結果より大きめであることが判る。この理由として、実際の氾濫流は非定常であり、窓や戸口を通して建物背後へ流れ込むことなどが考えられる。

ロック造の建物において貴重なデータが得られた(図-9中の丸囲い)。地震で揺られ、汀線から70m以上離れ、しかも前面浸水深が5.3mに達したにもかかわらず、建物の被災程度は中破⁶⁾であった。

4. 氾濫流速と建物の被災程度

図-8に補正前の氾濫流速 u と前・背面浸水深 h_f , h_r の関係を示す。図中, g は重力加速度, R は前面浸水深の測点やその近傍での津波来襲時の海面からの津波高である。●が今回のサモア地震津波で得られたもので、氾濫流速はこれまでの変動範囲内であることが判る。

図-9に前面浸水深と建物の被災程度の関係を示す。▲(中破, Partially Damaged)⁶⁾と●(小破, Withstood)⁶⁾が今回のサモア地震津波で得られたもので、その右横の数値は汀線からの距離である。このような浸水深と建物の位置による被災程度の表示法は洪水氾濫ですで行われている¹¹⁾。今回の調査ではコンクリート・ブ

5. 氾濫流速や抗力からみた建物の被災程度の判断基準

段波先端部や氾濫流先端部(サージフロント)の衝突時を除けば、建物に働く流れ方向の流体力では抗力が支配的と言われている¹²⁾。現地調査で得られた浸水深を氾濫流速に換算し、建物の被災程度を氾濫流速 u と抗力 F_D で表現する試みが行われている¹³⁾。現地調査と水理実験の結果を考慮した氾濫流速に関する最新の知見⁷⁾を用いて、建物の造り別の被災程度の判断基準¹⁴⁾を再整理した結果を表-1に示す。表中、氾濫流速は $u = 0.66\sqrt{gh_f} = 1.2\sqrt{gh_r} \cong 1.2\sqrt{gh}$ 、抗力は $F_D = 0.22\gamma_s C_D h_f^2 B$ で評価されている。ここで、 h は建物への入射氾濫水深、 γ_s は海水の単

表-1 建物の造り別の被災程度の新判断基準

建物の造り	中 破			大 破		
	h_f (m)	u (m/s)	F_D (kN/m)	h_f (m)	u (m/s)	F_D (kN/m)
鉄筋コンクリート造	—	—	—	8.0 以上	5.8 以上	155~281 以上
コンクリートブロック造	3.0	3.6	21.8~39.6	7.0	5.5	118~215
木 造	1.5	2.5	5.4~9.9	2.0	2.9	9.7~17.6
被災程度	ほとんどの柱は残っているが、壁の一部が破壊されている。			壁はもちろん、柱のかかなりの部分が折れるか失われている。		

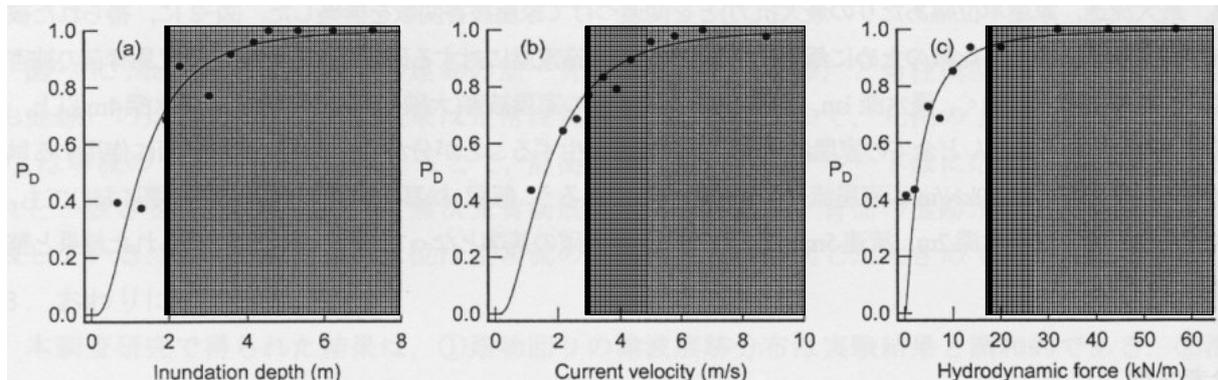


図-10 我が国の木造家屋に対する大破の新判断基準と越村の津波被害関数の比較

位体積重量 ($=10.1 \text{ kN/m}^3$), C_D は抗力係数, B は建物の幅で, 氾濫流速は建物にとって最も危険(大きい)なもの, 抗力係数は建物の形状と氾濫流の流向を考慮して1.1~2.0が採用されている. 氾濫流速として最も小さなものが採用されれば, 氾濫流速は表の値の5割強, 抗力は約3割となる. 建物の被災程度を氾濫流速や抗力で表現すれば, このように大きな幅を持つことになる. これは, 浸水深が同じでも, 氾濫流速は千差万別だからである.

図-10に我が国の木造家屋に対する被災程度(大破)の新判断基準(表-1)と越村¹⁵⁾の津波被害関数 P_D の比較を示す. 図から, 両者の対応が比較的よいことが判る.

6. おわりに

本調査研究で得られた主な結果は次の通りである.

①建物周りの津波痕跡分布は水理実験結果

と調和的である(図-7).

②氾濫流速はこれまでの変動範囲内であった(図-8).

③コンクリート・ブロック造の建物において貴重なデータが得られた. 地震で揺られ, 汀線から70m以上離れ, しかも前面浸水深が5.3mに達したにもかかわらず, 建物の被災程度は中破であった(図-9).

④最新の津波氾濫流速に関する知見を用いて, 氾濫流速や抗力からみた建物の造り別の被災程度の判断基準を示した(表-1).

⑤我が国の木造家屋に対する新判断基準と越村の津波被害関数の対応は比較的よい(図-10).

謝 辞: 本調査研究は JST-JICA 地球規模課題対応国際科学技術協力「インドネシアにおける地震火山の総合防災策」(研究代表 東京大学教授 佐竹健治)の一環として行われた. また, 日本地震工学会「津波災害の実務的な軽減方策

に関する研究委員会」から調査費の補助を受けた。ここに記して感謝の意を表す。

参考文献

- 1) Nott, J.: Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting, *Earth and Planetary Science Letters*, **210**, pp.269-276, 2003.
- 2) Goto, K. et al.: Distribution, origin, and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand, *Sedimentary Geology*, **202**, pp.821-837, 2007.
- 3) Moore, A. L., McAdoo, B. G. and Ruffman, A.: Landward fining from multiple sources in a sand sheet deposited by the 1929 Grand Banks tsunami, Newfoundland, *Sedimentary Geology*, **200**, pp.336-346, 2007.
- 4) Jaffe, B. E. and Gelfenbaum, G.: A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits, *Sedimentary Geology*, **200**, pp.347-361, 2007.
- 5) 例えば, 鈴木由美・児島正一郎・高橋智幸・高橋心平: 人工衛星画像を用いた津波の発生および伝播観測に関する検討, 海岸工学論文集, 第 52 巻, pp.251-255, 2005.
- 6) 松富英夫・首藤伸夫: 津波の浸水深, 流速と家屋被害, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp.246-250, 1994.
- 7) 岡本憲助・松富英夫: 津波氾濫流速の簡易推定法に関する基礎的研究, 海岸工学論文集, 第 56 巻, pp.296-300, 2009.
- 8) USGS: Magnitude 8.1 - Samoa Islands Region, <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2009/us2009mdbi/>
- 9) ITST から提供を受ける.
- 10) 榊山 勉・松富英夫・都司嘉宣・村上嘉謙: ビデオ画像による津波氾濫流速と現地調査による推定値との比較, 津波工学研究報告, 第 22 号, pp.111-117, 2005.
- 11) 土木学会平成 16 年 7 月北陸豪雨災害緊急調査団: 破堤氾濫と家屋被害, 平成 16 年 7 月北陸豪雨災害調査報告書, pp.67-72, 2005.
- 12) 松富英夫: 砕波段波衝突時の圧力分布と全波力, 海岸工学論文集, 第 38 巻, pp.626-630, 1991.
- 13) 飯塚秀則・松富英夫: 津波氾濫流の被害想定, 海岸工学論文集, 第 47 巻, pp.381-385, 2000.
- 14) 松富英夫: 最近の沿岸・陸上津波における課題, 土木学会 2009 年度 (第 45 回) 水工学に関する夏期研修会講義集, B コース, pp.B-3-1- B-3-20, 2009.
- 15) 越村俊一: 我が国の木造家屋に対する津波被害関数 —1993 年北海道南西沖地震津波の事例から—, 東北地域災害科学研究, 第 46 巻, 2010. (印刷中)

秋田駒ヶ岳の地球物理学的観測と近年の火山状況

GEOPHYSICAL OBSERVATIONS ON MT. AKITA-KOMAGATAKE AND ITS RECENT VOLCANIC CONDITIONS

狐崎長琅¹・村岡 淳²
Choro KITSUNEZAKI and Atsushi MURAOKA

¹ 秋田大学名誉教授 (〒010-0851 秋田市手形字オノ浜 31-5 (自宅))

² 総合地質調査株式会社技術部 (〒140-0001 東京都品川区北品川 1-8-20 第2林ビル)

In Akita-Komagatake Volcano, geophysical observations have been carried out repeatedly on ground temperature, geomagnetic field (total intensity), and gravity since 1975, to monitor volcanic conditions. Observation points were located around and in Medake, one of central cones in the South Caldera of the volcano, which erupted in 1970-71. Geothermal zones expanded around the crater on the top of Medake in a few years after stop of the eruption, and shrank after their uppermost period of 1978-79. Very recently the thermal activities are reviving. The corresponding tendencies have been observed on variation of the temperature, the total intensity, and the gravity. The gravity variation may be caused by elevation variation.

Key Words: Akita-Komagatake, eruption, volcano, geothermal, gravity, geomagnetic field

1. はじめに

(1) 秋田駒ヶ岳の1970-71年噴火は、地元民にとっても、地学関係者にとっても予想外の事であった。噴火主体の女岳は、噴火終了後数年で火口自体の冷却にもかかわらず、全体的に一旦は高温化した。2000年頃までには殆どの山域は平常地温まで冷却した。それが、ここ数年来、女岳山頂域北東縁の残存高温域を中心に復活傾向に転じた。2009年には噴気域の拡張傾向がかなり顕著で、火山活動の本格化を意味するものか、注目されている。

(2) 本火山は東北地方の多くの火山と同様、あまり活発な火山ではなく、常時の密な観測対象とはなりにくい。いわゆるBランクの火山である。しかし、常時を知らずに、時に臨んで異変を判断することは今でも難しい。本研究の開始は噴火終了後間もない1974年に溯る。状況の進展に応じ、いろいろ試行したが^(a5)、基本要素の地温、地磁気、重力については、今日まで観測を継続している。その背景と方法的意図については2で述べる^(b4)。

(3) 狐崎は秋田大学在職時周囲の学生や学内外の人々の協力を得て本研究を実行し、なおも継続している。村岡は1977年度卒業研究として⁽ⁱ³⁾、主に地温調査を推進し、以後若干の関与を経て、近年の重力観測に全面的に関わった。

筆者らは、今後この観測を直接持続し得る状況にはない。この観測が何ほどなりと、以後の関心に接続し、生かされることを期待している。本報告はその足場を提供するために執筆された。

諸観測と火山状況の推移を3で概観し、既刊の諸

報告への接続の便宜を図る。最近の観測による新規の知見も、この3に含めるが、2009年に注目された高温域の拡大・拡散現象については、4で特記する。

重力観測は狐崎の秋田大学退職(1999年3月)後中断していたが、2008~09年に再開した。同じくLaCoste G型重力計を用いたが、以前とは器体が異なることで、重力計のスケール定数の補正という新しい問題に直面した。これに関連する事項は、3.1.3に含める。

重力変化は實際上高度変化を意味するとみられる。重力変化が発見されて間もない1989年頃空中写真による高度変化の判読がなされた。これを付録に収録する。

参考文献には、資料の手引きとして、若干の注釈と訂正を付記する。

2. 研究の背景と意図

(1) 1970年8月女岳山頂付近でたまたま噴気が発見された。その後視察に赴いた人は多かったが、噴気発見の約3週間後(9月18日)突如溶岩を噴出するとは誰もが想像しなかった。この種の予測は概ね経験的知識に基づく。その38年前(1932年7月)には、女岳南西の同じカルデラ内で水蒸気爆発があった^{(a5)(c1)}。その程度のことは予想しえても、それ以上の手掛かりはなかった。1932年以前の本火山の活動状況については、風聞以上の明白な記録はない。そして地質学的調査からの、1万年程前の火山形成期の活動へと一気に溯る^(d3)。

この山は特に山岳信仰の霊山とされた気配は乏し

く、古来人が立ち入ることも稀であったろうが、記録を残しやすい江戸時代になっても、活動記録がなく、山麓の村や峠道から注目されるほどの活動は実際になかったものとみられる。ただし、1932年の水蒸気爆発では、火山灰の飛散は山麓には及ばず、またその頃の悪天候とも重なり、山腹の国見温泉以外の地元民は感知しなかった^(c1)。この程度の小活動ならあったのかもしれない。

(2) このような火山も活動すれば、関心呼び、研究も集中する^(d1~4)。そこで得られた知見も多いが、また常時の関心から遠ざかる。時たまの活動以前の、先行状況の推移は、なお謎のまま残される。その空白を埋めることを、この観測では意図した。しかし、実際には、状況の推移の中で、意味を探りつつ方向を模索してきた。

噴火記憶の生々しい1974年早春、山麓から望見された噴気が噴煙のごとく、また飛行機からの黒い融雪帯が新溶岩流のごとく見え、噴火再開かと報道されたことがあった^(a5)。その実態を現地踏査で確かめることから、この研究は出発した。その現象自体は1(1)で述べた噴火後の再高温化の一過程であった。それは噴火時に貫入残存したマグマ類の冷却・放熱による余効的現象と推定されたが、その時点で新規活動の可能性も考慮された^{(a1)(a2)}。1978年頃を最盛期として、高温域が減退に転じるまでは、進行現象への対応として、諸観測が企画された。目先の現象が沈静化するにつれて、長期的視野へと方向を調整した。

本来火山観測に専念する部所がない者が、維持しうる観測の範囲には限度がある。仮に高密度な観測を実行しても、活動のまれな火山では成果効率が低く、観測努力を維持しがたい。頼るべき足場は地元の身近さである。

そこで、比較的素朴な方法による長期的監視を基本に据え、適宜より高度な観測と連携せしめることで、この種の火山に対応すべきものと考えた。その基幹部分は、地元住民の身近な自然への関心と防災意識に基づいて、草の根的に維持できるものにした。しかし、そこには当然技術的な限界もあり、それに頼り切ることにはできない。

実際には、何をどのように観測したら効果的か、それを探る試行実験として、本研究を位置づけた。現象の変化がなければ、試行もなりたたない。噴火後の現象の推移は、時間軸を逆に溯れば、噴火に至る先行現象の一応の近似とみなる。そして、前噴火後40年、期せずして実際に先行的とも見られる復活現象が顕著になりつつある。

3. 観測概況

3.1 観測法

(1) 前記の高温域拡大期には自ら地震の臨時観測もしたが^(b1)、やがてその面は漸次整備されてきた本格的な地震観測網に委ねた。この火山は常時地震に乏しく、1970年の噴火でも、予兆的地震はあまり見られなかった^(d2)。それは当時の不備な観測体制下でのことであり、現状ではどの程度発現するかはわからない。

基本としてきたのは連続観測ではなく、随時の継続的定点観測である。まず重視したのは地温である。1975年以後漸次地温管が埋設され、管底地温(地表下1m深)が測定された^(a1)。通常、サーミスタや白金線の温度センサーを用いた。地温は日ごとにも季節的にも変化する。この方法で日変化は殆ど除けるが^(a2)、季節変化は避けがたい。このためできるだけ8月後半から9月上旬の最高温期に観測し、経年的変化を追跡した。管材は現在殆どは非磁性のステンレスであるが^(a3)、当初は亜鉛引き鉄管も用いた。既設地温点は全部で約100点に上るが、近年では植生の繁茂や表土の崩壊で、発見不能となったものも多い。

(2) 地温管頂(蓋上面)は磁場観測定点でもある。すなわち1979年以降、管頂上方2.50mにセンサーを置き、プロトン磁力計で全磁力を測定した。その日変化の補正のため、初期のころは現地の定位置で自前の固定観測もしたが、後になると、近辺での他機関による固定観測も整備されるようになり、その観測データを利用した。通常用いたのは東北大学岩手山観測所の全磁力データである。2009年の観測では、それが故障により利用できなかったため、国土地理院江刺観測場のデータを利用した。秋田駒ヶ岳の観測域からの距離は岩手山観測所で約20km、江刺観測場で80kmほどである。江刺では日変化補正に数nTほどの誤差が生じうるが、実際上あまり支障はないと判断された。日変化の補正済み全磁力は、山腹(八合目附近)の安定した固定点(No.76;図1)を基準として、相対全磁力に変換された。各測点ごとの相対全磁力について、観測初年値からの差を変化量とした^(a4)。磁場変化の源は温度による岩石磁化の変化とみられ、結局これは地温変化と対応する。

(3) 第3は重力観測である。1977年重力台(コンクリート製)を女岳山頂に至る登山ルートに埋設し、その上で重力を測定した。それを、山麓の田沢湖町役場(現仙北市役所)玄関(A0)を基準とする相対重力値として表現した。1988年の再測により、顕著な系統的な重力変化が見出された^(a4)。以後その推移を

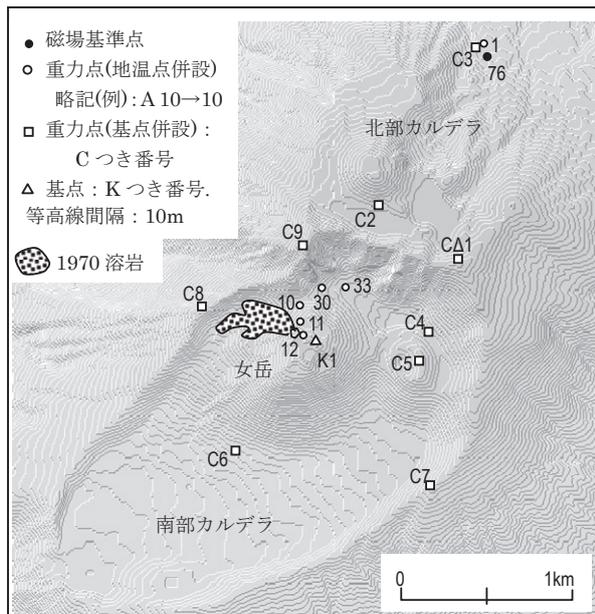


図1. 秋田駒ヶ岳の地形と主要測点. $\Delta 1$ は三角点, $C\Delta 1$ はそれに付属する重力点. 他の重力点呼称については本文 3.1.3(1)[注]を参照. (地形図はカシミール3D・高密度地図)

観測している. 1998年の観測後中断していた重力観測を2008年に再開した際, 使用器は以前のG308(秋田大学)からG579(総合地質調査(株))に替わった^(b5). これによるスケール定数差の影響を軽減するため, 八合目のA1基準の相対重力値を重視した(詳しくは3.1.3(6)参照). その経年変化も, 観測初年値からの差で表現する. 重力変化の観測は, 本来質量や密度の変化の検出を志向するものであるが, 実際には観測点高度の変化を多く反映する. 後者の影響を除去してのみ, 微小成分である前者を抽出できる. ここでの記述については, 3.1.3で厳密に補足する.

高度の変化は正規には水準測量で検出されるが, 山岳での実行は容易ではない. 重力観測はその代行手段であった. 今ではGPSでの観測が常道である. その技術は1990年代には大分発達し, 専門機関の協力を得てその観測もなされたが^(b2), その後十分追跡されていない. 当然, その面の強化を希望するが, 筆者らの当面の立場は, 過去との接続の保持である. このため, 重力観測をなお重視している.

(4) 重力計読値を重力値スケールのミリガル値に変換し, 器高・潮汐・ドリフトの補正等を経て, 相対重力値に至るまでの処理は通常通りである^{(h1)(a4)}. ただし, 器高(重力計上面の重力台面からの高さ)の差は小さいことが多く, その補正は適宜省略した. このような一式の補正を経た上で, A0基準やA1基準の相対重力とした. 重力観測では, ある基準点から出発し, 各点を往路と復路の2度測定し

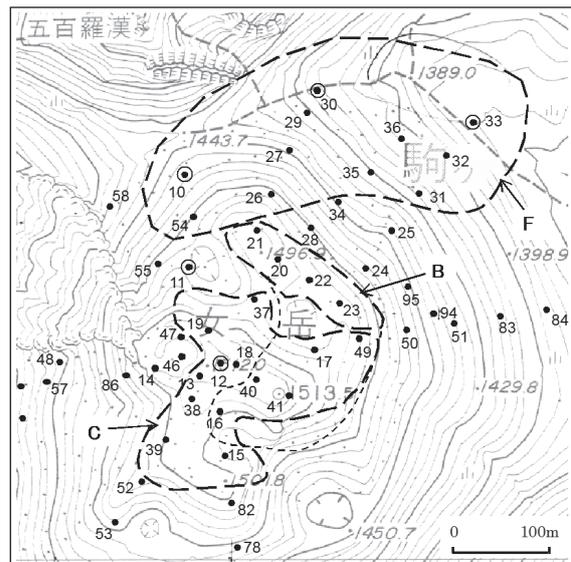


図2. 女岳付近の地温点(黒小円)と帯域区分(B, C, F). 丸囲み黒点=重力点(地温点併設), 太破線=地温帯域. 磁場帯域: Bは細破線の如く南に拡張(C域は圧縮).

て, 基準点に戻るループ方式を基本とした. 所要の補正を経た後の往復測定値の平均値を相対重力値として採用した. それからの両値の差をもって誤差とした. この誤差はG308では通常0.01mGal以内であるが, G579では若干大きく, 0.02mGal程度の場合もあった. なおドリフト補正でのドリフト勾配は, 通常は単純に, 上記基準点の往・復値(器高・潮汐の補正済みミリガル値)の差と時間差から求めた. 潮汐補正量も通常通り, 地球を剛体と仮定しての理論値に, 弾性体としての補正係数(G-factor=1.2)を乗じて求めた^(h1).

3.1 現象の推移

3.1.1 地温

(1) 図1に秋田駒ヶ岳の地形と主要測点を示す(北が上方, 他図も同様). この火山は, 北部と南部の二つのカルデラからなる^(a5). 単にカルデラと言えば地形的に明瞭な南部カルデラを指す. 南部カルデラ中に中央火口丘の一つの女岳がある. その山頂域西側で1970年噴火の火口が発生した. その溶岩流は図に示すように西側山腹に約500m流下した.

1970年9月18日の爆発後, しばらくして活動は漸次減退し, 翌年1月26日に停止した. その後1~2年で火口は急速に冷却したが, その周辺域が次第に高温化し^(e1), 溶岩流の北側の外輪内壁(図5のIV域)にも及んだ^(a2). 但し, その最高温度は100°C未満で水の沸点をこえることはなかった. 一般に1m

深地温が 80°C 程度以上の所は、地表での噴気も目立ち、判別しやすい。その程度の高温では、季節変化も見られなくなる。亜硫酸ガス等の火山性ガスは、噴火直後の火口以外の噴気域では検出されなかった。その後 1990 年頃までに、殆どの領域は平常地温にまで減退した^(b3)。

(2) 1978 年頃の高温域最拡大期の様子を図 5 に示す。特に、1970 年火口から約 150m 離れた山頂域北東縁 (B 域; 図 2) を中心とする III 域で、高温化は顕著であった^(a3)。そして、1990 年頃には殆どは平常地温にまで減退するが、B 域には高温域が残存した。2006 年頃から明確になった再高温化はこの B 域からの復活である^(b4)。このことを、図 3 で明確にする。

(3) 図 2 に女岳付近の地温 (兼磁場) 測点の分布と帯域区分を示す。地温測点等は地温点等とも呼ぶ。各帯域についての地温と全磁力の経年変化の状況を、図 3 に示す。ここでは、C、B、F の各帯域ごとに、地温を左側に、全磁力を右側に配列している。これに基づいて、地熱活動の推移の概要を説明する。

C 域は 1970 年火口 (図 5 の I) の東側に隣接する女岳山頂の中央域である。ここでは高温域が 1978 年頃の最高温期以後急速に減退し、1990 年頃から平常地温化するという典型的傾向がみられる。なお、平常地温は海拔 1500m 程度のこの付近では、季節的の最高温期 (8 月下旬~9 月上旬) で 15°C 程度である。この C 域の傾向は 1970 年噴火後高温化した殆どの領域を代表するとみてよい。実際には、1993 年に水沢高校科学部の測定によって、地温低下が確認されて以後、図 5 の IV、V 域ではあまり測定されていない。

B 域でも高温域は C 域と同様に 1978 年頃の最高温期以後一旦は減退傾向を辿ったが、残存高温部から 2000 年頃より復活しだした。その傾向は 2006 年頃には明瞭となった。これが既に述べた近年の地熱・噴気活動の復活、つまり再高温化である。

F 域は B 域北側の女岳山腹~山裾の領域である。ここでも地温の変化傾向は C 域と類似するが、最高温期でも地温はあまり高くなかった。この領域の特徴は、むしろ全磁力変化にある。

現今の高温化進行過程で、2009 年には地熱域の新規拡大・拡散が注目された。そのことは 4 で述べる。

3.1.2 全磁力

(1) 図 3 の C 域において、全磁力変化は地温と逆傾向に変化している。すなわち、全磁力の観測開始の 1979 年はほぼ最高温期であった。これ以後、地温の減退傾向とは逆に、全磁力は増加傾向を辿った。

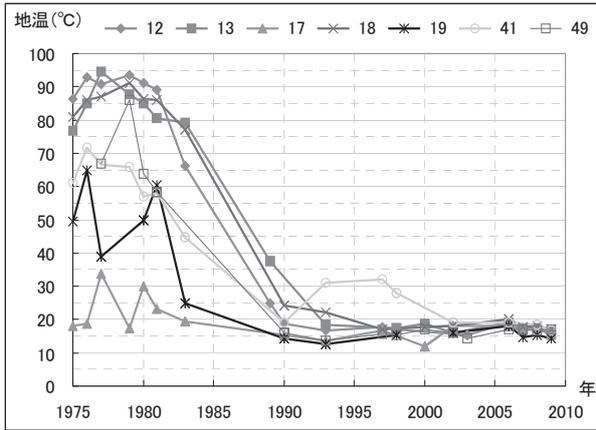
そして、地温が平常地温へと定着すると共に、全磁力の増加も飽和状態に達した。

この逆対応傾向は B 域で特に明確である。ここでは、近年の再高温化において、全磁力は再減少傾向に転じた。なお、磁場の B 域は地温の B 域よりも更に南に広がり、C 域を狭めている。図 2 では細破線域で B 域の南下はみ出しの様子を示している。

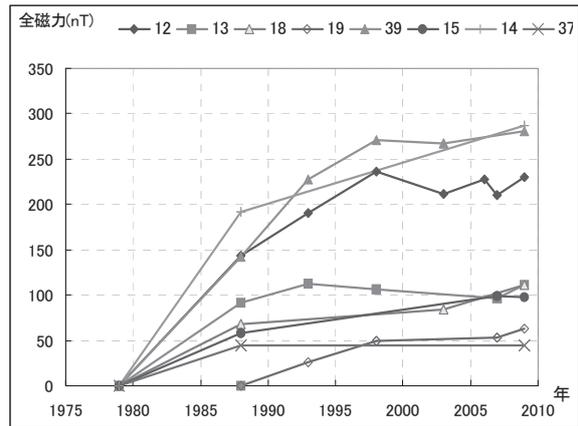
(2) これまでは現象を単純化し、全磁力変化の領域は地温変化の領域と直接対応するかの如く記述した。全磁力の経年変化の空間的様相は、結局はある時期の全磁力分布を基準としての全磁力異常に相当する。したがって、それは一般の全磁力異常と同様な空間分布を呈し^(b1)、常に南北一対の正負域分布となる。異常磁化源が地球磁場方向に磁化する場合を正磁化とすると、正の全磁力異常は、異常源の直上よりもやや南よりに生じる。正異常の北側にはそれよりも弱い負異常域が現れる。ここでの記述は、当面の秋田駒ヶ岳 (北半球側の中緯度帯) を前提としている。磁化源が浅ければ、正異常域は、磁化源の直上近くに生じる。異常磁化源が逆 (負) 磁化している場合は、そっくり異常磁場の方向が逆転し、南に負、北に正の異常が発生する。

高温化による減磁は負の磁化に相当し、全磁力の減少は、負の全磁力の発生とみなせる。このことは地下岩石が高温化で、負に磁化 (つまりは減磁) したことを示唆する。しかも、高温域と全磁力減少域がほぼ一致することは、その磁化源上面がごく浅いことを意味する。全磁力変化が、B 域での減少と F 域での増加 (あるいは B 域での増加と F 域での減少) という対の分布をなすことは、磁気異常の性質をよく表していると共に、観測の信頼性を物語る。

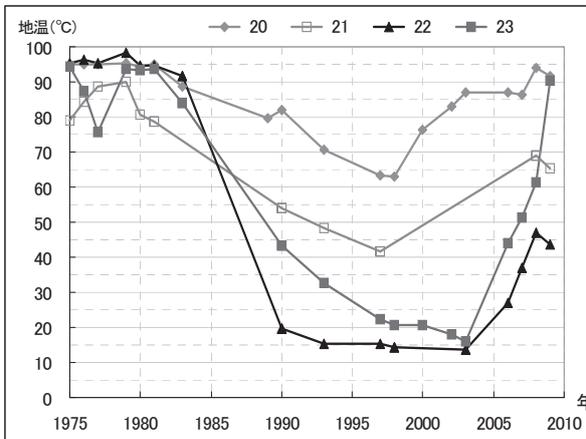
(3) 1970 年溶岩での実験によると、常温から 100°C 程度までの温度上昇によって、全残留磁化 (平均 14A/m) の 10% 程度が消磁する^(a1)。この結果を拡張し、この程度の温度変化によって、女岳山体の磁化が 1A/m だけ可逆的に変化すると仮定した。この磁化変化が B 域 (40m×170m) のごく浅部 (2m) から 50m 深程度までの領域で発生するとして、簡単なモデル計算を試みた。低温化に伴う最大 400nT ほどの B 域での全磁力増加は、これで説明できる^(b4)。可逆性の仮定により、再高温化による全磁力減少も理解できる。つまり、当面の現象については 500°C 程度のキュリー点を越えるような高温化を想定する必要はなく、噴火後の高温化や近年の再高温化は比較的浅部の熱水系の活発化によるものと思われる。全磁力変化の正負域の広がりや、異常源の底の深さを反映する。その面の解析は別の機会に譲る。



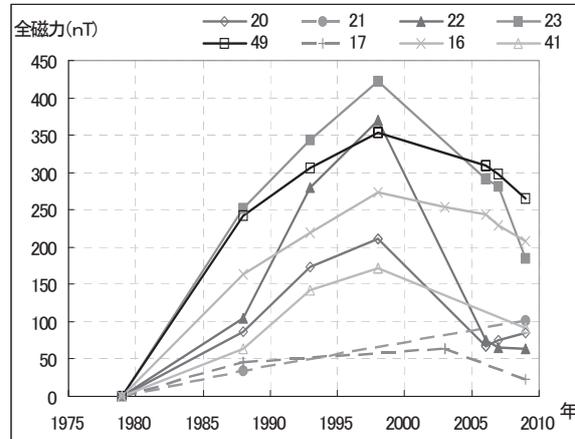
(a1) C 域: 地温



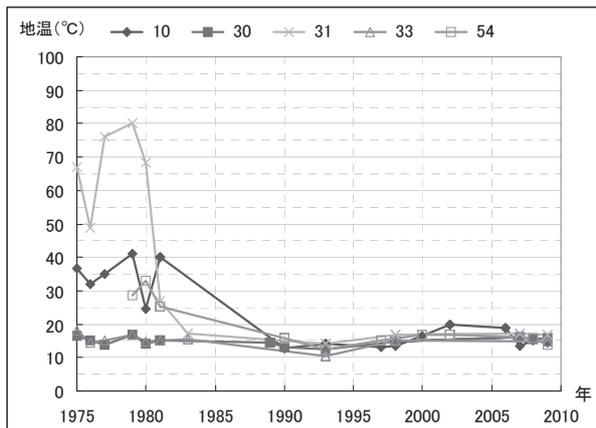
(a2) C 域: 全磁力(nT)



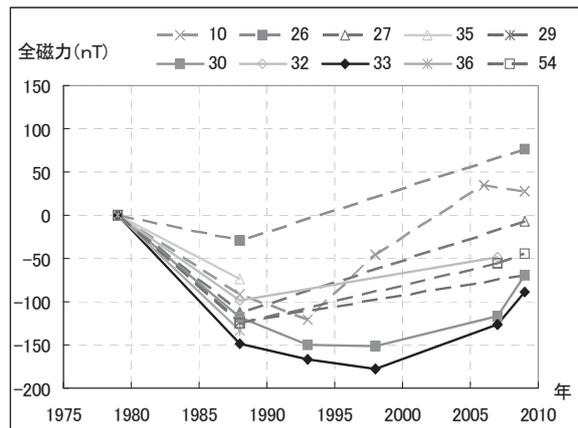
(b1) B 域: 地温



(b2) B 域: 全磁力



(c1) F 域: 地温 (°C)



(c2) F 域: 全磁力

図3. 女岳の典型的な領域の地温と全磁力の経年変化.

3.1.3 重力

(1) 図4は重力の経年変化を表す。その縦軸は、A1基準相対重力の(観測初年値からの)変化量である。2008~09年の使用重力計はそれ以前とは器体が

異なる。ここには(4)で説明するように、両重力計のスケール差の問題が介在する。図4はその補正済みの経年変化であるが、この場合実際にはその影響はごくわずかである((6)と表1参照)。多くの測点

では初年は1977年であるが、C3, A33では1992年、C4, CA1では1995年で、そこでの変化量はゼロとされている。

[注：重力点の呼称] 例えば地温点No.10に付属する（近傍設置）重力点をA10とし（図1では10と略記）、基点K2に付属する重力点をC2とする。基点は田沢湖町が設置した火山観測用標石で、K1～9からなる（本稿末「補足説明」(3)参照）。

(2) 重力観測初年の1977年以後1992年頃までは、重力が系統的に増加している。1998年頃までは測定誤差も含む若干の凹凸を伴いながら、漸増もしくは、飽和傾向となる。ここまでは同一重力計(G308)を用いているので、信頼性が高い。カルデラ内で女岳の麓からその山頂へ、A30→A10→A11→A12と進むにつれ（図1, 図2参照）、重力変化は系統的に増す。これに対し、カルデラ外のC2は殆ど変化しない。少なくとも変化は少なく、且つ系統的ではない。この重力変化傾向は最高温期以後の地温低下と明らかに対応している。

図1には重力点の位置も示した。例えば地温点No.10の付属重力点を、A10とするが、図1では10と略記した。それを図2では○囲み黒点で表した。

上記の重力上昇の大部分は、地盤の沈降によるものとみられる。その際、重力変化量 Δg (mGal)はフリーエア係数 F を介して、地盤高度の変化量 Δh (m)に変換できる。すなわち

$$\Delta h \approx -\Delta g / F ; F = 0.3086 \text{ mGal/m} \quad (1)$$

Δh は隆起なら正、沈降なら負である。この関係については、次項(3)で注釈する。

図4によると、女岳山頂のA12やその附近のA11での重力増加は著しく、1977年以後1998年までの Δg は0.24mGal程度で、(1)式より、 $\Delta h \approx -0.78\text{m}$ と求まる。つまり、この間女岳山頂域を中心に0.7～0.8m程度沈降したものと見られる。

図4の重力変化を、2008～09年値へと辿ると、それまで増加傾向にあった女岳域は減少傾向となる。このまま見ると、A12やA11の重力変化は、1998年→2009年で、約-0.08mGalで、約0.26mの隆起に相当する。

(3) (1)式の根拠を、理想状態を仮定し、2項に分けて説明する。

①水平成層地盤を前提として、そのある深度領域の水平層が一様に膨張・圧縮をすることで、地表が隆起・沈降するものとする。その場合は当該変化層の密度は変化するが、当該層全体の質量は変化しないため、その引力に由来する重力成分は観測点の高度に依存せず一定で、変化しない。

②他の重力変化成分は、球体としての地球質量の引力に由来するもので、これは地球中心からの距離の変化、つまり観測点高度の変化に応答する。

重力探査の高度補正との対応においては⁽⁴⁾、①はブーゲ補正量、②はフリーエア補正量に相当する。①はゼロで、②のみが発生する。②に対応して、(1)式が成立する。(1)式は理想状態では厳密に成立し、 \approx でなく $=$ である。実状態では理想状態と異なる分だけ、微小剰余成分が介在する。このため、一般には第一近似としてのみ、(1)式は成立する。

(4) 重力測定値を規定する基本要素は、メーカーから重力計ごとに与えられる「ミリガル値への換算表」である。これにより、読値は重力スケールのミリガル値へと変換される。それにはなお系統的誤差があり、正しい重力スケール値とするにはミリガル値にある係数（スケール補正定数： A ）を乗じる必要がある。真の相対重力値を単に[標準]と書くことにする。これは信頼性の高い絶対重力測定値に準拠して決定される。その標準重力網が例えばNであって、それを明示する場合は、[N]と書くことにする。同様に、例えば重力計G308による相対重力値（ミリガル値）は[G308]と表記する。それが重力計一般の場合は単に[G]と書く。この記号法によると、

$$\text{スケール補正定数: } A = [\text{標準}] / [G] \quad (2)$$

過去の検定結果によると、LaCoste G型重力計では、通常 $A = 1.0002 \sim 1.0007$ 程度である。たとえば $A = 1.0005$ では、相対重力値100mGalでの誤差は、0.05mGalとなる。この定数の経年的変化は小さく、概ね定数とみなせるので、同一重力計で、定点の重力の時間的変化を追跡する限り、この定数を気にする必要はない。検出される重力変化分については、0.05%程度のその誤差は十分小さく、無視できる。

(5) 問題は使用重力計が、当面の場合のようにG308からG579へと交替する場合に生じる。

東北地方北部ルートでの1988年検定結果によると⁽⁵⁾、

$$[\text{標準}] / [G308] = 1.00051$$

G579は筑波山検定ルートで毎年検定されている。2009年の検定結果によると、

$$[\text{標準}] / [G579] = 1.00033$$

上記両標準は直接比較検定されていないが、いずれも標準重力網JGSN75の確立以後の測定であり、相互に整合しているものとみなす。その際は

$$1/K \approx [G308] / [G579]$$

$$K = 1.00051 / 1.00033 = 1.00018 (\approx K_1) \quad (3)$$

実際の検定精度はあまり高くなく、0.0001の桁を保証する程度のものである。

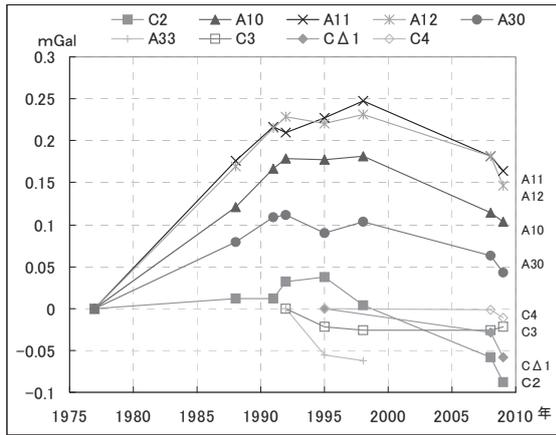


図4. A1 重力の経年変化. スケール補正: $K=K_1$

この補正を済ませた場合の観測初年値基準の、重力変化分が図4であった。次項で明らかにするよ
うに、この補正の影響は当面ごくわずかである。

(6) ここでは、スケール補正の方式を解析的に明
示する。任意の測点におけるある時の、G308 による
相対重力値[G308]はその初年値 g_0 とそれからの
変化分 Δg からなる：

$$[G308] = g_0 + \Delta g \quad (4a)$$

仮にそれを G579 で測定した場合は

$$[G579] = K[G308] = K(g_0 + \Delta g) \quad (4b)$$

$$\Delta g = [G579] / K - g_0 = \{[G579] - g_0\} + \delta g \quad (4c)$$

$$\text{スケール補正量: } \delta g = -(K-1) [G579] \quad (4d)$$

ここで、 $1/K = 1/[1+(K-1)] \approx 1-(K-1)$, $\because K-1 \ll 1$.
上記一連の式で \approx は十分な精度で $=$ とみなせる。
 $\{[G579] - g_0\}$ はスケール補正なしの重力変化分を表
す。(4d)式での $[G579]$ はどの年度値にしても、また
 g_0 に替えても、必要な精度内では δg に影響しない。
つまり、 $\delta g / (K-1)$ は測点位置ごとに一定である。

表1に2009年の重力データを示す。これから読み
取れるように $[G579]$ は標高差が高まるほど増加す
る。このため、特に A1 基準とすることで、 $|\delta g|$ の減
少を図った。 $K=K_1$ とした場合の A0 基準と A1 基準
の δg を表1で比較した。その際の A1 基準相対重力
の変化量も表1の末列に示した。なお、2008年まで
の重力データは別途出版されている^(b5)。

スケール補正の精度には微妙な問題が介在する。
結局は、ありうる誤差を見込んで、 K の想定値に幅
もたせることにした。他のデータも考慮し^(b)、最大
限界値として、 $K-1=2(K_1-1)$ を想定した。その場合
でも A1 基準相対重力の δg は表1値の2倍である。そ
の際の1998年→2009年の重力変化分は最大
 -0.07mGal ほどで、 0.23m ほどの隆起となる。

[注] 1993年に中井新二は、狐崎と共に国立天文台(水沢

表1. 相対重力値 (G579, 2009年) と補正量

測点	標高 m	相対重力(2009/8/29-9/29)		スケール補正量 δg		A1基準
		A0基準	A1基準	A0基準	A1基準	変化量
			変化量	$K=K_1$	$K=K_1$	$K=K_1$
A0	230	0	対1977	0		
A1	1313	-218.856	0	0.039	0	0
C2	1534	-273.465	-54.610	-0.098	0.049	0.010
A10	1459	-258.851	-39.995	0.096	0.047	0.007
A11	1487	-268.038	-49.183	0.155	0.048	0.009
A12	1512	-277.671	-58.815	0.136	0.050	0.011
A30	1421	-248.564	-29.708	0.037	0.045	0.005
C3	1317	-219.494	-0.638	<u>-0.022</u>	0.040	0.000
CA1	1583	-291.072	-72.217	-0.072	0.052	0.013
C4	1365	-235.458	-16.603	-0.014	0.042	0.003
		重力値 [mGal]	対1995	(下線つき: 対1992)		

の重力計 G305 で A0, C3, C2 の重力を測定した。その測定
結果と G305 のスケール定数も参考にした。

(7) 重力変化については、予想に反する面もあつ
た。当初は重力変化は火山活動の主体である女岳付
近にのみ集中すると予想した。確かに、1998年頃ま
での系統的重力変化は女岳で発生している。カルデ
ラ外の C2 でも若干変化はみられるが、不規則で有
意なものとはみなせない。しかし、2008~09年の測
定では、この C2 で重力がかなり減少している。度
合いはやや少ないが、カルデラ縁の CA1 でもやはり
減少している。それらでは標高も高い。しかし、カ
ルデラ内でも標高が低く女岳から遠い C4 では、殆
ど重力が変化していない。このような特徴は大まか
には、重力計のスケール差由来の見かけの現象であ
るようにも見えるため、慎重に検討した。結果とし
て、スケール補正は上記の配慮で十分であると判断
された。

また、C2 や CA1 では、1998年の観測前に表土の
削剥により、重力台が傾いていた。その修復後測定
した。その影響は小さいはずではあるが、不安要素
である。重力減少自体は事実とみられるが、今後の
観測で、慎重に見極める必要がある。

4. 最近の地熱活動

(1) 最近の再高温化過程で発現した2009年の地
熱域の拡大・拡散状況について、図5に基づいて記
述する。これは2009年12月1日の空中写真(気象
庁撮影)と2010年2月24日の近望写真(カルデラ
縁より; 難波和夫撮影)を、カシミール3Dによる
模擬写真(1万分の1火山基本図データを使用)と
対比し、融雪域を地図上に描きこんだものである。
展望方向による歪みも混入しているが、これから
2010年2月24日段階の高温域の概況は推察できる。



図5. 高温域分布の概況。
噴火後の高温域最拡大期（1978年頃）と再高温化の現状との比較。

○ I～V：1978年頃
60℃程度以上(1m深)*.

● B, a～d：2010年2月
融雪域

0 300m

*実際の地温は斑状に分布するが、ここではごく概括的にまとめた

ここで、Bは図2のB域に相当する。a, bについては狐崎も踏査により噴気を確認し、地温も測定した。cはその後の発現である。dは地元雫石町の観測者（小原千里）が踏査し、高温域であることを確認した。筆者らはここをまだ踏査していない。

同様な近望写真（撮影：難波）によると、2009年3月5日a域内に融雪帯の兆しが見られるが、前年10月5日にはそこに噴気や植生枯死の気配はない。aはこの間に発生したらしい。bは類似の判定法によると、2009年3月5日～6月24日に発現したようである。図3のB域の地温に見るように、近年地温の高まりはB域東端のNo.23付近で顕著であった。

上記の噴気域の拡張はその様な高温域の東進傾向の進展と見られるが、d域については、これとやや離れており、女岳が全体的に本格的な高温化へと進むのか、注目される。

5. まとめとむすび

(1) 1970年噴火後広まった女岳付近の高温域は、1978年頃を最盛期としてその後減退し、1990年頃には概ね平常地温まで低下したが、近年女岳山頂城北東縁（図2のB域）から復活し、2009年には噴気域の顕著な拡張が見られた。磁場は地温変化とほぼ逆対応的に変化した。これは比較的浅部の地温変化による磁化変化に由来する。女岳付近の重力は低温化と共に増加し、高温化では減少傾向を示す。これは沈降と隆起を意味する。最近の重力の減少傾向はカルデラ外にも及んでいるようである。影響域の広がりには深部起源の活動を示唆するが、当該点には精度上の不安要素もある。今後の観測で、動向を追跡する必要がある。

(2) これまでの研究で、地温・地磁気・重力の定点継続観測は本火山の状態変化の検出に有効であることが実証された。本火山でも「噴火警戒レベル」

が導入され、気象庁の観測体制も整備されつつある。その礎石の一端としても、本研究が生かされようとしている。観測方式の高度化・自動化は当然の方向である。しかし、草の根的関心が自然現象の変化をよく捉えるという面もある。特に、地温観測は技術的にも素朴で、自然愛好者の観察に定量的根拠を添えるのに相応しい。

(3) 近年の高温化傾向は定点継続観測であることによって、いち早く検知された。磁場変化はやや広い範囲の地温を代表し、地温測定の間所性を補う。更に深部の情報を検出するためには、高精度観測をより広域に展開する必要がある。図1の基点はそのためのものでもあるが、まだ十分活用されていない。重力観測は今後GPS測量も伴うべきで、それにより変動源の実態解明の手掛かりも得られる。

定点自体も草の根的努力で維持可能となる。状況に応じての新設も必要であるが、その分布量には限度がある。長期的火山監視のためには、各立場の人々がそれぞれの機能や技術を生かして多面的に連携する必要がある。

謝辞

2006年以降の全磁力観測は気象庁の巻和男氏や越後覚氏のご好意で、同庁の支援（器械と人員）のもとに共同研究として実施された。また、近年の重力観測では、長崎康彦氏（JOGMEC）や佐藤誉司氏（総合地質調査(株)）の協力を得た。難波和夫氏（元田沢湖町消防団長）には終始、観測に協力していただいた。1992-93年の地温については、菊池真市氏のご厚意でその指導下の水沢高校科学部による測定データも利用した。重力計検定やGPS測量では中井新二氏（元国立天文台・水沢）のご指導・協力を得た。地元の仙北市（旧田沢湖町）からも種々のご支援を得た。40年近くに及ぶ全期間では、あまりに多くの人々のお世話になった。一々記名できない。すべての方々に深く感謝します。

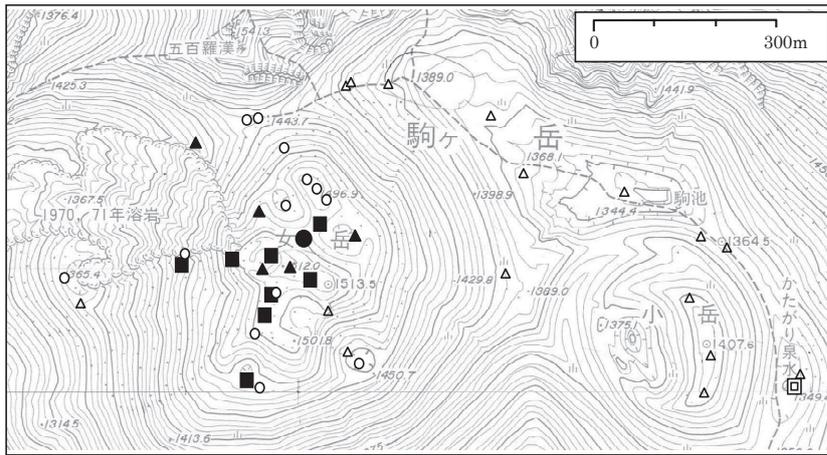


図 A1. 空中写真計測による
1973-1988 年の高度変化.

- 高度変化
- -0.5m
 - -0.4
 - ▲ -0.3
 - -0.2
 - △ -0.1~0
 - 基準点

(地形図は国土地理院「火山基本図」；
図2, 図5も同様)

付録 A1. 空中写真計測による高度変化

1977-1988 年間の重力変化が高度変化によるものと推定されたとき、それを裏付けるべき他の手段を模索した。その事象は過去に属し、利用すべきデータも過去のものである。その制約の中で、空中写真の活用を考えた。実作業は専門会社（東北測量(株)）に委託した。

空中写真による地形計測は地図作成の常套手段である。ここでは60%ほど重複する一対の空中写真から、その重複域（計測域）の地形座標値を読み取る。その際、計測域内に、位置座標の確定した基準点が3点以上存在する必要がある。そのような空中写真が異なる年度で存在すれば、その間の標高差を計測できる可能性がある。当面の場合、機器上の公称標高計測精度は0.15m程度であり、容易ではないが、慎重に対処すれば、有意な傾向は引き出せる可能性があると思われた。

この地域の空中写真は林野庁（'59, '68, '73, '78, '83, '88）、東北測量（'72）、国土地理院（'76）等であったが、結局当面の目的のため使える異年度対は、林野庁による1973年と1988年だけであった。

計測域内で地図上明確な標識点は横岳と男女岳の三角点だけである。結局、委託会社が以前弘前大学のために作成した秋田駒ヶ岳火山地形図(1:2500; 国土地理院('76)を利用^(a)に基づいて、判別しやすい安定した点を基準点に選定した。そこに専用標識はなくその位置精度には限界があるが、基準点を固定点とみなしての相対測定であることが、精度上有利に働いた。変動域と仮定した女岳附近から、基準点はできるだけ離すようにしたが、やむを得ずカルデラ内にも設置した（図A1内にも図示）。

測定対象点の選定にあたっては、委託会社の技術者と共に現地を視察し、安定な岩塊等判別しやすいものを選んだ。このようにして求められた高度変化

分布を、図A1に示す。ここでは記号区分によって、高度変化の概況を表した。比較的大きな高度低下は、女岳山頂付近に集中している。そこでの沈降（1973-1988年）は0.3~0.5mで、平均約0.4mである。女岳山麓以遠では、高度変化は殆ど見られない。

一方、1977-1988年の女岳山頂の重力増加は0.17mGalで（図4より）、これからみた沈降量は(1)式より0.55mとなる。図A1の1973-1988年の沈降がその間一様に進行したとして、1977-1988年の沈降に換算すると、女岳山頂の沈降は0.3mとなる。量的には空中写真の結果は少なめであるが、両者は一応調和的といえる。

重力変化から推定される沈降量分布を1970年火口直下の球状圧力源によるものとしてモデル化すると、圧力源深度は300m程度となる。

【付記】 この調査は、1988-89年に実施された。これを主体としての公刊を予定したが、果たせず、この機に要点のみ記載することにした。幹旋支援して下さった佐藤裕氏（当時弘前大学教授）と実行支援して下さった東北測量(株)の方々に感謝します。

参考文献（関連資料）

- (a1) 狐崎長琅 (1977) : 秋田駒ヶ岳火山における地温観測 ; 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, 44号, 38-52.
- (a2) 狐崎長琅・村岡淳 (1979) : 秋田駒ヶ岳火山における地温観測 (1977-1978年) と放熱量の試算 ; 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, 45号, 158-168.
- (a3) 狐崎長琅・菊池真市 (1988) : 秋田駒ヶ岳における地温観測 (1979-1987年) と1970年噴火後の地熱活動についての若干の考察 ; 秋田大学鉱山学部資源地学研究施設報告, 53号, 57-68.
- (a4) 狐崎長琅・佐藤龍也・多田良平・藤嶋重則・近藤充・長崎康彦 (1989) : 1970年噴火以後の秋田駒ヶ岳火山における地磁気・重力の変化 ; 秋田大学鉱山学部資源地学研究施設報告, 54号, 7-22.
- (a5) 狐崎長琅 (1991) : 秋田駒ヶ岳火山, 過去と現在 ; 秋田

大学鉱山学部, 「鉱業博物館」, 23号, 1-27.

- (b1) 新井都生・狐崎長環・長谷川武司 (1979): 秋田駒ヶ岳における検震学的調査 (序報), 東北地域災害科学研究, 15巻, 50-53.
- (b2) 中井新二・渋谷久志・菊池真市 (1994): 秋田駒ヶ岳におけるGPS高速静止測量; 東北地域災害科学研究, 30巻, 127-131.
- (b3) 狐崎長環 (1996): 秋田駒ヶ岳火山1970年噴火の地球物理学的余効現象とその近年の傾向; 東北地域災害科学研究, 32巻, 311-320.
- (b4) 狐崎長環 (2007): 秋田駒ヶ岳火山近年の火山状態の推移; 東北地域災害科学研究, 43巻, 77-82.
- (b5) 狐崎長環・村岡淳・長崎康彦 (2009): 秋田駒ヶ岳における火山状態監視のための重力観測; 東北地域災害科学研究, 45巻, 23-28.
- (c1) 大塚弥之助 (1932): 秋田駒ヶ岳の爆裂; 火山, 1巻, 2号, 38-45.
- (d1) 日本火山学会 (1971): 秋田駒ヶ岳1970-71年噴火特集号; 火山, 2集, 16巻, 2-3号.
- (d2) 鈴木次郎 (代表者) (1971): 秋田駒ヶ岳噴火調査報告; 特定研究「秋田駒ヶ岳噴火の火山学的調査」研究班.
- (d3) 気象庁 (1972): 秋田駒ヶ岳噴火活動調査報告 (1970年9月-1971年1月); 気象庁技術報告, 79号.
- (d4) 小坂丈予・小沢竹二郎・平林順一・大平洋子 (1972): 秋田駒ヶ岳の1970-71年の噴火について; 地熱, 9巻, 2号, 21-37.
- (e1) 気象庁地震課・仙台管区気象台・秋田地方気象台・盛岡地方気象台 (1975): 秋田駒ヶ岳の噴火終息後の表面現象 (1971年10月-1975年2月); 検震時報, 40巻, 2-3号.
- (f1) 岡崎紀俊・田中和夫・三品正明 (1990): 秋田駒ヶ岳・女岳の構造; 火山, 2集, 35巻, 375-388.
- (f2) 国土地理院 (1993): 秋田駒ヶ岳 (1万分の1火山基本図).
- (f3) 和知剛・土井宣夫・越谷信 (1997): 秋田駒ヶ岳のテフラ層序と噴火活動; 火山, 42巻, 17-34.
- (g1) 中井新二・小菅正裕・菊池真市・志知龍一・東敏博 (1988): 東北地方北部の精密重力検定網について; 測地学会, 第69回講演予稿集, 62-63.
- (h1) 狐崎長環 (2001): 応用地球物理学の基礎; 古今書院.

【秋田大学学生論文: 本火山関係; 提出年と主題のみ記載】

【卒業論文】 (鉱山地質学科)

- (i1) 多田良平 (1975): 磁場観測, 岩石磁気測定.
- (i2) 佐久間勉 (1976): 地温定点設置・観測.
- (i3) 村岡淳 (1978): 地温の分布・変化の観測.
- (i4) 藤嶋重則 (1980): 磁場観測.
- (i5) 渋谷久志 (1993): 重力観測, 基準点網の整備.
- 【修士論文】 (鉱山学研究科鉱山地質学専攻)
- (j1) 近藤充 (1978): 重力台設置・観測 (付随的で主題は別).
- (j2) 新井都生 (1980): 火山性地震の観測.
- (j3) 佐藤龍也 (1990): 磁場・重力の観測, 空中写真計測.
- (j4) 河野秀紀 (1994): 磁気構造, 磁場変化.

(j5) 渋谷久志 (1995): 基準点のGPS測量, 重力観測.

【本火山観測資料】

- (k1) 秋田大学鉱山地質学科物理探査講座 (1993): 秋田駒ヶ岳の基点表記, アルバム (手稿).
- (k2) 狐崎長環 (2010): 狐崎関連の秋田駒ヶ岳火山研究速報・論文目録, Geo-Adventure, 2010/3/4.

【補足説明】

以後の便宜のため, 狐崎による本件観測を主体に関連資料を一括提示した. 文献番号にa-kを付して, 内容や様式を区分した.

(1) a-hは出版文献である. aは, 狐崎主体の研究報告で, すべて学内雑誌に掲載された. bは狐崎やその共同者による報告で, 掲載誌「東北災害科学研究」の頁数の制約で詳細なデータは省れた. 他機関による資料は本稿の記述と特にかかわりの深いものに限定し, c-fに掲げた. cは1932年噴火の記載で, dは1970年噴火の報告である. eは1970年噴火後の火山状況の記載である. fは本火山にかかわる基礎資料, gは重力計の検定資料, hは一般的引用文献である.

(2) i-kは手稿資料である. iは卒業論文, jは修士論文である. 題名は省略し, 主題項目のみ記載した.

(3) (k1)は学内で保存すべき基本資料である. 国土地理院が火山基本図⁽²⁾作成のため1992年に測量した際, 田沢湖町 (現仙北市)は秋田大学と共同で, 火山観測用の基準点 (標石; 基点)をK1~9の9点設置した. その位置, 設置状況等の要項が(k1)に収録されている. そのコピーは田沢湖町にも保存された. 火山基本図上では基準点位置は中心点つき小円 (標高つき)で示されているが, 図式上の正規点でないものでその説明はない. (b2)ではこれをGPSで測量した (ここではK1等をKOMA-1等記載). この基点は火山観測上維持すべきものである. なお, C4~9の重力は長く再測されていない (C6は未測).

(4) 狐崎は観測情報や関連研究をその都度手稿誌 (Geo-Adventure) に速報的に記載した. 関連者による同様な記載も多い. (k2)はその検索のためのリストである.

(5) 1975-1987年の地温データは(a1, 2, 3)に収録されている. (b3, 4, 5)は地温分布の特徴を記載するが, データ自体は1988年以後未出版である. (a4) (b3, 5)は1977-2008年の重力データを収録している. そこでは磁場変化の特徴も記載しているが, データ記載は1988年までである. 未出版分は利用しやすい方式で, 保存か出版の予定である.

【訂正】 a, bでは前出版の誤植を後の出版で訂正した.

(a3)には(a1), (a2)の訂正を載せた. 実質にかかわる残余の誤記の訂正を追加する:

(a1) Table 2: 1976(7.12)のNo.13; 96.4(誤)→86.4(正)

(a4) Table 3: 1977のA10; -258.293→-258.923

Fig. A1: A1のコンクリート台とNo.1との距離; 70→30

A12のコンクリート台とNo.12の点; 位置を交換

(b4) 図1(b): 図の横幅を1/1.27に縮小.

p. 81 下から5~6行: (文中の単位) A→A/m

4. 規 程

4.1 秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター規程

(趣旨)

第1条 この規程は、秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター（以下「センター」という。）の組織及び運営等に関し、必要な事項を定めるものとする。

(目的)

第2条 センターは、自然災害の防止・軽減に資する研究を推進するとともに、地域の防災・減災に関する研究と支援等を通して、安全・安心な地域社会の形成に貢献することを目的とする。

(業務)

第3条 センターは、次の各号に掲げる業務を行う。

- 一 自然災害の防止・軽減に資する研究
- 二 地域の防災・減災に関する研究と支援
- 三 自然災害に関する知識の普及・啓発
- 四 その他センターの目的を達成するために必要な業務

(組織)

第4条 センターは、前条の目的を達成するため、次の各号に掲げる分野を置く。

- 一 地震災害分野
- 二 津波災害分野
- 三 河川災害分野
- 四 斜面災害分野
- 五 火山災害分野
- 六 情報・計画分野

2 第1項各号の分野に関する必要な事項は、別に定める。

(職員)

第5条 センターに、次の職員を置く。

- 一 センター長
- 二 分野研究員

(センター長)

第6条 センター長は、工学資源学部長（以下「学部長」という。）の下でセンターの業務を総括する。

2 センター長は、工学資源学部の専任の教授のうちから、工学資源学部教授会の議を経て、学部長が委嘱する。

3 センター長は分野研究員を兼ねることができる。

4 センター長の任期は2年とする。ただし、再任を妨げない。

5 センター長に欠員が生じた場合の後任者の任期は、前任者の残任期間とする。

(分野研究員)

第7条 分野研究員は、工学資源学部の専任の教員をもって充て、分野の業務を遂行する。

2 分野研究員は、センター長の推薦により、工学資源学部教授会の議を経て、学部長が委嘱する。

3 分野研究員の任期は2年とする。ただし、再任を妨げない。

(運営委員会)

第8条 センターに、センターの運営に関する必要な事項を審議するため、秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター運営委員会(以下「運営委員会」という。)を置く。

2 運営委員会に関する必要な事項は、別に定める。

(事務)

第9条 センターの事務は、工学資源学部事務部において処理する。

(補則)

第10条 この規程に定めるもののほか、センターに関する必要な事項は、工学資源学部教授会の議を経て、センター長が別に定める。

附 則

1 この規程は、平成18年1月12日から施行する。

2 この規程の施行後最初に任命されるセンター長及び分野研究員の任期は、第6条第4項及び第7条第3項の規定にかかわらず、平成19年3月31日までとする。

4.2 秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター運営委員会規程

(趣旨)

第1条 この規程は、秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター規程第8条第2項の規定に基づき、秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター運営委員会（以下「運営委員会」という。）に関し、必要な事項を定めるものとする。

(審議事項)

第2条 運営委員会は、次の各号に掲げる事項を審議する。

- 一 秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター（以下「センター」という。）の運営の基本方針に関する事。
- 二 その他センターの運営に関する事。

(組織)

第3条 運営委員会は、次の各号に掲げる委員をもって組織し、工学資源学部長が委嘱する。

- 一 センター長
 - 二 地震災害分野、津波災害分野、河川災害分野、斜面災害分野、火山災害分野及び情報・計画分野の各分野から選出された研究員各1名
- 2 第1項の委員に欠員が生じた場合の後任者の任期は、前任者の残任期間とする。

(委員長)

第4条 運営委員会に委員長を置き、センター長をもって充てる。

- 2 委員長は、運営委員会を主宰する。
- 3 委員長に事故があるときは、あらかじめ委員長が指名した委員がその職務を代行する。

(議事)

第5条 運営委員会は、委員の過半数の出席がなければ開くことができない。

- 2 運営委員会の議事は、出席した委員の過半数をもって決し、可否同数のときは、議長の決するところによる。

(委員以外の者の出席)

第6条 運営委員会は、必要に応じて委員以外の者を運営委員会に出席させ、意見を聴くことができる。

(専門委員会)

第7条 運営委員会に専門委員会を置くことができる。

- 2 専門委員会に関する必要な事項は、運営委員会の議を経て、センター長が別に定める。

(庶務)

第8条 運営委員会の庶務は、工学資源学部事務部において処理する。

(補足)

第9条 この規程に定めるもののほか、運営委員会の運営に関し必要な事項は、運営委員会の議を経て、センター長が別に定める。

附 則

- 1 この規程は、平成18年1月12日から施行する。

発行：秋田大学工学資源学部附属地域防災力研究センター
連絡先：〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1
秋田大学工学資源学部総務係
TEL 018-889-2305 FAX 018-889-2300