第38回地すべりシンポジウム

気象変動と斜面災害

2010.　5.　21

主　催　㈳日本地すべり学会新潟支部
共　催　㈳地盤工学会北陸支部
後　援　新潟県
㈳新潟県地質調査業協会
㈳斜面防災対策技術協会新潟県支部
新潟県地すべり防止工事士会

～～～　目　次　～～～

(社)日本地すべり学会新潟支部
第38回地すべりシンポジウムの開催にあたって

昨年８月の(社)日本地すべり学会新潟大会は、皆様のご尽力により無事に開催することができました。改めて深くお礼申し上げます。今年の２月にすべての残務処理を終わり、実行委員会を解散しました。

ここで平常の支部活動に戻ったわけですが、今後の支部活動―とくに春のシンポジウムと秋の現地視察―を今まで通りの形態で継続していくだけでよいのかとの思いは、学会員が「順調に」減少している昨今の状況を見るまでもなく、皆様もお持ちになっていることと拝察いたします。

そこで、昨年５月のシンポジウムの際に、参加者からアンケートを採らせていただきました。回収率約50%で、参加者の半数の方から回答をいただきましたが、「従来の支部活動は有益ではあるけれど、もっと違った形で実施することも考えたらよいのでは」というのが大方のご意見で、様々なご提案が記載されていました。一気に全てを取り入れることは不可能ですが、できるところからやっていこうと思っています。

今年のシンポジウムは例年と趣向を変え、「気象変動と斜面災害」をテーマに、地球規模で起こっている気象変動から新潟地域に関わる比較的ローカルな気象変動まで、最近の研究結果や観測結果をもとに５人の講師からお話しを伺い、今後の斜面災害への影響とそれへの関わり方に思いを致す契機にしていただこうと企画しました。

本シンポジウムが、気象変動を単なる知識として知るのではなく、斜面災害との関連を考えるためのよい機会となることを願っております。

(社)日本地すべり学会新潟支部

支部長　　川邉　洋

気候システムの温暖化に伴う斜面崩壊の展望

Foresight of slope failure due to global warming

川越清樹(福島大学大学院)

Seiki KAWAGOE

キーワード：豪雨，数値気候モデル(大気海洋循環モデル)，再現期間，発生確率，

Key words：Heavy rainfall, General Circulation Models, Return period, Probability

１．はじめに

自然現象のみで説明できない 20 世紀半ばからの平均気温の上昇，世界各国の研究機関が開発した数値気候モデルのアウトプットによる科学的知見に基づき IPCC AR4(Intergovernmental Panel on Climate Change 4tn Assessment Report)は，「人為起源のGHG(温室効果ガス)排出量増加に伴う気候システムの温暖化」と「気候システムの温暖化には疑う余地がないこと」を報告している．また，気候システムの温暖化が与える現象として，大気中の水蒸気量，海水温の上昇に伴う蒸発量の増加による多雨の量と頻度の増加，無降雨期間の長期化に代表される極端な気象事象の発生が指摘されている．これらは，地球の自然環境や社会基盤に甚大なインパクトをもたらす要因になりえる．そのため,「気候システムの温暖化に伴うリスクの増加」が危惧されている．リスクの増大に対して地球環境と社会機能を安全かつ持続的に維持するために,事前にリスクを明らかにし,緩和策と適応策を補完的に用いることが必要とされている．こうした必要性をふまえ，低炭素・循環型社会への順次的移行，温暖化を含む気候変動に伴う地球環境変化に適応できる社会形成を目標に温暖化影響総合予測プロジェクトチームは，水資源(水災害も含む)，森林，農業，沿岸域，健康という多岐の分野を対象に，数値気候モデルを利用した気候システムの温暖化による影響評価に取り組み,「温暖化による影響評価マップ」,「時系列的な温暖化影響の推移」の導出を試みている．

日本列島は，環太平洋造山帯に属し，急峻な山岳地形，断層の発達した風化劣化した地質を呈する．また，山岳地から急峻な河川を通じて水，土砂が人口や財産の集中する沖積平野に短時間で到達する地勢を成す．これらの国土条件に加えて，モンスーンアジアの東端に位置し，台風の接近や上陸，梅雨前線の停滞に伴う短時間の多雨の発生しやすい気象条件も含む．これらの条件下，日本列島では，多雨の発生に伴う水，土砂に関連した災害が頻繁に認められてきた．近年も2004年の「新潟･福島豪雨(7/12-14)」,「福井豪雨(7/17-18)」，「台風 23 号(10/18-21)」，2005 年の「台風 14 号(9/3-8)」，2006 年の「平成 18 年 7 月豪雨(7/15-24)」，「平成 18 年 10 月低気圧に伴う大雨(10/4-9)」等により死傷者を伴う深刻な災害が認められている．この現状に加えて，地球温暖化に伴う豪雨の頻度，および降雨量が増加した場合，更なる高頻度かつ大規模な災害の発生が見込まれる．そのため，災害面に対しても温暖化に対する「緩和策」と「適応策」を策定，および整備が望まれる．緩和策として，自然吸収できる 2 倍以上の GHG 排出が見積もられている現況を考慮し，温暖化ガスの安定化濃度 450ppm(CO_2 換算)の達成を目標にエネルギー由来の排出量の削減が進められ,バイオマス,風力,太陽熱等に示される再生可能エネルギーの普及や小規模分散型エネルギー源の導入，森林による温室効果ガスの吸収源の確保が図られている．また，適応策として，現況対策，ならびに対策計画に対する過不足を評価し,温暖化にむけて必要となる「ソフト」,「ハード」の対策を効率かつ適切に整備することが求められている．これら「緩和策」,「適応策」を効果，ならびに効率的に講じるためには，温暖化の影響を定量かつ分布的な情報として求めることが有効であり,「温暖化による影響評価マップ」,「時系列的な温暖化影響の推移」は，自然環境，社会への貢献が期待できるものである．

本稿では，地球温暖化による豪雨に起因する災害として土砂災害を取り上げ，温暖化影響するための「数値気候モデルに豪雨解析」,「斜面崩壊影響評価解析」の結果を取りまとめた．この解析では，対象地域を日本列島全域という広範領域とし，グリッドセルによる数値地理情報をベースに個別現象単位ではなく，地域単位の評価を行っている．

表-1　数値気候モデル利用データ

Model name	Country	SRES			Accession of output daily data		
		A1B	A2	B1			
BCCR-BCM2.0	Norway		○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
CCCma T47	Canada	○	○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
CCCma T63	Canada	○		○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
CNRM-CM3	France	○	○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
CSIRO-MK3.0	Australia	○	○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
CSIRO-MK3.5	Australia	○	○	○	1971-2100		
ECHAM5/MPI-OM	Germany	○	○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
GFDL-cm2.0	USA	○	○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
GFDL-cm2.1	USA	○	○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
GISS-AOM	USA	○		○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
ECHO-G	Germany/Korea	○	○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
GISS-ER	USA	○			1971-2000	2046-2065	2081-2100
FGOALS-g1.0	China	○		○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
INM-CM3.0	Russia	○	○	○	1971-2000	2046-2100	
MIROC3.2(hires)	Japan	○		○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
MIROC3.2(mederes)	Japan	○	○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
MRI-CGCM2.3.2	Japan	○	○	○	1971-2000	2046-2065	2081-2100
NCAR ccem3	USA/Japan	○	○	○	1971-2100		
NCAR ocm1	USA/Japan	○			1971-2000	2046-2065	2081-2100

２．数値気候モデルによる豪雨解析の概要

2.1　解析方針

気候システムの温暖化と将来的な気候の影響を展望するため，大気，海洋等の気候要素と GHG 排出シナリオ(以下 SRES : Special Report on Emissions Scenarios)に基づく数値気候モデルを用いた気候変動の推計が世界各国の研究機関で進められてきた．しかしながら，計算効率等の問題から多くの数値気候モデルの空間解像度は 0.5°から 2.5°程度と粗く，局地的地形や土地利用状況により生ずる気象現象の再現には限界が有ると評価されている．これらに対し，数値気候モデルのバイアス補正，解像度のダウンスケーリング等の多角的なアプローチから，細解像度の気象現象にも対応可能なモデルの精度を高める研究が取り組まれている．その一方で，気候変動に対する早急な対応の要望から，複数の数値気候モデルによるマルチアンサンブルを用いることで，モデルの限界や不確実性を予め含めた気候変動の影響を統合的に推計する研究も進められている．この成果は，複雑な社会情勢に伴い変化する GHG 排出量に応じて柔軟に対応できる気候変動対策の検討に有用である．

本稿では, AMeDAS と IPCC data distribution center, および気候モデル開発機関より取得した 18 の数値気候モデルの出力データを利用することで SRES に応じた豪雨の再現精度を日本列島全域，都道府県別で検討するとともに，再現精度を踏まえて気候変動に伴う豪雨に関する量と頻度を複数モデル(以下マルチモデル)から推計した．

2.2　解析方法

豪雨として検討した項目は，日降雨量 100mm 以上の出現日数と最大日降雨量である．豪雨の量と頻度を検討した期間は, 現在気候(1971 年から 2000 年), 中間気候(2046 年から 2065 年)，将来気候(2081 年から 2100 年)の 3 期間である．なお，数値気候モデルから求められる結果は，巨視的空間解像度を対象にした数値解析に基づく結果であるため，実際の値とのバイアスが存在する．そのため，この解析ではバイアスの補正を行っている．都道府県毎の豪雨を解析するための手順は 1)から 4)に示すとおりである．

1) 数値気候モデルの解像度に平均化したメッシュ気候値 2000(実際の値を示す気候値の空間データ)の月降雨量と数値気候モデルの 1971 年から 2000 年の平均月降雨量の比(モデル補正係数 Bm_j)を暖候期の月毎に求める．
2) 数値気候モデルの解像度に平均化したメッシュ気候値 2000 の月降雨量とこのメッシュ内のメッシュ気候値 2000 の月降雨量の比(細解像度変換係数 Bd_{ij})を暖候期の月毎，および 3 次メッシュ毎に求める．
3) モデル補正係数 Bm_j, 細解像度変換係数 Bd_{ij} を数値気候モデルの日降雨量 m_j に乗じて 3 次メッシュ毎の日降雨量 R_{ij} を求める．以下(1)に変換式を示す．

$$R_{ij} = m_j \cdot Bm_j \cdot Bd_{ij} \tag{1}$$

4) 3 次メッシュを国土数値情報の都道府県コード毎に集計し，平均することにより都道府県の日降雨量を求める．

解析に用いた数値気候モデルは**表−1** に示すとおりである．概ねのモデルは，地域的に持続可能な発展を描く SRES-B2(地域共存型社会)の緩慢な温室効果ガス排出を除いた SRES-A1B(化石・非化石燃料バランスによる高成長型社会), A2(多元型社会), B1(持続発展型社会)の気候値を推計したものである．ここでは，数値気候モデルの SRES-A1B，A2，B1 に対する日降雨量 100mm 以上の出現日数と最大日降雨量を求めている．

３．数値気候モデルによる豪雨解析の結果

3.1　数値気候モデルの豪雨再現精度の検証

補正により数値気候モデルのバイアスを除去に取り組んでいるものの，実際の値との整合性を検証する必要がある．そこで，地上気象観測所，および AMeDAS による豪雨実績と数値気候モデルの豪雨推計を日本列島全域で比較検証した．検証結果を，**図−1** に日降雨量 100mm 以上の出現日数比較，**図−2** に最大日降雨量比較として示す．なお，日本列島全域の日降雨量 100mm 以上の出現日数は，都道府県毎に出現した 1981 年から 2000 年の日降雨量 100mm

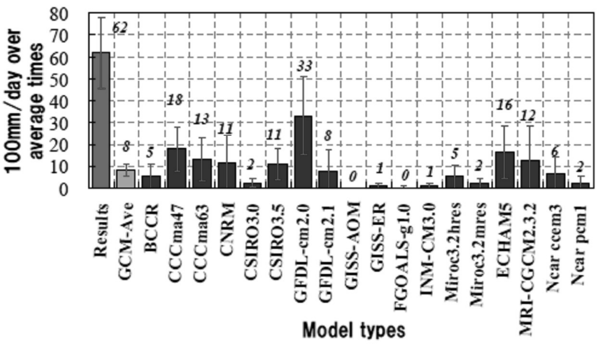


図-1　日降雨量 100mm 以上の出現日数比較

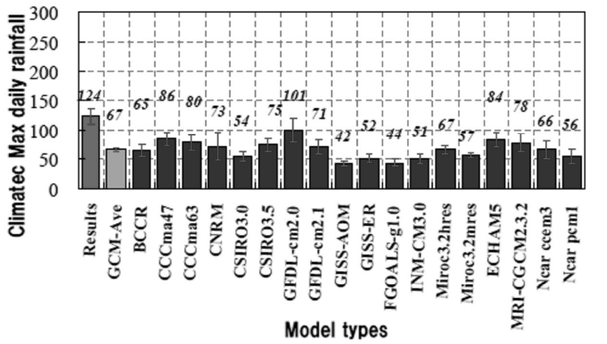
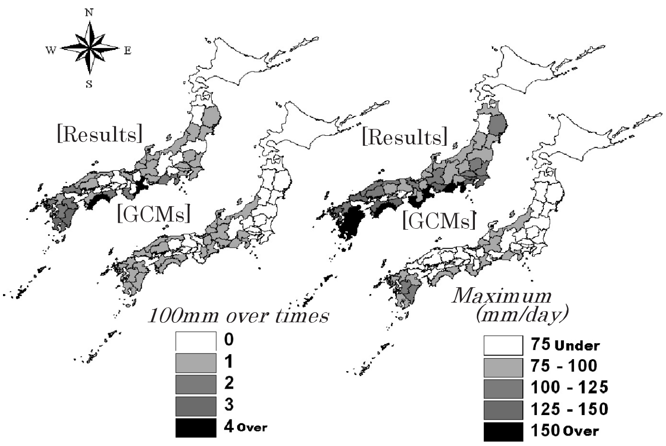


図-2　最大日降雨量比較

以上の日数の総和である．最大日降雨量は，都道府県毎に出現した最大日降雨量を日本列島で平均したものである．これらの図に示すとおり，バイアス補正しているものの数値気候モデルの出力結果は，総じて実績データよりも日降雨量 100mm 以上の出現日数が少なく，最大日降雨量も小さな値で示されている．数値気候モデルは都道府県全土を平均したものであるため，局所的な多雨の平滑化が検討結果に影響した可能性もある．ただし，均質性が長期間継続される気象観測所の概ねは，平均高度が低い等の地形依存した降水の認められにくい主要都市に設置されている．そのため，平滑化の原因のみで一概に説明できるものではないと解釈される．この結果は，今後，豪雨の再現精度を高める場合，メソスケールの大気水循環の物理過程，極端な降水事象出現の統計的アルゴリズムも考慮したダウンスケーリングを行う必要性を示唆している．また，数値気候モデルを直接的に利用した気候変動の影響評価を行う場合，変動比を活用することが適当であることを示している．以後の気候変動に対する豪雨の量，頻度の検討では，気候変動に伴う水害リスクの影響評価は変動比を利用する．

数値気候モデルの空間的な豪雨の再現性を評価するため，都道府県毎に再現性を検討した結果を**図-3**に示す．量的な値について日降雨量 100mm 以上の出現日数，最大日降雨量ともに差異があるものの，静岡県から鹿児島に至る日本列島の南海地域，日本アルプスの高山地帯，北陸地方は相対的に多雨地域として一致する．しかしながら，東北地方，関東地



【100mmover times】　**【Maximum daily rainfall】**

図-3　都道府県毎の再現精度検討比較

方では，数値気候モデルにおいて豪雨の影響が認められないのに対し，実績データにより日降雨量 100mm 以上の出現日数が多く，最大日降雨量も大きな値が示されている．特に関東地方では，実績と数値モデル間に著しい差異が認められている．都市排熱に起因した水循環の活発化に伴う局所的な短時間の降雨が近年問題にされているが，数値気候モデルで再現しにくい都市化によるメソスケールの大気水循環過程により出現する豪雨の存在が実績とモデルの誤差を広げているものと推測される．東北地方，関東地域の豪雨は，数値気候モデルの出力データで過小になるものの，特に差異の大きい関東地方は，今後の気候変動の影響を評価する上で十分な検討を必要とする．

3.2　温暖化に対する豪雨の量と頻度

図-4 は，日本列島全域に対する SRES に応じた各数値気候モデルの日降雨量 100mm 以上の出現日数比を現在気候，中間気候，将来気候で集計したものである．SRES-A1B は，MIROC3.2mdres を除くと中間気候時に変動比 1.0 から 2.5，将来気候時に変動比 1.0 から 3.0 前後に到達する安定した推移を示す．また，SRES-B1 は，MIROC3.2mdres と hres を除くと中間気候時に変動比 1.0 から 2.0，将来気候時に変動比 1.0 から 2.5 前後に到達する安定した推移を示す．その一方で，SRES-A2 に関すれば，数値気候モデルによって不規則に変動し，大きなばらつきを示している．この原因として，経済重視，地域性重視という極限状態の SRES に伴い不規則に豪雨出現することが考えられる．**図-5** は，日本列島全域に対する SRES に応じた各数値気候モデルの最大日降雨量比を現在気候，中間気候，将来気候で集計したものである．日降雨量 100mm 以上の出現日数比と比較して，いずれの気候モデル，および SRES ともに安定した推移を示している．また，最大日降雨量の変動比も 1.0 から 1,5 弱であり，日降雨量 100mm 以上の出現日数

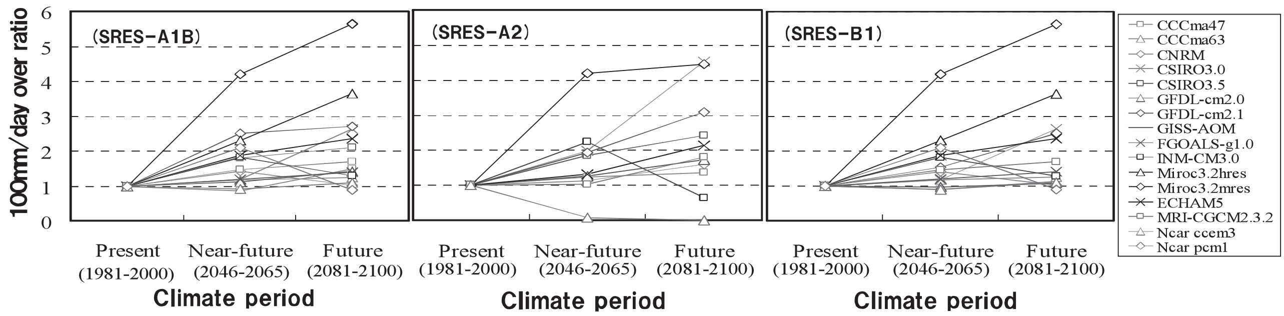


図-4　日本列島全域に対する SRES に応じた各数値気候モデルの日降雨量 100mm 以上の出現日数比

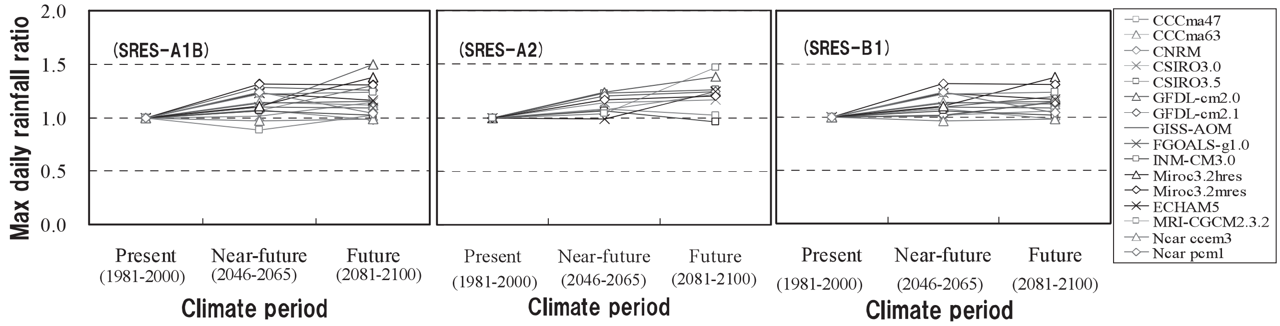
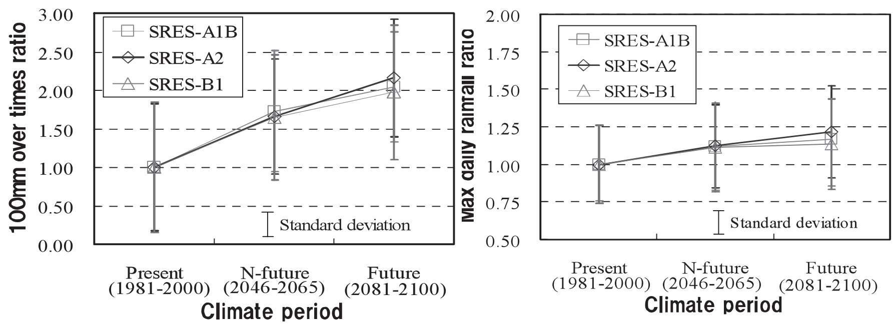


図-5　日本列島全域に対する SRES に応じた各数値気候モデルの最大日降雨量比



	SRES	Average		
		Present	N-future	Future
100mm over times	A1B	1.00	1.73	2.04
	A2	1.00	1.66	2.16
	B1	1.00	1.65	1.97
Maximum rainfall	A1B	1.00	1.12	1.17
	A2	1.00	1.12	1.22
	B1	1.00	1.12	1.13
	SRES	Standard deviation		
		Present	N-future	Future
100mm over times	A1B	0.83	0.74	0.76
	A2	0.85	0.79	0.71
	B1	0.84	0.82	0.87
Maximum rainfall	A1B	0.26	0.27	0.31
	A2	0.24	0.29	0.31
	B1	0.26	0.30	0.30

図-6　SRES に応じた日降雨量 100mm 以上の出現日数比と SRES に応じた最大日降雨量比

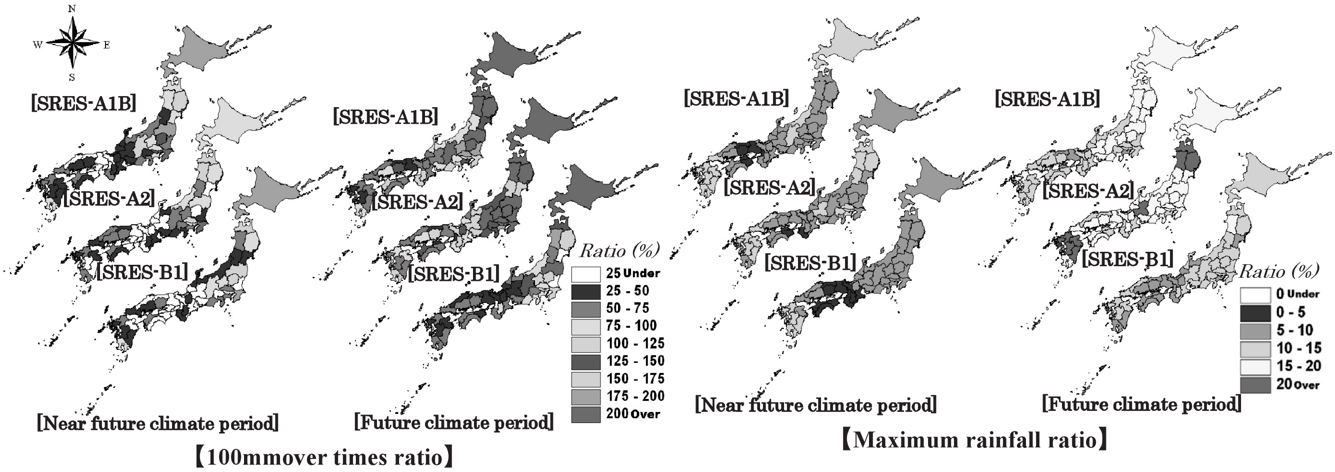


図-7　気候変動に対する都道府県毎に変動比増加量

よりも小さな変動比で示されている．この結果は，日降雨の量よりも，日降雨量 100mm 以上に示される豪雨の頻度が気候変動に従い著しく増加することを示している．**図-4** と**図-5** を SRES 毎に整理したものが，**図-6** の SRES に応じた日降雨量 100mm 以上の出現日数比と SRES に応じた最大日降雨量比の変動図である．SRES に応じた日降雨量 100mm 以上の出現日数比より，中間気候時まで SRES-A1B の日降雨量 100mm 以上の出現日数比が最大であるものの，将来気候時に SRES-A2 の日降雨量 100mm 以上の出現日数比が最大に変化することが明らかにされた．これは IPCC 第 4 次評価報告書の気温上昇量の時間変化の結果と一致し，気温上昇量に伴う水循環の活発化に起因して日本列島の豪雨頻度が高まることを

示す．SRES に応じた最大日降雨量比の検討では，SRES-A2，A1B，B1 の順で最大日降雨量比の大きさが示され，中間気候，将来気候時も変化無く推移する．空間的な豪雨変動比の増加量を評価するため，都道府県毎に変動比増加量を示したものが**図−7** である．日降雨量 100mm 以上の出現日数比の増加量より，関東地方以北の豪雨頻度の高まりが認められる．特に，北海道，青森県，岩手県，秋田県の東北地方北部，関東地方，関東地方に接する福島県，山梨県，長野県の豪雨頻度の顕著な増加が示されている．将来気候時には，各 SRES ともにこれらの地域で 200%以上(現在比 3 倍以上)の日降雨量 100mm 以上の出現日数比の増加量が認められる．最大日降雨量比の増加量より，大局的に愛知県から北側の日本列島，九州地方の降雨量増加が示されている．数値気候モデルに基づく結果を統合すると，気候変動により日本列島北部の豪雨頻度，量が著しく増加すると解釈される．北海道，東北地方は，台風の上陸および接近しやすい静岡県から鹿児島に至る日本列島の南海地域と比較すると豪雨に伴う水災害の稀な地域である．しかしながら，数値気候モデルにより推計される豪雨から，気候変動に伴う水災害の急増が懸念される．また，現在気候において実績とモデルに大きな誤差の認められた関東地方に関すれば，気候変動とメソスケールの豪雨発生過程により，更なる豪雨の頻度，量の増加が見込まれる．そのため，今後，重点的に降雨特性を明らかにする必要のある地域と考える．

４．斜面崩壊影響評価解析の概要

4.1　解析方針

気候システムの温暖化における斜面崩壊の影響を見積もるため，3 章により求められた現在気候，中間気候，将来気候の「日降水量」を利用し，斜面崩壊の「発生確率」,「経済損失額」を推計した．なお，この解析で取り扱う「日降水量」は，各気候区分に対する「再現期間の降雨極値」である．本稿では「再現期間 30 年」と「再現期間 50 年」の「降雨極値」を利用した．この再現期間は，確率分布型として極値分布である GEV(Generalized Extreme Value)分布，母数推定法として PWM(Probability Weight Moment)法を用いる．極値分布は，母集団に対する最大値および最小値の漸近分布である．そのため，降雨や洪水流量の最大値抽出に有効な確率分布である．また，本来であれば，3 章と全ての数値気候モデルを統合的に評価することが望ましいものの，現在解析中であることから，本稿では現状の値とバイアスの小さい「MIROC(the Model for Interdisciplinary Research on Climate ; 国立環境研究所・東京大学気候システム研究センター・海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター)3.2 hres」による「SRES-A1B」，国土政策で利用されている「MRI-RCM20-Ver.2(気象庁・気象研究所)」による「SRES-A2」の数値気候モデル，SRES 排出シナリオによる 2 つの出力結果を利用した．この降水情報から求められる「水文量」と「地形」,「地質」,「土地利用」の数値地理情報から「発生確率」,「経済損失額」を推計した．

対策の優先度を決定する場合，地域間の危険度の差異を明らかにする定量的なリスクの明示が有効となる．定量的なリスク指標として用いられているものが安全率と発生確率であり，安全率は，斜面の滑動力と抵抗力による釣合いを物理的に算定したものである．そのため，不安定化する斜面に対する計画安全率を基に必要抑止力を導出することで，斜面対策工の規模を決定できる汎用性の高い指標になる．ただし，安全率導出で重視される要素は土質強度であり，この条件設定には慎重な議論を要する．活動的な斜面の粘着力，内部摩擦角は著しく変化しやすいことや，極限平衡法である安定解析に安定斜面の土質定数の設定が難しい等の問題を持つ．この問題を解消するためには，多くの現地の土質調査と解析事例が必要になる．そのため，広範領域を網羅させる斜面崩壊の評価への適用は困難である．一方，広範領域を対象にした斜面崩壊のリスク評価では，数値地理情報で得ることのできる地形，地質，気象条件を統計的な解析手法に利用する事例が多く，厳密な土質定数の設定する必要がない. 以上の理由より，リスクとして斜面崩壊発生確率を統計理論から求め，この値を利用し，被害損失額を推計している．

4.2　解析方法

(1) 斜面崩壊発生確率モデル

統計理論より求められる斜面崩壊の発生確率モデルは，多重ロジスティック回帰分析による二項分布の確率理論を用いて開発している. 二項分布とは，ある事象に対する発生の有無であり，「0」と「1」の数値から作成される．この二項分布をロジスティック曲線で連結させることにより 0 から 1 の連続的な関数を成立させる．ロジスティック曲線を重回帰式で解くことにより，モデルが構築される．ここで得られる成果は 0 から 1 で推移する発生確率であり，ある条件下を基に現象が生起する条件付確率として定義される．重回帰式の変数として用いるものは，斜面崩壊の素因，誘因である地形，地質，そして降

雨量により変化する水文量の条件である．降雨量を含む水文量を利用することで，気候変動に応じた動的な発生確率を導くことができ，時空間的な発生確率分布の作成が可能になる．このモデルは，日本に分布する地質が満遍なく分布する地域であること，降雨に起因して同時多発的に斜面崩壊が発生した降雨イベントであること，斜面崩壊が広範領域に対して分布的に明らかにされていることの条件を踏まえて，日本列島の多雨に伴う斜面崩壊の模式となる降雨イベントと斜面崩壊の地域を利用して構築されたものである．既往の斜面崩壊の事例を検討した結果より，2004 年 7 月 12 日から 13 日の新潟・福島豪雨による新潟県栃尾市の斜面崩壊事例をモデルの構築に用いた．この降雨イベントは新潟県内に 3600 箇所の斜面崩壊を生じさせており，特に，栃尾市の斜面崩壊の集中が報告されている．この斜面崩壊の調査結果を解像度 1km×1km の数値地理情報に変換し，斜面崩壊有無の二項分布を作成した．また，この実績データに地形，地質，および降雨による水文量の条件を重ね合わせ，統計的に有意になる説明変数が導かれた．斜面崩壊発生確率モデルに利用される説明変数は，地形条件の「起伏量」，水文的条件の「動水勾配」である．これらを説明変数に地質毎に斜面崩壊発生確率モデルが開発された．

地形条件である起伏量データは，国土数値情報 KS-META-G05-56M に格納された最高標高と最低標高の差でより取得した．水文量の条件である動水勾配は，国土数値情報 KS-META-G05-54M の表層土壌と国土数値情報 KS-META-G05-56M の斜面傾斜度を用いて擬似二次元化した斜面に降雨量条件を入力し，Richards による飽和不飽和浸透解析を行うことで求められた．降雨発生後の最大傾斜を示す浸潤線から発生確率に用いる動水勾配を得た．動水勾配は，単位距離当りの地下水水頭の変化率であり，降雨量が多くなるほど急勾配を呈する．急な動水勾配は，土塊の有効応力を減少させるため，斜面は不安定化する．飽和不飽和浸透解析に入力する降雨量に気候変動に応じた再現期間の降雨極値を与えることにより，現在から地球温暖化に伴う気候に対する動水勾配，および斜面崩壊発生確率を求めることができる．地質条件に国土数値情報 KS-META-G05-54M のデータを用いた．

以下，式(2)に斜面崩壊発生確率モデル式，**表-2** に斜面発生確率モデルの説明変数，**図-8** に斜面崩壊発生確率モデルにより求められる各地質のロジスティック曲線を示す．

表-2　斜面崩壊発生確率モデルの説明変数

地　質	項　目	動水勾配	起伏量	切　片
崩積土	係数 β	25.99	0.16	-15.97
	有意確率	0.01	0.03	0.03
	標準化回帰係数	3.25	2.96	-
新第三系堆積岩	係数 β	19.64	0.14	-19.29
	有意確率	0.01	0.02	0.03
	標準化回帰係数	2.37	1.96	-
古第三系堆積岩	係数 β	14.31	0.11	-24.97
	有意確率	0.05	0.03	0.03
	標準化回帰係数	2.15	2.02	-
花崗岩	係数 β	9.31	0.13	-35.99
	有意確率	0.04	0.04	0.05
	標準化回帰係数	1.37	1.26	-

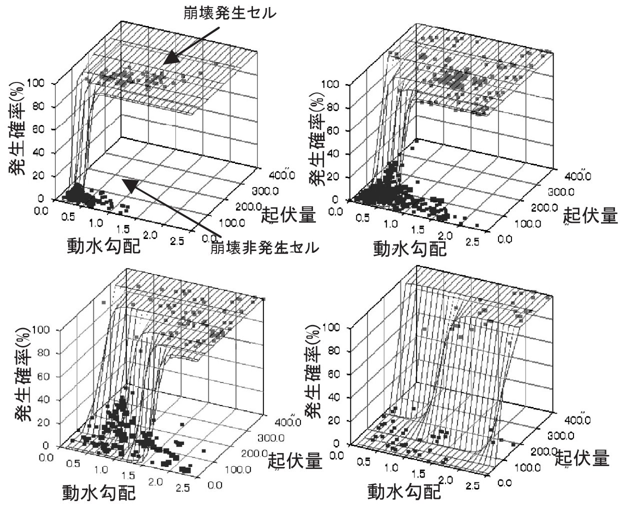


図-8　各地質のロジスティック曲線

$$P = \frac{1}{1+\exp\left[-\left(\alpha+\sigma_h x_h+\sigma_r x_r\right)\right]} \qquad (2)$$

ここで，P:斜面崩壊発生確率，α:切片，σ_h:動水勾配係数，x_h:動水勾配，σ_r:起伏量係数，x_r:起伏量である．モデルを日本列島の地形，地質，水文量条件のグリッドセル情報に適用させることで発生確率マップを作成した．

5．斜面崩壊影響評価解析の結果

起伏量，各気候における再現期間 30 年と 50 年の動水勾配と地質条件から求めた斜面崩壊発生確率分布を**図-9** に示す．各ケース共通して発生確率 95%を越えるグリッドセルの集中する地域は，奥羽山脈から越後山脈，三国山地に連続する日本海沿岸の山岳地域，糸魚川-静岡構造線に近接する日本アルプスの山岳地域，中央構造帯に近接する太平洋沿岸の南海地域である．これらの地域は，気候変動に関わらず斜面崩壊の危険の高い地域である．また，中国山地における斜面崩壊の発生確率は特徴的な分布を示し，山地の頂部よりも山裾に発生確率 95%の地域が集中している．中国山地裾部は，「土砂災害警戒区域等における土砂災害防止対策の推進に関する法律(以下土砂災害防止法)」の契機になった 1999 年 6 月 29 日

の土砂災害の履歴もあり，多雨発生により危険が急激に高まる，そして市街地域とも近接した要注意地域と評価される．

現在気候の再現期間30年とMIROCによる近将来気候の再現期間 30 年を比較した場合，再現期間 30 年による発生確率 95%以上の地域は概ね同様だが，この周辺に分布する地域の発生確率上昇が認められる．特にその傾向の顕著な地域は，北海道南部の日高山地と夕張山地，糸魚川-静岡構造線，岐阜県北部の飛騨高地，中央構造帯の周辺である．総じて，25%から 75%までの範囲の発生確率に変化している．北海道に至っては，発生確率 95%に変化した地点も点在している．また，MIROC による近将来気候の再現期間 50 年を比較した場合, 北陸地方の三国山地から飛騨山脈北部，中国山地の山地山頂部に発生確率 95%以上の地域が拡大する．また，四国山地の北側斜面に発生確率 75%から 95%の地域，静岡県と愛知県の県境に位置する美濃三河高原南部に発生確率 25%から 50%以上の地域が認められる．

現在気候の再現期間30年とRCMによる近将来気候の再現期間 30 年を比較した場合，再現期間 30 年による発生確率 95%以上の地域が山裾側へ広がることが示されている．また，再現期間 30 年による発生確率 95%以上のグリッドセルに囲まれた領域も高い発生確率に変化する．その他，北海道南部の発生確率上昇が顕著であり，25%から 50%以上の発生確率になる．四国山地の北側斜面には，発生確率 75%から 95%の地域が分布する．そして，中国山地の山地山頂部に発生確率 95%以上の地域が拡大する．MIROC による近将来気候の再現期間 50 年を比較した場合, 再現期間 30 年の変化よりも, 更に, 山裾側, 発生確率 95%以上のグリッドセルに囲まれた領域の発生確率上昇域の拡大が認められる．

図-10 は現在気候の再現期間 30 年と各気候，各数値気候モデルの再現期間 50 年の発生確率差分布である．この図から，現在気候時に，兵庫県，京都府と鳥取県の境界付近の丹後山地，丹波高地，岩手県の北上山地北部, MIROC の近将来気候時に北海道南部，中国山地瀬戸内海沿岸，中央構造帯周辺における発生確率上昇 30%以上の地域が集中することが明らかにされた．また，RCM の近将来気候時では，MIROC で示される上昇地域に加え, 秋田県から長崎県に至る日本海沿岸全域，関東北部で発生確率上昇 30%以上の地域の集中が示されている．特に，秋田県から九州地方北部に至る日本海側，静岡県と愛知県の県境に位置する美濃三河高原南部の発生確率 95%以上の領域拡大が顕著である．また，発生確率 25%から 50%であるが関東山地，足尾山地の山裾の

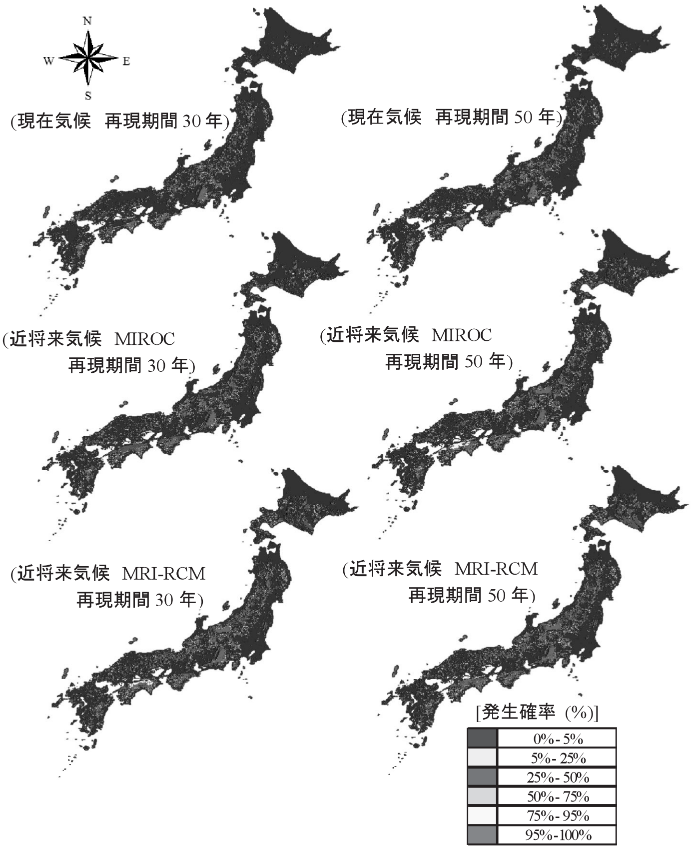


図-9　各気候，再現期間の斜面崩壊発生確率分布

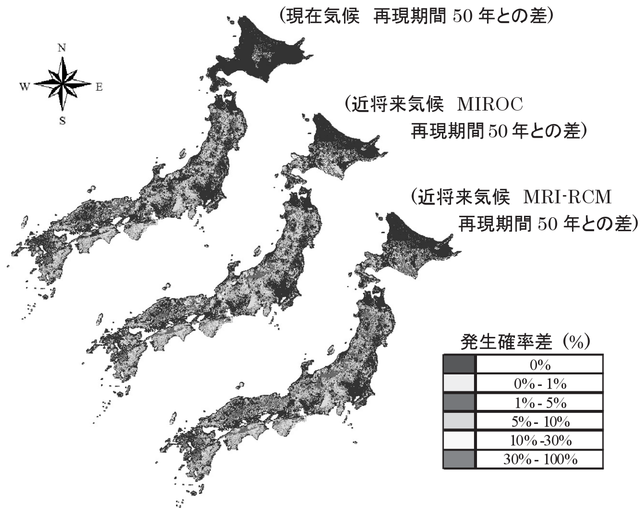


図-10　現在気候 再現期間 30 年との発生確率差分布

著しい発生確率の上昇も明らかにされた．

数値気候モデルによる斜面崩壊発生確率の解析から，近将来気候に変化することで日本列島の各地で山裾側に斜面崩壊のリスクが高まることが示された．この結果は，地球温暖化による日降雨量増大に伴い，都市近郊に斜面崩壊の被害が及ぶ可能性を示唆している．各数値気候モデルに共通して発生確率上昇の著しいグリッドセルの集中する地域として，北海道南部，北陸地方から中国地方に至る日本海沿岸部，美濃三河高原南部を含む東海地方から四国地

方に至る中央構造帯が挙げられる．MIROC と RCM による解析結果を比較すると，日降雨量が多くなる RCM による発生確率が高くなる傾向であり，特に，日本海沿岸域に斜面崩壊発生確率 95%以上の地域が拡大する．

６．おわりに

地球温暖化による豪雨に起因する災害として土砂災害を取り上げ，温暖化影響するための「数値気候モデルに豪雨解析」，「斜面崩壊影響評価解析」の結果を本稿に取りまとめた．数値気候モデルの空間解像度をふまえ，この解析では，対象地域を日本列島全域という広範領域とし，グリッドセルによる数値地理情報をベースに個別現象単位ではなく，地域単位の評価を行っている．しかしながら，この評価は，広範領域に対して温暖化の影響が及びやすい特定地域の抽出を求めるための解析である．実質的対策整備を考慮するためには，研究を発展させて個別現象を対象に評価しなければならない．そのため，細解像度の数値地理情報の情報や数値気候モデルのダウンスケーリングにも取り組む必要がある．また，現在は日降水量極値のみの評価であるが，一概に日降水量のみではなく，累積雨量，時間雨量等，災害に関与する雨量のスケールも多岐にわたる．そのため，降水の変化パターンも考慮していくことも今後の課題である．今後の大気・水循環解析の高度化や，社会構造変化に伴う GHG 排出量シナリオにより，数値気候モデルの出力も多数示されることと推測されるが，評価モデルの基盤は構築されているので，現況をベースに今後の地球温暖化の土砂災害影響評価に取り組みたい所存である．

謝　辞：本研究は環境省地球環境研究総合推進費（S-4）の研究助成によって行われた．ここに記して謝意を示す次第である．

本稿は以下の論文を参考に再加筆したものである．

1. 川越清樹・風間聡・沢本正樹， 数値地理情報と降雨極値データを利用した土砂災害発生確率モデルの構築，自然災害科学，Vol.27, Issue 1, pp.69-83, 2008.5.
2. 川越清樹・風間聡・沢本正樹， 日本列島を対象にした融雪に伴う土砂災害のリスク評価，土木学会水工学論文集，Vol.52，pp.463-468, 2008.3,
3. 川越清樹・風間聡・沢本正樹， 将来気候モデルを用いた土砂崩壊リスク評価，土木学会地球環境研究論文集，Vol.16，pp.27-35, 2008.8.
4. Seiki Kawagoe, So Kazama and Masaki Sawamoto, Slope hazard risk evaluation due to rainfall condition in future, Proc. 16th congress the APD/IAHR, Vol.Ⅲ ; Fluvial Processes and River Engineering, pp.1108-1117, 2008.10.
5. 川越清樹・風間聡・肱岡靖明・高橋潔，土砂崩壊リスク評価に対する気候モデルの適用，土木学会水工学論文集，Vol.53，pp.661-666, 2009.3.
6. S. Kawagoe, S. Kazama, and P. R. Sarukkalige, Assessment of snowmelt triggered landslide hazard and risk in Japan, Cold Regions Science and Technology. Vol.58, Iss.3, pp.120-129, 2009.
7. S. Kawagoe, S. Kazama, and P. R. Sarukkalige, Probabilistic modelling of rainfall induced landslide hazard assessment, Hydrology and Earth System Sciences Discussions, Vo.7, pp.725-766, 2010.
8. 川越清樹・小野桂介，数値気候モデルによる豪雨の量と頻度の推計に関する研究，東北地域災害科学研究，Vol.45, (印刷中)，2010.

異常気象をもたらす近年の気候変動

Recent climate variability related to extreme weather

本田明治（新潟大学理学部）*
Meiji HONDA (Niigata Univ.)*

キーワード：異常気象、気候変動、北極海、海氷
Keywords, extreme weather, climate variability, Arctic Sea, sea ice

１．はじめに

ここ最近、記録的暖冬や記録的猛暑という言葉をよく耳にする。本来滅多にないはずの「記録的」現象が最近の高温傾向で珍しいことではなくなってきている。しかし、2003年冷夏、2005/06年寒冬・豪雪[1)]など「寒い」異常もしばしば起こっている。直近ではこの2009/10年の冬、日本は平均すると暖冬傾向であったが、寒暖の差が激しくしばしば強い低温と大雪に見舞われ、記憶に残る冬となった。雪が少ないとされる新潟市でも12月に45センチ、2月に81センチの最深積雪を記録、いずれも20数年振りの大雪となった。このような季節内～年々スケールでの寒暖の大きな「変動」の頻発は、異常気象がもはや異常ではないことを意味するのかもしれない。温暖化予測モデルでは将来の寒暖の大きな変動を必ずしも予測していないが、「平均」の気温上昇だけではなく、今後は「変動」の大きさにも注意すべきであろう。

２．地球温暖化による気温の変化

最新の予測によると21世紀末の地球の地上気温は、地域や季節によって異なるものの20世紀末に比べて平均1.8度～4.0度上昇すると見込まれている[2)]。滑らかな気温の上昇曲線は複数の温暖化予測モデル出力結果の平均であり、毎年少しずつ気温が上昇する訳ではなく、実際は月・季節・年による寒暖（自然変動）を伴うはずである。問題は寒暖の程度や気温の上昇の仕方が一様ではないことであり、一時的に気温が低下する地域もあるだろう。このような温暖化に伴う季節～年～十年規模の比較的短期の「気候変動」の解明は、早急に取り組むべき主要な課題のひとつとして挙げられている。寒暖の「変動」をもたらす要因は通常複数あり、いわゆる「異常気象」は複合要因で引き起こされることが多い。その中でも筆者は北極海の海氷域変動に注目している。

３．北極海の海氷減少が日本に寒さをもたらす？

(1) 温暖化だけでは説明できない近年の北極海の海氷激減

2007年9月､北極海の海氷は観測史上最小面積を記録した。1979-2000年平均の約60パーセントまで減少し（図1）、あたかも地球温暖化を象徴する事象としてメディアにも大きく取り上げられた。温暖化予測モデルでは100年後の北極域の気温は10度以上上昇し、夏場には海氷がほぼ消失すると予想されている。しかし現実の海氷減少は、予測を大きく越えるスピードで進行しており、数十年後の消失を示唆する研究もある。海氷面積の減少によって露出した海面はより太陽光を吸収し、海氷の融解を促進し生成を抑制する効果がある。また海面の増加は海氷の動きを加速し、低緯度への流出が更に融解を促進する。このような海氷が自ら減少する過程をモデルではまだ十分に再現されていないためと考えられる。

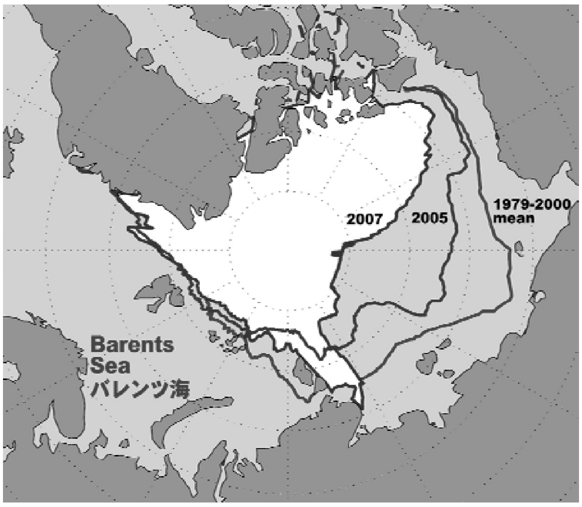


図 1．北極海の 9 月の海氷域分布。2007 年、2005 年、1979～2000 年の平均値。

(2) 海氷減少が日本に寒さをもたらすメカニズム

夏を中心とした北極海の海氷減少に伴って北極海上を中心に高温状態が季節によらず持続しており、温暖化をますます促進させそうに思える。一方地域によっては気温の低下も見られる。夏の北極海氷減少に続く近年の冬季は、欧州から極東にかけてのユーラシア大陸の中高緯度帯はしばしば強い寒気に見舞われている。最近では2005/06年（日本を含む極東)、2007/08年の冬(西アジア)、そしてこの2009/10年の冬（欧州～ロシア～極東）が顕著な低温大雪傾向となっている（図2)。2005年、2007年はそれぞ

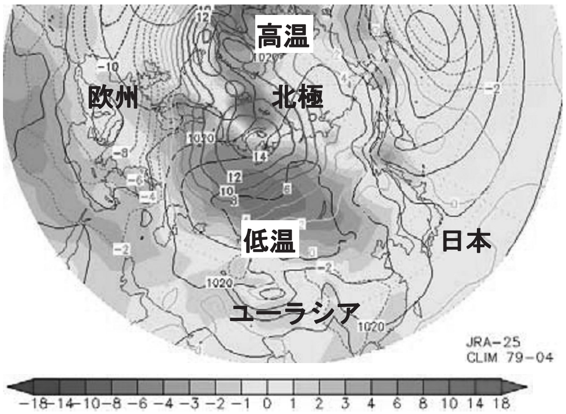


図 2．2009 年 12 月～2010 年 2 月の 3 ヶ月平均地上気温偏差（℃、陰影）、海面気圧（hPa、濃等値線）、海面気圧偏差（hPa、薄等値線）。偏差は 1979 年～2004 年平均の気候値との差。JRA-25 再解析データに基づく。

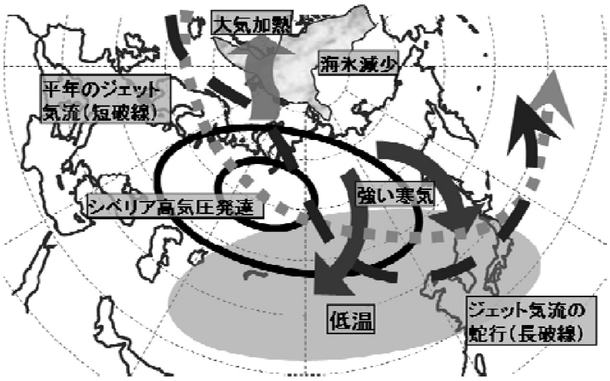


図 3．夏季北極海の海氷減少に伴う、冬季ユーラシアの大気場応答の模式図。

れ海氷域面積最小を更新、2009 年は 3 番目の少なさであった。

過去約 30 年の観測データの解析及び、大循環モデルを用いた北極海の海氷の多少による大気応答の違いを調べる数値実験の結果から、夏季～秋季の北極海シベリア沿岸の海氷面積が例年より少ないと、冬季のユーラシアは広い領域で有意に低温傾向になることが確認された [3]。

秋～冬の海氷域の拡大の遅れによって、初冬の北極海特にバレンツ海（図 1）の周辺では、露出した海面により大気は例年より加熱されやすくなる。その影響でユーラシア上空の偏西風ジェットはヨーロッパ側で北に蛇行、その反動で極東では南に蛇行しやすくなる（図 3）。この場合大陸上では寒気が蓄積されシベリア高気圧の発達と東方への拡大を促し、日本など極東ではユーラシア中高緯度帯は広く低温偏差に覆われやすくなる寒気が入りやすくなる。

改めて各冬の振る舞いを調べてみると、05/06 年、07/08 年、09/10 年の冬は、バレンツ海上空付近に高気圧性偏差が現れたあと、ユーラシア広域に渡って低温偏差に覆われる事例がしばしば見られた。ユーラシア上の寒気は緩やかに東方に拡大する傾向があり、寒気が強いケースでは、1～2 週間後に日本まで及ぶものもみられた。09/10 年の冬はこのような事例がしばしばみられ、日本でも一時的に強い寒気と大雪となり、寒暖の差が激しい冬となった。

４．終わりに

近年の北極海の海氷減少が、日本を含むユーラシア大陸の広域に渡って低温や大雪をもたらすことが分かってきた。では更なる海氷の減少はユーラシアの冬を一層寒くするのであろうか？実はそれは考えにくい。実際陸面や海洋の状態も変化し、それに伴う熱や水の分布や輸送も変わり、大気循環場の平均的な状態（気象学では「基本場」と言う）も現在と異なることが予想される。また日本の気候を決める要因はエルニーニョや北極振動など複数存在し、これらも温暖化等の影響を受ける可能性が高い。このように温暖化に伴う気候変動の過程は未解明であり、多角的視点で監視を継続し、事例を注意深く解析して、異常気象を引き起こすメカニズムの解明につなげていきたい。

参考文献

1) 本田明治・楠昌司編 (2007): 2005/06 年 日本の寒冬・豪雪. 気象研究ノート, **216**, 290pp.
2) Solomon, S. et al. (2007): Climate Change 2007, The Pysical Science Basis, Cambridge Unv. Press, 996pp.
3) Honda, M., J. Inoue and S. Yamane, (2007): Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, L08707, doi:10.1029/2008GL037079.

地球温暖化と新潟の気候変動

小林幸博（新潟地方気象台）

キーワード：地球温暖化、気候変動、シナリオによる将来予測

1　地球温暖化とは

通常，地球では，太陽から届くエネルギーと釣り合ったエネルギーが宇宙へ向けて放出されます。表面温度約6000K の太陽から届くエネルギーは主に可視光（目に見える光）で届き，地球の大気はほぼ透過します。一方，表面温度約300K の地球からは目に見えない赤外線という波長でエネルギーが放出されます。長い期間で平均すると，大気とその下の地表面によって吸収される太陽放射量は，地球が宇宙空間に射出する熱放射量に等しくなります。ところが，水蒸気，二酸化炭素，メタンなどの物質はこの赤外線を吸収し，一部を地球側へ跳ね返す性質を持っています。この作用が温室に似ているため，「温室効果」といわれ，その効果をもたらす二酸化炭素などのガスを「温室効果ガス」といいます。太陽から地球に降り注ぐ光は，地球の大気を素通りして地面を暖め，その地表から放射される熱を温室効果ガスが吸収し大気を暖めているのです。

大気中に温室効果ガスがなければ，気温はマイナス19 ℃くらいになります。温室効果によって現在の地球の平均気温は 14 ℃前後となっているのです。

近年，産業活動が活発になり，二酸化炭素，メタン，さらにはフロン類などの温室効果ガスが大量に排出され，熱の吸収が増えた結果，気温が上昇し始めています。これが地球温暖化です。世界の科学者で構成される IPCC(気候変動に関する政府間パネル)は，2007 年に発表した第4 次評価報告書の中で，温暖化はほぼ確実に人類の活動によるものだと結論付けています。

2　世界と日本の気候の変化

二酸化炭素の濃度は，工業化（産業革命）以前の約280ppm から2005 年には約379ppm に増加しました。この変化は過去65 万年の自然変動の範囲を遙かに上回るものです。化石燃料の使用が原因です。（図1）また，最近10 年のCO2 増加率は，加速しており，このままでは，2100 年には産業革命前の2 倍から3 倍以上の540 ～ 970ppm へ増加すると予測されています。

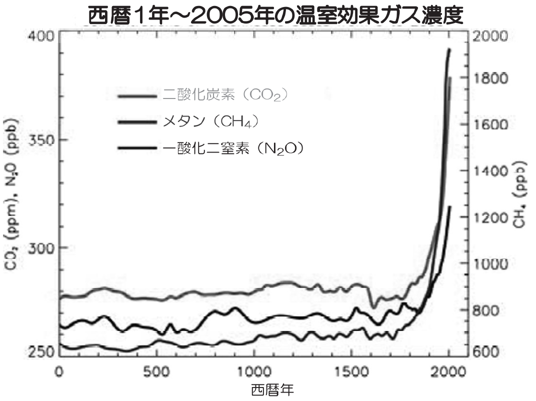
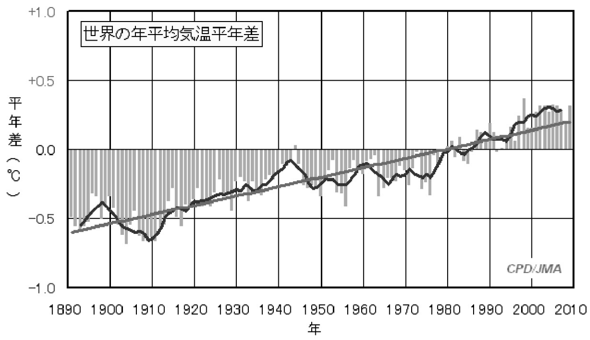


図1 温室効果ガス濃度の変化

温室効果による気温上昇はどのようになっているでしょうか。図 2 に世界平均気温と日本の平均気温の変化を示します。



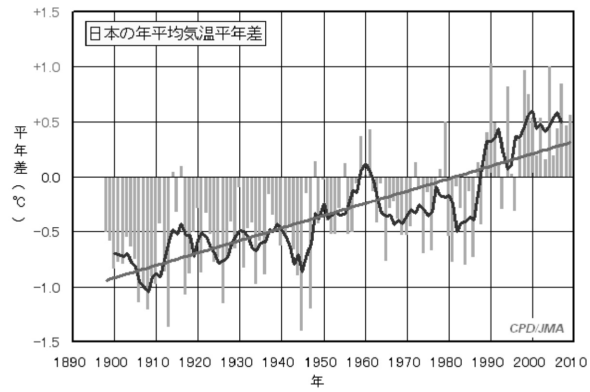


図1 世界と日本の気温変化

棒グラフ：各年の値、折れ線（青）：５年移動平均、直線（赤）：長期変化傾向

2009 年までの世界の平均気温は 100 年当たり 0.68 ℃の割合で上昇しました。これは2001 年に発表された IPCC 第 3 次評価報告書で示されていた 1901～ 2000 年の 100 年当たり 0.6 ℃の上昇傾向よりも大きくなっています。特に1990 年代半ば以降は高温となる年が多くなっています。また、20 世紀半ば以降の気温の上昇は，自然の変動ではなく，人類が引き起こしたものと考えられます。地域的にみると，北アメリカ大陸や中央シベリアを除く多くの地域で、平年より気温が高くなっています。

日本では 100 年あたり 1.13 ℃と世界の平均気温より高い気温上昇となっています。特に1990 年代以降は高温となる年が多くなっています。

今後，温室効果ガス濃度の上昇の結果，2100 年の気温は 1990 年からさらに上昇すると予測されています。IPCC の第4 次評価報告書（2007)によると，温室効果ガスの排出量が最も少なく抑えられた場合でも平均 1.8 度（予測の幅は 1.1 ～ 2.9 度）の上昇，最も多い場合は 4.0 度（予測の幅は 2.4～ 6.4 度）の上昇と予測されています。

降水量は世界では，南北アメリカの東部、ヨーロッパ北部、アジア北部と中部で増加しています。また，北アフリカの砂漠に隣接する地域や地中海地域、アフリカ南部や南アジアの一部で減少しています。その他の地域では長期的な変化傾向はありません（図３)。日本の年降水量は日本全国、北陸地方ともに減少しているようにみえますが、年によりばらつきがあり，有意な長期的な変化傾向はみえません（図 3)。

また，地球温暖化に伴い，海水温の上昇による熱膨張と氷河などの融解によって，世界平均海面の上昇が懸念されています。

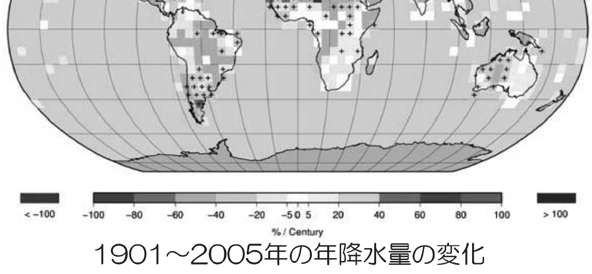


図 2 世界の降水量の変化

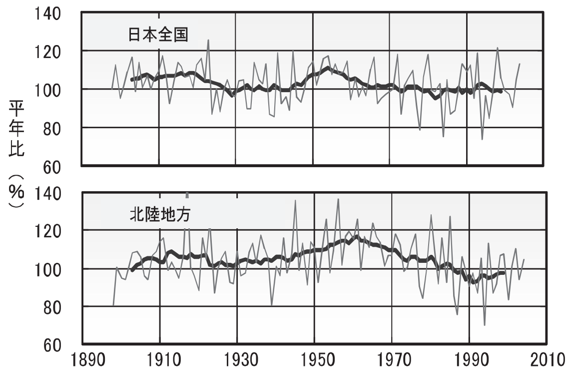


図 3 日本全国と北陸地方の年降水量の推移

3 新潟県の気候の変化

3． 1 新潟県内気象官署における気温の変化

（1）年平均気温

新潟・高田・相川の県内気象官署で 1950 年代半ばまでは平年に比べて低く経過し停滞傾向でありましたが，1950 年半ばから昇温し、1960 年前後を中心とした高温，その後 1970 年代から 1980 年代前半の比較的低温な期間を経て、1980 年代後半からは高温傾向が続きました。特に 1990 年代にはいってからは顕著な高温となった年が多くなりました。気温上昇は近年の期間の方が急でありました（図４)。1898 年から 2004 年のデータで統計した場合の 100 年あたりの新潟の長期変化傾向は 1.42℃/100 年で，異常気象レポート 2005 で示された全国平均（1.06℃/100 年）や東日本（1.10℃/100 年）を上回りました。また，1976 年から 2004 年のデータで統計した場合の 100 年あたりの県内官署の長期変化傾向は，約 5℃/100 年で，世界全体（2.35℃/100 年）や北半球（2.87℃/100 年）の約 2 倍でありました（表 1)。

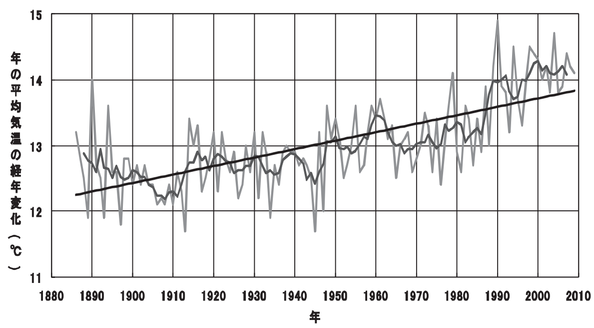


図 4 新潟の年平均気温の推移

（統計期間：1886～2009 年）

折れ線（桃）各年の値、折れ線（青）５年移動平均、直線（黒）は長期変化傾向

注：新潟地方気象台は、1928 年、1938 年移転しており、移転による影響を避けるための補正を行っている。

表1　平均気温の長期変化傾向（℃/100年）．

期間＼地域	異常気象レポート2005		新潟	高田	相川
	世界全体	北半球			
1910～1945年	＋1.17±0.53	＋1.22±0.62	+0.14±0.45	－	－
1946～1975年	－0.11±0.67	－0.35±0.78	+0.36±0.41	+0.05±0.43	−0.99±0.44
1976～2004年	＋2.35±0.83	＋2.87±0.97	+4.91±0.52	+4.52±0.57	+5.28±0.5

地域＼期間	年	春（3月～5月）	夏（6月～8月）	秋（9月～11月）	冬（12月～2月）
新潟	+1.42±0.48	+1.82±0.7	+1.2±0.8	+1.12±0.73	+1.5±0.91
高田	+1.55±0.5	+2.53±0.79	+0.56±0.71	+1.14±0.7	+1.76±0.89
相川	+0.98±0.52	+1.37±0.72	+0.01±0.85	+0.46±0.72	+1.77±0.94
全国	＋1.06±0.25	＋1.37±0.37	＋0.87±0.37	＋0.94±0.36	＋1.09±0.49
北日本	＋0.96±0.31	＋1.34±0.44	＋0.53±0.60	＋0.68±0.42	＋1.33±0.63
東日本	＋1.10±0.29	＋1.44±0.44	＋0.84±0.42	＋0.95±0.45	＋1.17±0.56
西日本	＋1.15±0.27	＋1.44±0.38	＋1.12±0.38	＋1.12±0.40	＋0.91±0.53

一次回帰分析による長期変化傾向と標準誤差.

県内官署以外の変化傾向は異常気象レポート 2005 より引用．なお，日本の値は都市化などによる環境の変化が比較的少なく，かつ観測データの均質性が長期間継続している 17 地点を抽出．1946～1975 年の値は有意でないので注意.

下表の統計期間は 1898～2004 年，但し，高田は 1922 年，相川は 1911 年から統計した.

（２）春（3～5 月）

1950 年以前は低温傾向が見られ，その後，1950 年代から 1960 年代後半にかけて急上昇しました。それ以前に比べ約 1.0℃高くなった後，1970 年代から 1980 年代前半の比較的低温な期間を経て 1990 年代から高温傾向が続きました。

新潟では 1.82℃/100 年，高田では 2.53℃/100 年で他の季節に比べ上昇率が最も大きくなりました（表１）。春の長期変化傾向は地域的にも全国的にも，他の季節と比べ大きいことが異常気象レポート 2005 でも報告されており，県内官署でも同様な傾向が見られました。

（３）夏（6～8 月）

全ての県内官署で寒暖の変化を繰り返してお目立った特徴は見られなかった．高温年と低温年が打ち消しあっているため，相川は有意な傾向はなかった．新潟，高田では緩やかな上昇傾向が見られました。

（４）秋（9～11 月）

全ての県内官署で気温の変動が 1980 年頃まで約 20 年周期が見られ，1920 年代，1940 年頃，1960 年前後及び 1970 年代後半に高温期となりました。1990 年以降は気温の上昇が大きくなりました。気温変動の約 20 年周期は異常気象レポート 2005 でも報告されており，県内官署でも同様な傾向が見られました。

（５）冬（12～2 月）

全ての県内官署で 1950 年代より前は低温期にあたり，1910 年前後，1920 年代及び 1940 年代を中心に顕著な低温となりました。その後，1940 年代後半から約 1.5℃急上昇し，1940 年代以前に比べ気温の高い時期が続きました。1980 年代後半に再び急上昇した後は顕著な高温となる年が多くなりました。これらの傾向は異常気象レポート 2005 でも報告されており，県内官署でも同様な傾向が見られました。

３．２ アメダス値における気温の変化

1980 年から 2007 年の間で統計切断のない地点を抽出し，線形回帰から求めた月平均気温及び日最高（最低）気温の月平均値の 10 年あたりの長期変化傾向をまとめました。県内の地点毎の傾きを平均した上昇率は，2 月と 9 月が大きく 12 月が小さくなりました（表 2）。地点別に上昇率を見ると，日最高気温の月平均値は 11 月から 3 月では中下越の海岸中心に大きく，4 月から 10 月は中越で大きい傾向がありました（図 5）。日最低気温の月平均値は月によって分布が異なり特徴がありませんでした。

表２　月別の長期変化傾向（℃/10 年）.

	平均	最高	最低
1月	0.44(25)	0.59(23)	0.37(24)
2月	0.7(24)	1.19(22)	0.39(23)
3月	0.4(25)	0.78(23)	0.19(24)
4月	0.33(23)	0.41(21)	0.3(22)
5月	0.34(24)	0.36(22)	0.36(23)
6月	0.41(24)	0.51(22)	0.4(23)
7月	0.29(23)	0.35(21)	0.3(22)
8月	0.28(21)	0.43(20)	0.18(20)
9月	0.71(24)	0.88(22)	0.62(23)
10月	0.55(16)	0.73(14)	0.46(15)
11月	0.41(22)	0.58(20)	0.28(21)
12月	0.11(24)	0.11(22)	0.11(23)

平均は月平均気温，最高（最低）は日最高（最低）気温の月平均値（統計期間 1980～2007).

() 内は長期変化傾向の値を平均した地点数.

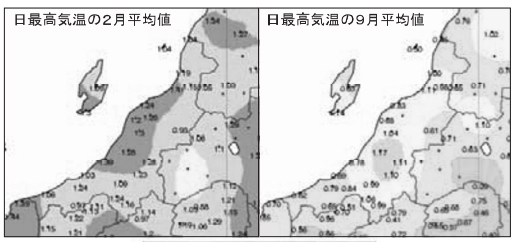


図５　アメダスによる長期変化傾向の分布（℃/10 年）

３．３ 降水量・最深積雪の変化

年間降水量は全ての県内官署で年変化が大きく有意な傾向がありませんでした（図6）。また，季節別では夏に緩やかな上昇傾向（有意）がありました。冬（前年12月から2月）の傾向は，全ての県内官署で1980年代の後半から顕著な積雪の減少がありました（図7）。冬の降水量は高田，相川では減少傾向（有意）でありましたが，新潟では有意な傾向はありませんでした。

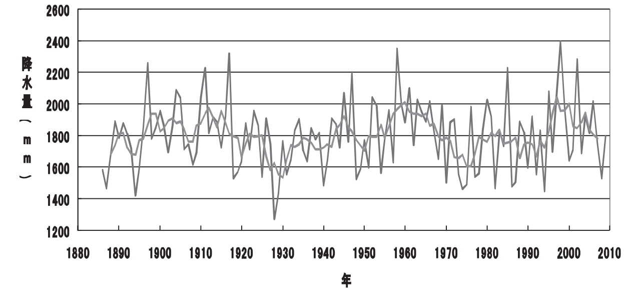


図６　新潟の年降水量の推移(統計期間：1961～2009年)
折れ線（緑）各年の値、折れ線（桃）５年移動平均

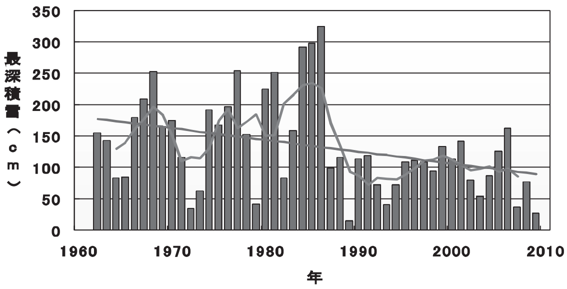


図７　高田の最深積雪の推移
(統計期間：1961～2009年)
棒グラフ（青）各年の値、折れ線（赤）５年移動平均、
直線（緑）長期変化傾向

３．４ 出現日数の変化

冬（夏）日や大雨，雷などの出現日数について年間の発生頻度を集計して長期の変化傾向をまとめました。

（１）　冬日・真冬日の日数

冬日は全ての県内官署で年変化が大きい中，減少傾向が有意でありました（図8）。真冬日は全ての県内官署で1990年以降の出現回数が減少していました。また，寒冬年（1945年，1976年，1984年）で日数が突出しました。

（２）　夏日・真夏日の日数

夏日は新潟，高田で緩やかな増加傾向が有意でありましたが，相川の傾向は有意でありませんでした。真夏日は相川で緩やかな減少傾向でありましたが，新潟，高田の傾向は有意でありませんでした。

（３）大雨日数

県内アメダスの日降水量30ミリ以上の日数の過去30年の変化傾向を示します（図9）。下越地方と中越の山沿いに増加傾向がみられ，中下越の一部と上越地方で減少傾向がみられました。

（４）雷日数

冬の雷日数は全ての県内官署で年変化が大きい中，増加傾向（有意）でありました（図10）。また，夏と秋も微増の傾向がありました。富山・石川・福井でも同様な傾向があり，冬季の雷日数の増加は北陸地方全般の傾向であるようです。

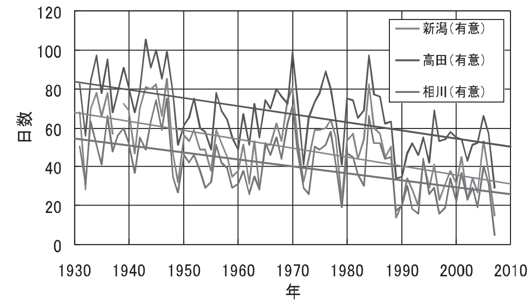
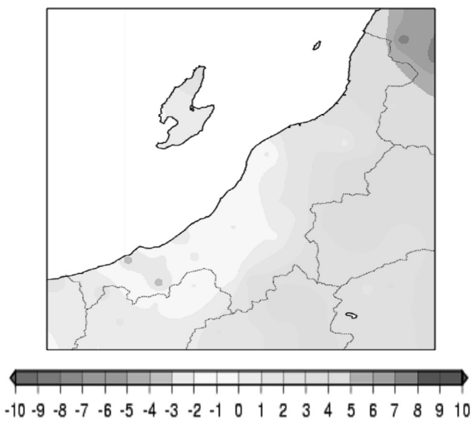


図８　県内官署の冬日の年間日数
(統計期間：1931～2007年)



(日)

図９　日降水量30ミリ以上の日数の経年変化
(統計期間：1980～2009年)

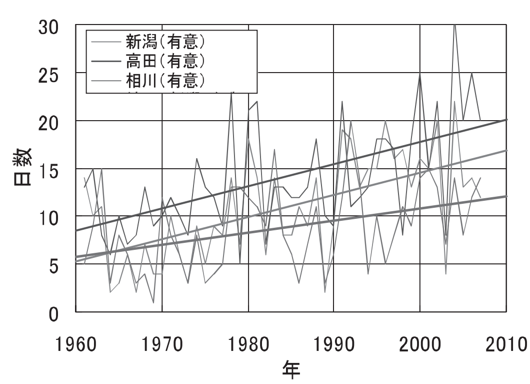
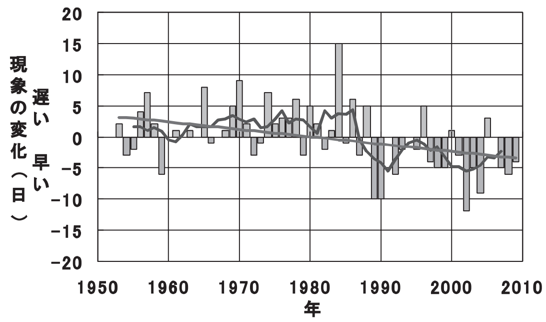


図10　県内官署の冬の雷日数
(統計期間：1966～2007年)

３．５ 生物季節の変化

図11に新潟地方気象台の桜の開花日といろはかえでの紅葉日を示します。桜の開花日が近年顕著に早まっていることがわかります。いろはかえでの紅葉は遅くなる傾向がみられます。この傾向は，上越市（高田）や佐渡でも，また，全国的にも概ね共通しているものです。例えば，新潟の梅の開花は「3 月 18 日頃（平年値)」。過去 50 年間で，２週間くらい早くなっています。一方，カエデの紅葉は，過去50 年間で２週間くらい，遅くなってきました。

さくらの開花（平年日：4 月 11 日）



いろはかえでの紅葉（平年日：11 月 11 日）

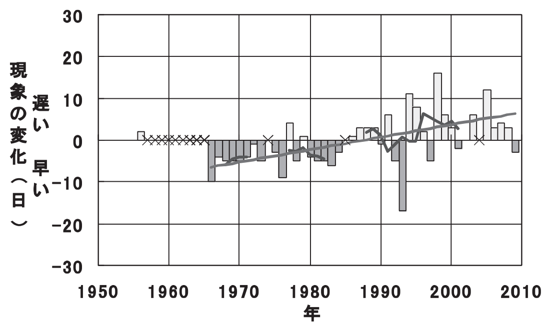


図 11　新潟地方気象台のさくらの開花日（上）、いろはかえでの紅葉日（下）の経年変化（1953～2009 年）
棒グラフは各年の平年との差、折れ線（青）は５年移動平均、直線（緑）は長期変化傾向、×は欠測を示す。
いろはかえでの欠測年：1953～1955、1957～1965、1974、1985、2004

４ 地球温暖化の将来予測

今後の人口増加や経済成長やエネルギー使用量や技術の発展によって，排出される温室効果ガスの量は変わります。

2000 年に IPCC が公表した排出シナリオ（SRES シナリオ）は，大きく４つの筋書きを想定しています（図 12)。

A1 シナリオは，グローバル化，経済発展を重視した高度成長型です。

A2 シナリオは，地域ごとの特徴を生かした経済発展を想定した多元化型です。

B1 シナリオは，環境に与える負荷を軽くした持続的発展型です。

B2 シナリオは，緩やかな経済成長と地域の多様化の地域共存型です。

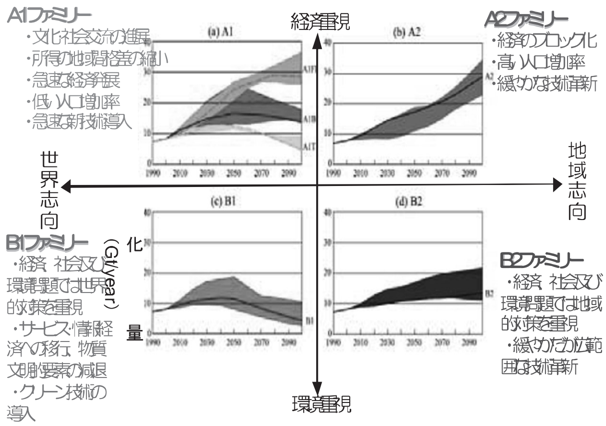


図１２　二酸化炭素排出シナリオ（SRES シナリオ）

図 13 は，二酸化炭素の人為的な排出量が比較的大きいシナリオ（A2 シナリオ）にもとづく日本の将来の気温予測です。

気象庁の予測実験では，約 100 年後（2100 年頃）には現在（2000 年頃）と比較して，世界の平均気温は 2.5 ℃程度，日本の年平均気温は 2 ～ 3℃程度（一部地域で 4 ℃）上昇し，特に高緯度地域での昇温が大きくなりますます。また，日最高気温が 30 ℃以上の日（真夏日）の年間日数は，九州南部や南西諸島で 25 日以上増加します。

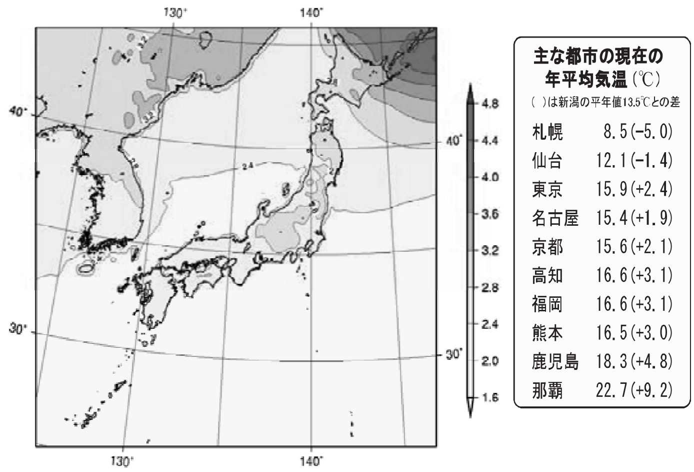


図 13 日本の年平均気温の将来予測

最低気温が25 ℃以上となる熱帯夜や最高気温が 30 ℃以上となる真夏日は 100 年後，どうなるのでしょうか。図 14 に熱帯夜，真夏日の変化の予測図を示します。熱帯夜は最低気温が 25 ℃以上，真夏日は最高気温が 30 ℃以上の日です。熱帯夜は東北から九州にかけて，増加する予測です。真夏日は特に西日本や南西諸島でより多くなる予測です。

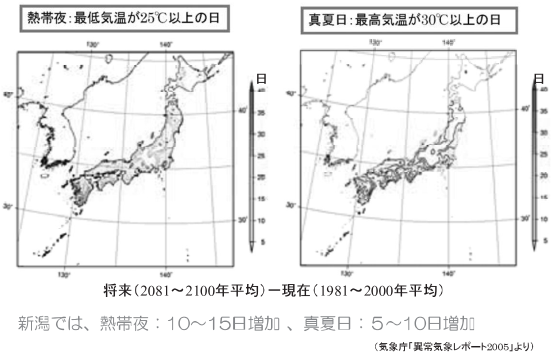


図 14 熱帯夜，真夏日の変化

東京の熱帯夜は 15 日程度，真夏日は 10 日程度の増加が予測されています。新潟では熱帯夜は 10 ～ 15 日程度の増加，真夏日は５～ 10 日の増加が予測されます。

図 15 は冬日，真冬日の変化です。これらの図は，最低気温が０℃未満である冬日，最高気温が０℃未満である真冬日が約 100 年後に何日程度減るかを示しています。北日本では 50 ～ 60 日程度減少するのをはじめ，ほぼ全国的に減少しています。新潟では，現在 35 ～ 60 日程度ある冬日は 20 ～ 30 日程度減少すると思われます。

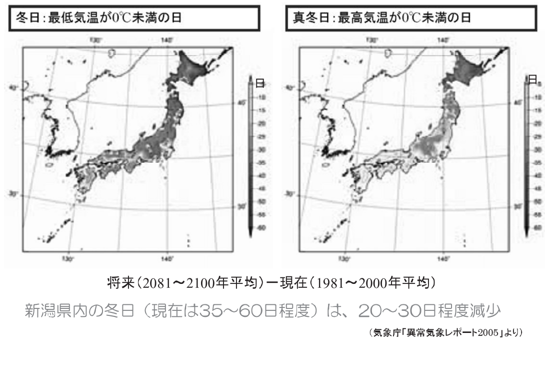


図 15 冬日・真冬日の日数の変化

地球の海面の高さは 2100 年までに 18 ～ 59cm 上昇すると予測されています。標高の低い土地が水没したり台風による被害が大きくなるのではないかと心配されます。日本付近では，日本海の海水面上昇率が日本の南方海上より大きくなっています。

世界の降水量将来予測は，温室効果ガスの人為的な排出量が比較的高水準で推移する場合（A2 シナリオ）、太平洋赤道域の中・東部地域で増加する一方，その南北の地域では減少すると予測されます。A2 シナリオによる日本の年間降水量は現在と比べてほとんどの地域で増加し，西日本の多いところでは 20 %程度増加します。これは，気温が上昇することにより大気中に多くの水蒸気が蓄えられることが一因と考えられます。

降雪量は各地で減少し，日本海側の多いところで降水量に換算して 400mm 程度減少すると予測されます（図 16）。

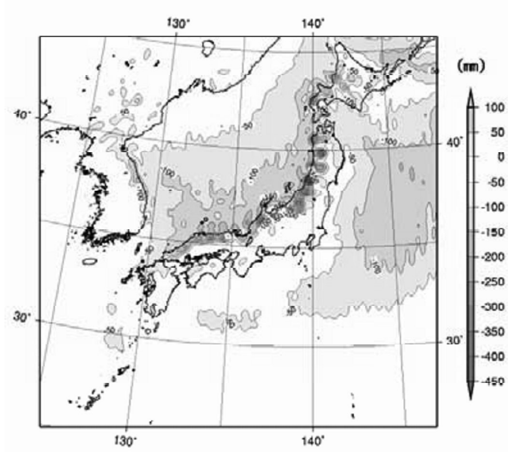


図 16 日本の降雪量の将来予測

新潟では信濃川等河川の流出特性の変化が予想され，春先の融雪期流量が激減し，夏季・冬季は増加が予想されます。この結果，農業への影響も懸念され，コメに関しては，害虫多発や品質の低下が懸念されます。

また，突風や竜巻災害の多発も予想され，今後の気候変動を注意深く見守る必要があります。

参考文献
気象庁「異常気象レポート 2005 」
気象庁「ヒートアイランド監視報告 2008」
IPCC 第３次評価報告書（2001）
IPCC 第４次評価報告書（2007）
全国地球温暖化防止活動推進センターHP
新潟地方気象台作成資料

気象変動と雪崩発生　-大雪ではなくとも雪崩は起きる-

上石勲（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）
Isao Kamiishi

キーワード　雪崩、融雪、湿雪、積雪深
Keyword:　avalanche, melt snow, wet snow, snow depth

1. はじめに

最近の地球の温暖化に伴って、雪の量は相対的に減少しており、短絡的は雪崩の発生件数も減少するのではないかと考える。しかし、今冬2009-2010年の冬期の状況を見てもわかるとおり、新潟市での30年ぶりの大雪や地吹雪による交通傷害など多くの雪害が発生している。また、寒暖の差が激しく、集中的な降雪が原因で雪崩の発生も多様であった[1]。

ここでは、雪という観点からまず、雪のデータのある約100年前からの気象の変化をとらえる。そして、最近の温暖化が進んだといわれていながら、発生している最近の雪崩災害について述べる。さらに、気象が変化した場合に、斜面災害としての雪崩発生状況はどのように変化する可能性があるかを述べる。

2. 冬期の気象変化過去100年の雪の量の変化

図1は新潟地方気象台における冬期（12月～3月）の平均気温の変化である。1980年以降の温度の上昇傾向が顕著である[2]。

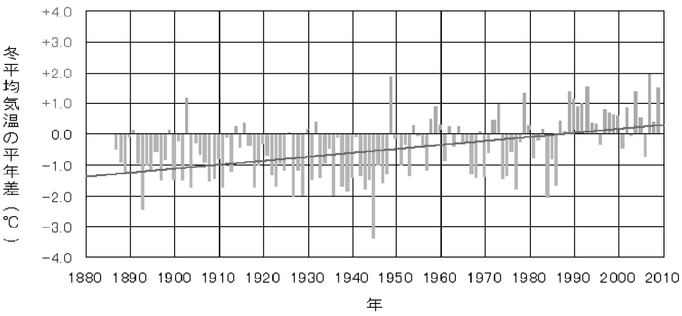


図1 冬期(12～3月)の平均気温の変化(新潟地方気象台)[2]

図2は長岡市における年最大積雪深の1890年からの変化で、長岡市内と雪氷防災研究センターの記録を示している。1990年以降は最大積雪深が2m以上になることはないが、今冬は雪氷防災研究センターで積雪深が1.5mを越えた。

図2は、高田測候所における1923年から今年までの最大積雪深と冬期の降水量、平均気温の変化である。気温の上昇は1950年と1990年に上昇し、降水量は気温とは逆に減少傾向にある。長岡と同様1990年以降は2m以上の雪が積もることはないが、高田においても平成18年や今冬のように1.5mを越える積雪を記録している。

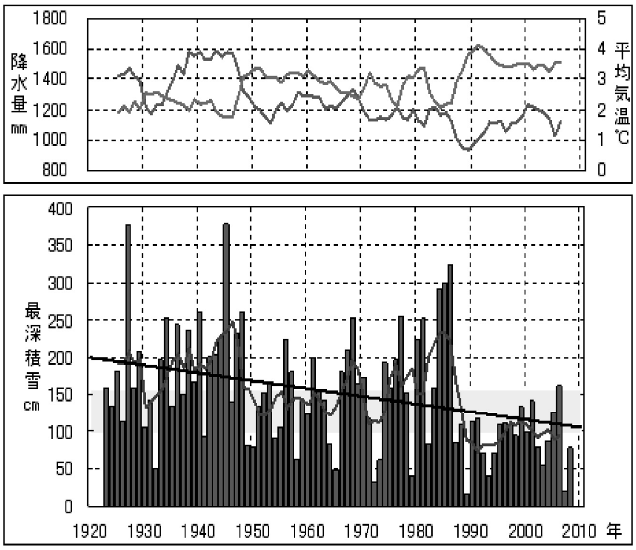


図3 高田における冬期平均気温・降水量、年最大積雪深の変化(新潟地方気象台)[2]

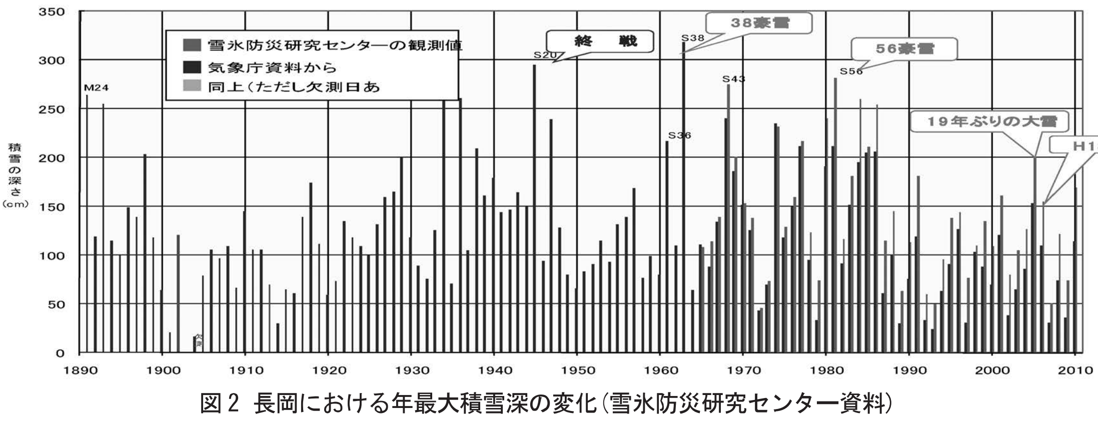
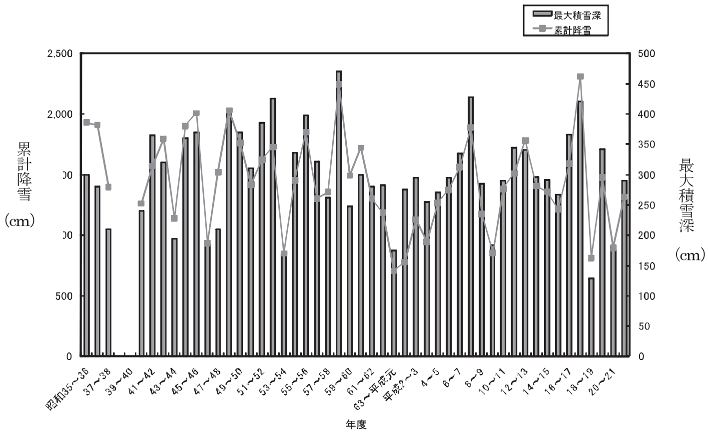


図2 長岡における年最大積雪深の変化(雪氷防災研究センター資料)

図４は、新潟県湯沢町三俣と柏崎市における年最大積雪深と累計降雪量の変化を示したものである(国土交通省北陸地方整備局長岡国道事務所資料)。標高の高い三俣地点はほとんど年最大積雪深は変わらない。柏崎では長岡、高田と同様だが、今冬は1m 近くなり、1月には集中した降雪が見られた。今冬はこのように里雪で気温の偏差も大きかったという報告もある[3]。



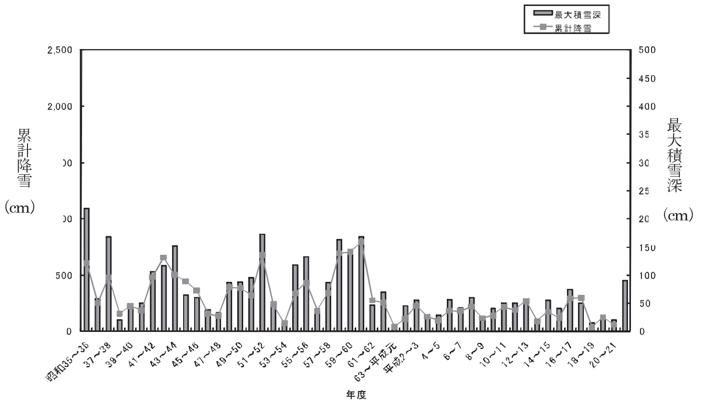


図 4 年最大積雪深と累計日降雪量の変化(上：三俣、下柏崎　北陸地方整備局長岡国道事務所資料)

3. 気象変動による雪崩・融雪災害への影響

3-1 考えられる気象変動

気象変動に関しては、いろいろな機関で検討されているが定量的に確定したものではない。ここでは、雪崩や融雪災害に関連すると考えられる気象変動を次のように仮定する。

①気温の上昇と変動（偏差）の拡大
②集中豪雪の多発
③高温での融雪と低温での降雪の交互出現
④融雪期の早期化と残雪量の減少
⑤今冬のような里雪型の気圧配置による海岸部への集中降雪

3-2 推定される雪崩、融雪災害

上記のような気象変動により、標高別(高、低・中)、積雪別(多、中・少)に、つぎのような雪崩や融雪災害が推定される。

(1)高標高部、積雪多

①高標高部では現状でも、表層雪崩の発生頻度は高い。さらに、気温変動が大きくなると、積雪内部の温度勾配によってしもざらめ層ができやすくなり、これが弱層となった表層雪崩が発生しやすくなる可能性がある。図5に示す雪崩は少雪年の2007年4月に富山県立山連峰雷鳥沢で発生した面発生乾雪表層雪崩で、しもざらめ雪をすべり層としている[4]。

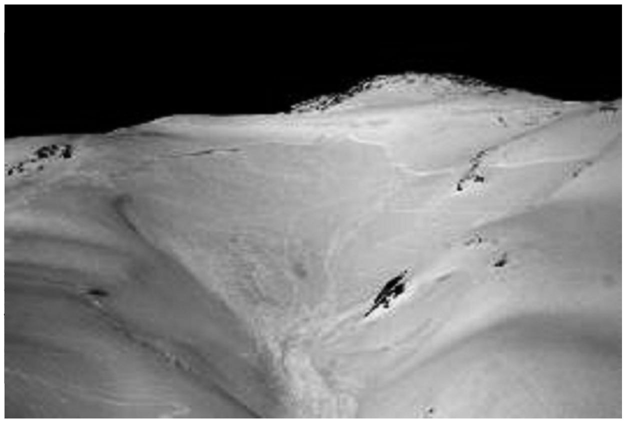


図５　面発生乾雪表層雪崩（2007 年 4 月，富山県立山連峰雷鳥沢）

②同様に高標高部では気温が全体的に上昇することにより、春以降の融雪期に発生していた湿雪全層雪崩が、厳冬期といわれている１月２月から発生する可能性がある。図６は今冬２月に妙高市燕地区で発生した雪崩である。

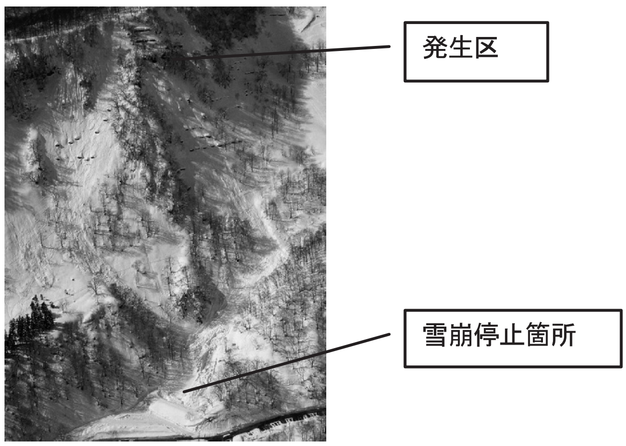


図 6 妙高市燕地区で 2010 年 2 月発生した雪崩上部での乾湿不明はだが堆積区では湿雪

⑵高標高部、積雪中・少

①全体的に積雪が少なくなると、気温の低いところでは、地温との温度勾配によりしもざらめが発達しやすく、表層雪崩が発生しやすくなる。図７に示すような北海道道東地域で見られる表層雪崩が気象変動によって他の地域でも発生する可能性がでてくる。

図 7 北海道十勝地方で発生した乾雪表層雪崩
積雪は少なく、全層にわたってしもざらめが発達しやすい。

②⑴と同様に気温が全体的に上昇することにより､春以降の融雪期に発生していた全層雪崩が、厳冬期である１月２月から発生する。

⑶低・中標高部　積雪多

①厳冬期でもしもざらめ雪は発達しずらいが、高温融雪と低温集中降雪の交互出現によって、図８に示すようなぬれざらめ層を弱層とした湿雪表層雪崩や乾雪表層雪崩が発生しやすくなる可能性がある(4-1 に詳細)[1]。

図 8 新潟県糸魚川市で 2010 年 2 月発生した面発生湿雪雪崩。ヌレザラメ層上部の弱層をすべり層としている。

②降りはじめの大量降雪後に気温の高い時期があると積雪底面がざらめ化し、その上に大量の降雪が降って発生する乾雪全層雪崩の可能性も増加する(図９)。

図 9 新潟県柏崎市田島地区で 2010 年 1 月 15 日に発生した面発生乾雪全層雪崩㈱アルゴス新開氏撮影)

③気温が全体的に上昇することにより、春以降の融雪期に発生していた全層雪崩が１、２月から発生する。図10は柏崎市高柳塩沢地区で２月に発生した面発生湿雪全層雪崩で、発生量が多いため集落近くまで到達した。このような湿雪の雪崩が早期に発生しやすくなる可能性がある。

図 10 柏崎市高柳塩沢地区で 2010 年 2 月発生した面発生湿雪全層雪崩

また、表１に示すように 雪の多い新潟県長岡市山古志地区で雪が少ない冬 (2008-09 シーズン)でも雪崩が多発したという事例もある[5]。

表１　月別雪崩発生件数の 2007-08 と 2008-09 の比較

観測点	標高（m）	シーズン	全層雪崩発生回数 12月	1月	2月	3月	4月	合計
種苧原トンネル西	350	07-08			1	5		6
		08-09		8	6	9	1	**24**
滝野又	380	07-08			3	4		7
		08-09		7	8	9	2	**26**
赤平橋西	400	07-08				4	2	6
		08-09		8	5			**13**
濁沢	210	07-08			1	13	1	15
		08-09		7	2			9
山古志トンネル	350	07-08	3	3		15		21
		08-09		21	6	6		**33**
田代	550	07-08		1	2	6		9
		08-09		13	5	3		**21**

(4) 低・中標高部　積雪中・少

①高温融雪と低温集中降雪の交互出現によって、全層雪崩が1、2月から発生しやすくなる。図11は長岡市越路塚野山地区で今冬2010年1月の降雪直後に発生した面発生湿雪全層雪崩で、予防柵の設置してある上部から発生した。今冬はこのような積雪が少ないうちに発生した全層雪崩も多かった。

図11 長岡市越路塚野山地区で2010年1月発生した面発生湿雪全層雪崩

(5) その他

①スラッシュ雪崩

富士山でスラッシュ雪崩が12月または3～5月に発生し、大規模となった時には大きな被害を与えることがある[6)]。スラッシュ雪崩は低気圧が本州上を通過すると発生する傾向にあるが、気象変動によって1、2月にも本州上を低気圧が通過すると、厳冬期にスラッシュ雪崩が発生しやすくなる可能性がある。また、標高が高いため、低気圧通過によって雨ではなく雪が降り、表層雪崩の発生が増える可能性もある。

図11 静岡県富士山スカイライン5合目付近で発生したスラッシュ雪崩と表層雪崩による被害（2007年3月発生）

②本州山岳部、北海道東部

本州の南岸からを通過し、北海道付近で急速に発達する低気圧による降雪によって、表層雪崩が発生しやすくなる可能性がある。

③融雪災害

積雪深が多くなると融雪量が急激に増大し降雨も重なると、融雪期に地すべりが発生しやすくなる。今冬も長岡市内で地滑りが発生し、土砂とともに積雪も流下し、道路を閉塞する事象が発生している(図12)。



図12 長岡市越路岩田地区で発生した融雪地すべり。土砂とともに雪も流下し道路まで到達した(2010年3月発生)(新潟県資料)

4. 気象変動が激しかった今冬起こった雪崩災害

今冬は大雪ではなかったもの、寒暖の差が激しく、通常発生することが珍しい雪崩も発生した。ここでは、ぬらざらめ雪を弱層とした湿雪表層雪崩としもざらめ雪を弱層として発生した面発生乾雪表層雪崩についての概要をつぎに述べる。

4-1　ぬれざらめ層をすべり層とした面発生湿雪表層雪崩[1)7)]

新潟県川口町(2010年1月24日発見)、新潟県糸魚川市西飛山(2010年1月26日発生)で発生した面発生湿雪表層雪崩の概要を述べる。

(1) 新潟県川口町

川口町西川口の信濃川段丘崖で発生し、周辺では多くの面発生湿雪全層雪崩も確認された(図13)。

・発生日：2010年1月24日午後2時発見

・雪崩の種類：面発生湿雪表層雪崩

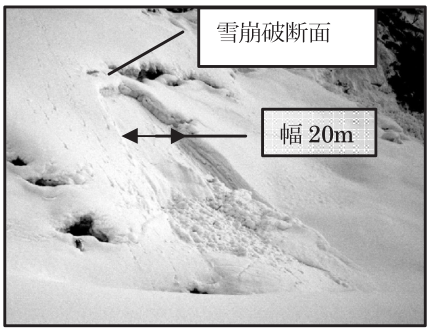


図13　雪崩発生状況(川口町)

・発生状況：標高約 110m、幅 20m、勾配約 35-40 度、積雪深160cm、雪崩の厚さ 80cm

・すべり層：深さ 85cm のぬれざらめ雪(厚さ 2cm)の弱層(図14)、積雪安定度 SI （(シアーフレーム(面積 100cm²)で測定したすべり層の剪断抵抗力）/(すべり層の上載荷重の斜面分力）=0.85、含水率はすべり層上下の積雪よりも低い傾向あり(図15)

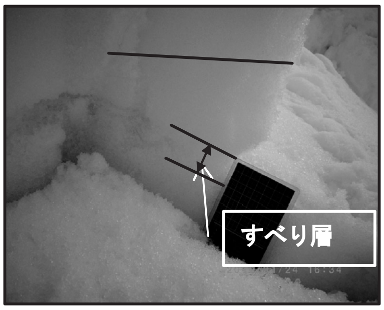


図 14　すべり層(川口町)

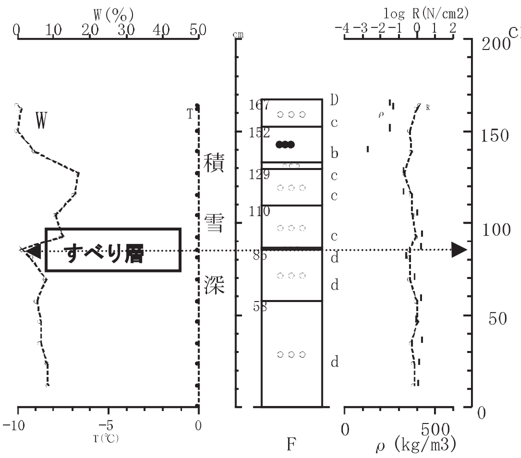


図 15　積雪観測結果(川口町)

(2) 糸魚川市西飛山

県道西飛山能生線沿いの斜面で発生し道路を一部埋雪した(図16)。

・発生日：2010 年 1 月 26 日午後 2 時ごろ

・雪崩の種類：面発生湿雪表層雪崩

・発生状況：標高約 400m、勾配約 35-40 度、積雪深 215cm、雪崩の厚さ 95cm

・すべり層：深さ 120cm のぬれざらめ雪(厚さ 2cm)の弱層(図17)、積雪安定度 SI=0.65

図 16 糸魚川市西飛山での雪崩発生状況(新潟県糸魚川地域整備部撮影)

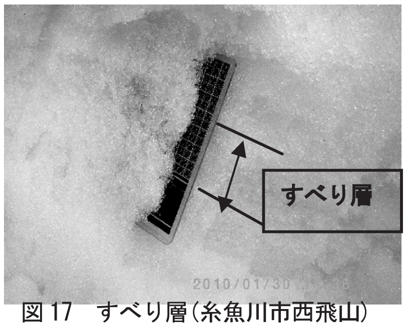


図 17　すべり層(糸魚川市西飛山)

(3) すべり層の形成過程

2 つの面発生湿雪表層雪崩のすべり層は、ぬれざらめ層の最上部の厚さ数 cm の弱層であることが確認された。川口町の雪崩のすべり層形成は近隣の気象観測点(小出アメダス)の記録から 1 月 15 日の降雪開始前と推定される(図18)。2009-10 冬期は大量降雪と比較的気温が高い時期が交互にあったことが、このような弱層形成に関連しているものと推定されるが、今後さらに形成過程を詳しく調査研究する必要がある。

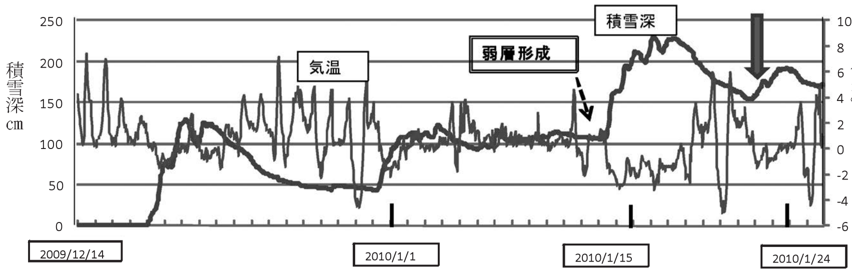


図 18　気象積雪の変化と雪崩発生日(小出アメダス)

4-2　しもざらめ層を弱層とした表層雪崩

2010 年 2 月 6 日午後 7 時 40 分、長野県山ノ内町志賀高原前山スキー場付近で雪崩が発生し、ホテルや観光バス、乗用車を襲い、ホテル内の客 2 人が軽いけがを負った。[7)8)]

雪崩発生、被災の概要は次のとおりである。

○雪崩発生概要(図 19)

・発生日時　2 月 6 日午後 7 時 40 分

・雪崩の種類　面発生乾雪表層雪崩

・発生区　標高約 1780m 付近、幅 30m、雪崩の厚さ 1.2m、積雪深約 2m、勾配約 40 度、

・流下状況　標高差約 100m、流下延長約 250m

・雪崩は国道 292 号を乗り越えホテルに衝突し、ガラス窓を割ってホテル土産物売り場に流入　2 名がけが

・2 月 8 日 12 時頃まで国道 292 号通行止め

○積雪断面観測(図 20、21)

・再凍結したかわきざらめ雪の上にできたこしもざらめがすべり層となり雪崩が発生

・すべり層の上のしまり・こしまり厚さ 1.2m （密度約 0.2～0.3）

・すべり層付近で硬度弱く、積雪安定度SIは1以下となり不安定

・デブリ層の厚さ　堆積区で約80cm(図22)

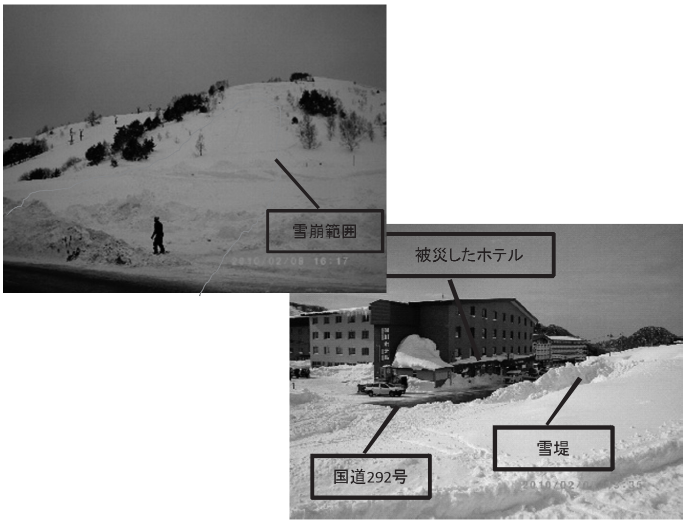


図 19　雪崩発生状況

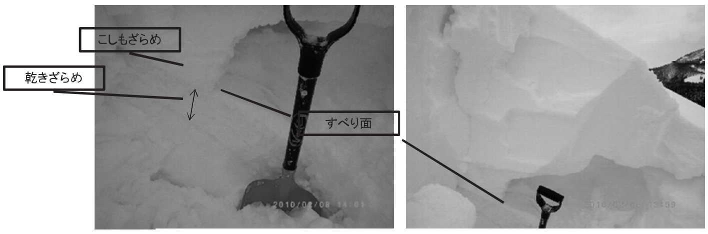


図 20　雪崩破断面の積雪状況

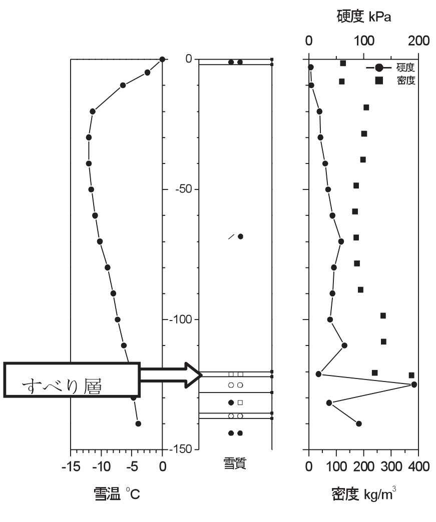


図 21　雪崩破断面観測結果

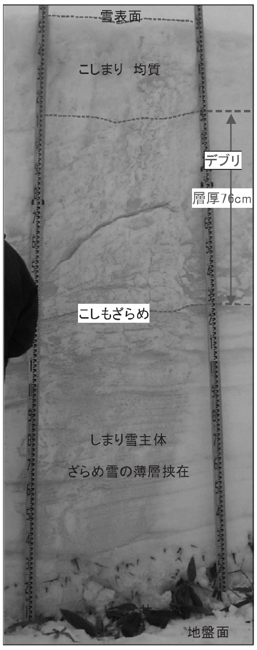


図 22 デブリ部の断面観測
(応用地質㈱提供)

5. まとめ

今冬は大雪ではなかったが、寒暖の差が大きく、集中した降雪のためいろいろな雪崩が発生した。今冬や最近の少雪でも発生した雪崩を考慮すれば、今後気象変動が激しくなると、雪崩の発生頻度が多くなったり、発生する雪崩の種類や時期が変化する可能性がある。また、今冬のように一時的な集中豪雪が発生した場合には、海岸部など現在雪崩対策が施工されてないところでも雪崩が発生することも考えられる。このような想定も考慮し、雪崩対策を今後検討するためにも今後も研究調査が必要である。

謝辞：糸魚川市西飛山雪崩調査の際には、新潟県糸魚川土木事務所ならびに新潟県庁道路管理課から協力を頂いた。また、志賀高原雪崩調査では、独立行政法人土木研究所雪崩地すべりセンター、長野県北信建設事務所ならびに応用地質㈱に協力頂いた。また、新潟県の雪崩発生事例については、新潟県ならびに㈱アルゴス新開氏にデータを提供頂いた。ここに感謝いたします。

参考文献

1) 上石勲・山口悟・平島寛行・本吉弘岐（2010）：2010年1月に新潟県内で発生した面発生湿雪表層雪崩，雪氷北信越，30号（予定）

2) 新潟地方気象台（2010）：日本の気候変化の特徴，http://www.jma-net.go.jp/niigata/.

3) 長峰聡（2010）：今冬、新潟県内も降雪をもたらした気象現象の特徴，今年の雪速報会(資料).

4) 上石勲・山口悟・佐藤篤司・兒玉裕二・尾関俊浩・阿部幹雄・樋口和生・安間荘・竹内由香里・町田敬・諸橋良・後藤聡・輿水達司・内山高・川田邦夫・飯田肇・和泉薫・花岡雅明・岩崎和彦・中野剛士・福田光男・池田慎二・会田健太郎・勝島隆志（2007）：2007年2月～4月に発生した雪崩事故状況調査報告，雪氷，69巻4号，pp.507-512.

5) 上石勲・平島寛行・山口悟・佐藤篤司・町田敬（2009）：中越震災地域での全層雪崩発生予測，雪氷研究大会(2009・札幌)講演予稿集，106p.

6) 上石勲・平島寛行・山口悟・佐藤篤司・安間荘・岩崎信昭・諸橋良（2008）：富士山南斜面で発生するスラッシュ雪崩発生状況解析と予測の可能性，2008年度寒地技術論文報文集，24巻，153p.

7) 雪氷防災研究センター（2010）：2009/2010冬季の雪氷災害調査・資料.
http://www.bosai.go.jp/seppyo/

8) 伊藤陽一・石井靖雄・富樫香流・中村明・上石勲・平島寛行・池田慎二（2010）：2月6日長野県山ノ内町志賀高原で発生した雪崩，雪氷北信越，30号(予定).

近年の地すべり災害の傾向と課題

丸山清輝（独立行政法人 土木研究所）

キーワード：気候変動、地すべり災害、課題

1．まえがき

自然災害による犠牲者の内、土砂災害によるものが大きな割合を占めている。しかしながら、依然として土砂災害防止施設の整備が追いつかず、土砂災害に対する安全の確保が十分とは言えないのが現状である。その上、気候変動に伴う大雨頻度の増加や台風強度の増大などが予測されており、土砂災害のリスクの増大も懸念されている。このため、限られた予算の中で土砂災害による被害の防止軽減対策を如何に効果的･効率的に行うかが益々重要な課題となっている。ここでは、効果的･効率的な地すべり対策を進めるために、近年の地すべり災害の傾向と課題について若干の整理･検討を行ったので紹介する。

2．今後の気候変動予測と斜面災害に関する想定

気候変動に関する政府間パネル IPCC 第４次評価報告書による今後の気候変動予測では、以下のことが示されている。

(1) アジアにおいては21世紀後半には20世紀後半と比べて降水量が９％増加し、気温は3.3℃上昇する。

(2) 日本では地域的な梅雨明けの遅れや、時間雨量30㎜/ｈ以上の豪雨の頻度が増加する。

また、今後の気候変動による斜面災害に関する想定としては、以下のことが懸念される。

(1) 降水量の増加により、危険箇所における斜面災害が多発する。

(2) 現在の危険箇所以外でも、斜面災害が発生する。

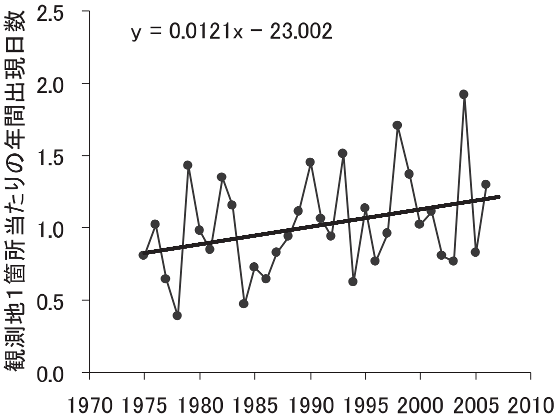
(3) 雨の降り始めから斜面災害発生までの時間が短縮化し、避難が困難になる。

(4) 斜面災害の発生頻度の増加、発生規模の増大、発生タイミングの変化により被害が激甚化する。

3．気候変動による斜面災害の実態

3.1 日降水量の経年変化[1)]

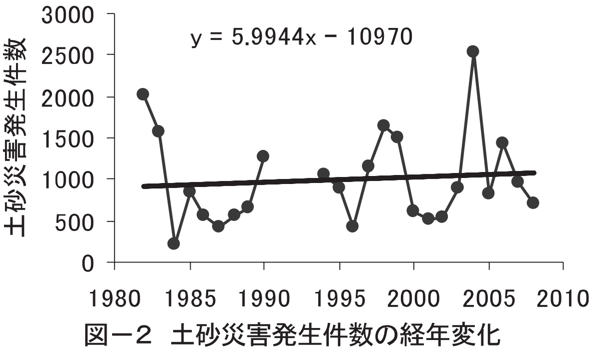
図－１には、1975～2006年の日降水量100㎜以上の観測地１箇所当たりの年間出現日数の経年変化を、全国51観測地点の平均値で示した。観測地１箇所当たりの年間出現日数は、最小値の1978年の0.4日から最大値の2004年の1.9日までかなり変動するが、全体の傾向としては経過年数とともに増加傾向にあることが分かる。



図－１ 日降水量100mm以上の出現日数

3.2 土砂災害発生件数の経年変化[2)]

図－２は、1982～2008年までの土砂災害発生件数（地すべり、がけ崩れ、土石流）の経年変化を示したものである（1991～1993年の雲仙普賢岳土砂災害発生年は除く）。土砂災害発生件数は、最小値の1984年の221件から最大値の2004年の2537件までかなり変動幅が大きいが、全体の傾向としては経過年数とともに増加傾向にある。



図－２ 土砂災害発生件数の経年変化

図－３(a)～(d)は、1982～2008年までの誘因別（降雨、台風、梅雨、融雪）土砂災害発生件数の経年変化を示したものである。なお、梅雨については1982年の長崎豪雨災害と1983年の山陰豪雨災害は除いている。どの誘因についても、土砂災害発生件数は、全体の傾向として経過年数とともに増加傾向にある。

図－４には、1975～2008年までの地すべり災害発生件数の経年変化を示した。なお、2004年の突出した値は中越地震が発生した年のものである。地すべ

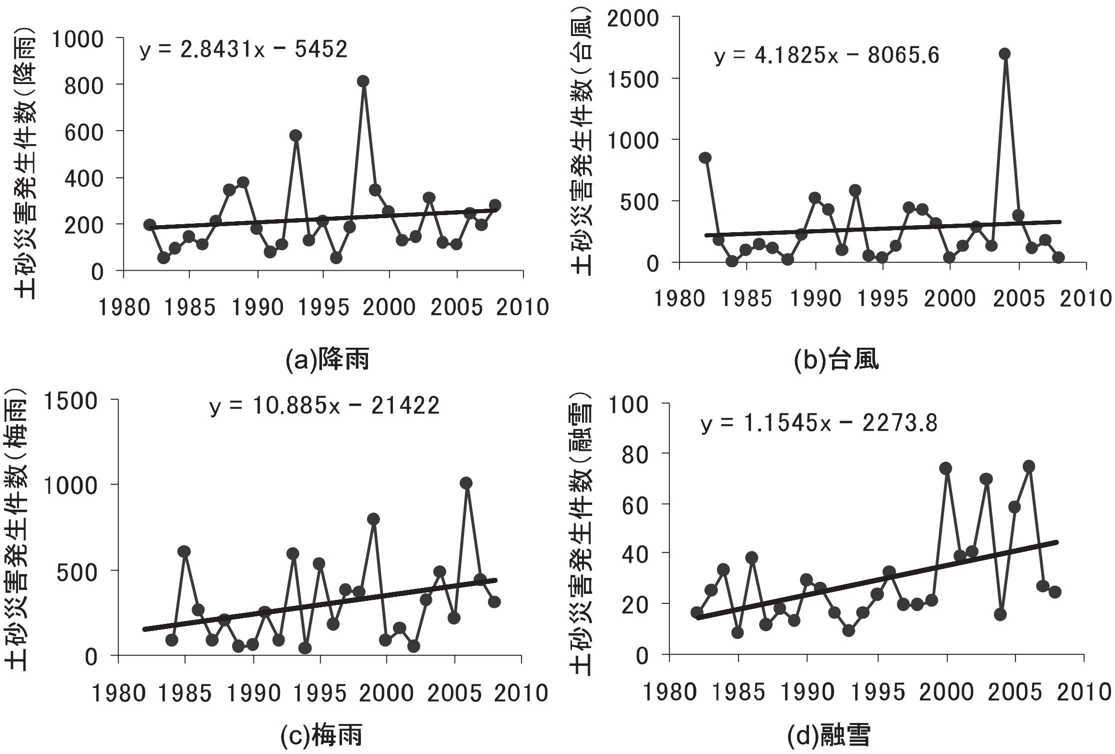
り災害発生件数は、最小値の 1977 年の 20 件から最大値の 2004 年の 461 件までの間で変動しているが、全体の傾向として経過年数とともに増加傾向にある。

図－５は、1975～2008 年までのがけ崩れ災害発生件数の経年変化を示したものである。がけ崩れ災害発生件数は、最小値の 1984 年の 103 件から最大値の 2004 年の 1511 件までかなり大きく変動しているが、全体の傾向としては経過年数とともに増加傾向にある。

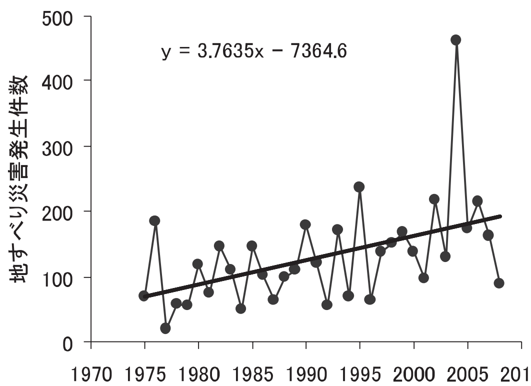
図－６(a)、(b)には、観測地 1 箇所当たりの日降水量 100㎜ 以上の年間出現日数と地すべり及びがけ崩れの災害発生件数との関係を示した。地すべり及びがけ崩れの災害発生件数は、ともに豪雨発生日数の増大にともない増大する傾向がある。

図－７(a)、(b)は、1949～1997 年と 1997～2007 年の新潟県における月別地すべり災害発生件数を示したものである。両者とも 1 月から 12 月までの地すべり災害発生件数の推移は概ね同じであり、最大値が融雪期の 4 月になっている。

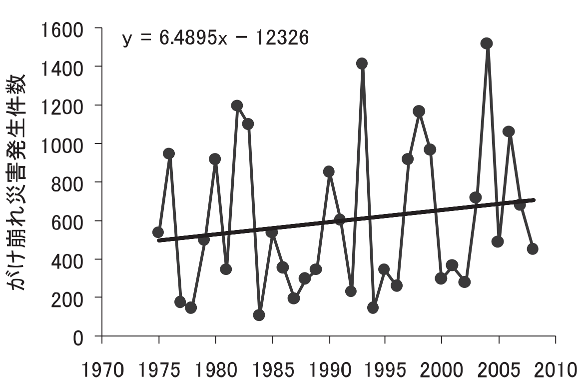
図－８には、1949～1997 年と 1997～2007 年における 4 月の地すべり災害発生件数に対する各月の件数の比を示したものである。1997～2007 年の各月の比は、1949～1997 年のものに比べて特に 8 月と 10 月が大きくなっており、8 月と 10 月の降水量が増大



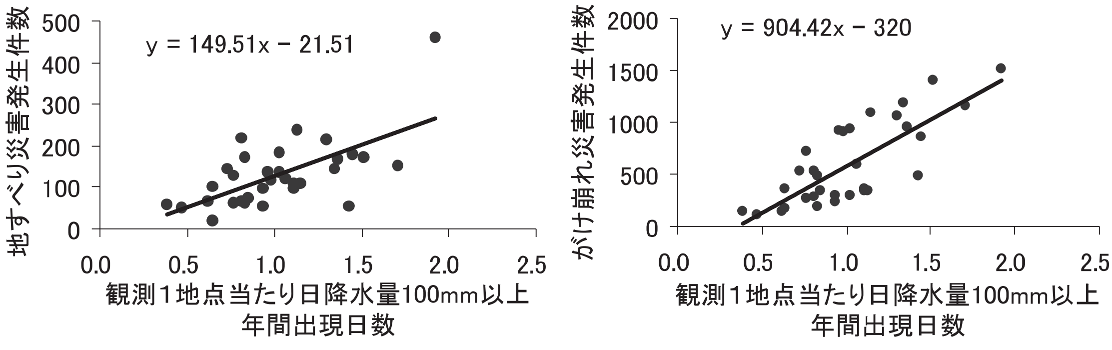
図－3　誘因別土砂災害発生件数の経年変化



図－4　地すべり災害発生件数の経年変化

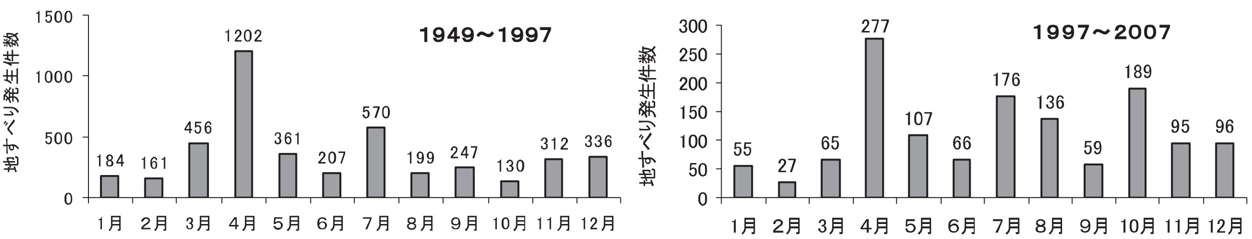


図－5　がけ崩れ災害発生件数の経年変化



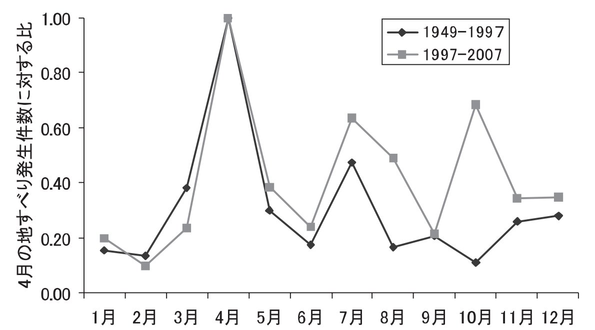
(a) (b)

図－6 降水量と地すべり及びがけ崩れ災害発生件数との関係



(a) (b)

図－7 新潟県における月別地すべり災害発生件数



図－８ 新潟県における地すべり発生件数の変化

していることが推定される。

3.3 気候変動による斜面災害発生状況のまとめ

気候変動による斜面災害発生状況についてまとめた結果を以下に示す。

(1) 日降水量 100㎜ 以上の年間出現日数は、増加傾向がある。

(2) 降雨、梅雨、台風、融雪による土砂災害発生件数は増加傾向にある。

(3) 地すべり、がけ崩れ災害発生件数は増加傾向にある。

これらのことから、地すべり、がけ崩れ災害発生件数は、今後の気候変動による豪雨発生日数の増大傾向に伴い、増加する傾向が懸念される。

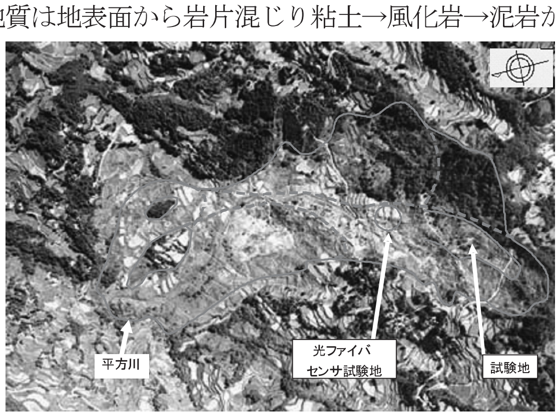
4．降雨、融雪水による地すべりの移動機構

今後の気候変動により豪雨発生日数の増大が懸念されることから、沖見地すべりの動態観測結果により降雨、融雪水による地すべりの移動機構について確認しておく。

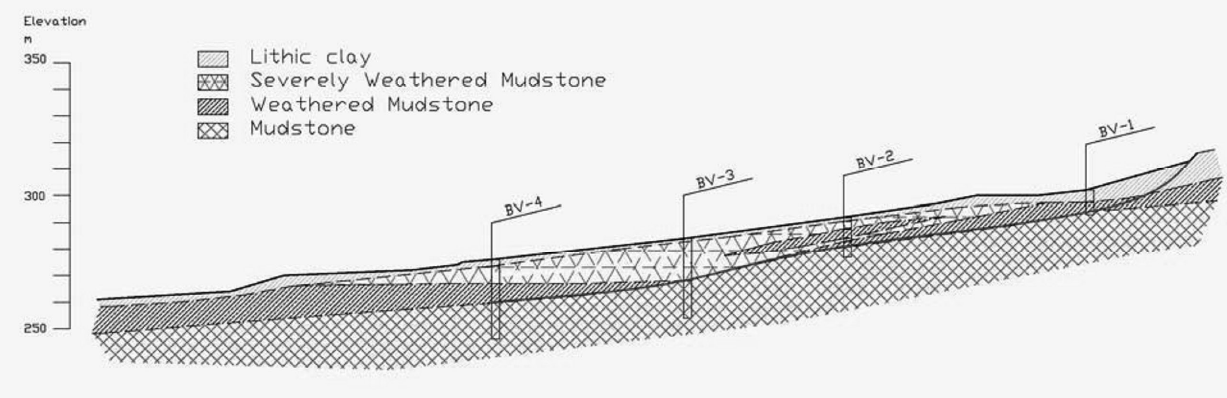
4.1 沖見地すべりの動態観測結果

写真－１は、沖見地すべりの空中写真を示したものである。沖見地すべりは、新潟県上越市牧区に位置する。地すべりの規模は、幅約 500m、長さ約 1500 m、面積約 70ha である。雪崩・地すべり研究センターでは、地すべり動態観測を地すべり斜面上部の試験地ブロックで実施している。なお、試験地ブロックの規模は、長さ約 430m、幅約 150m、すべり面深度８～20mである。

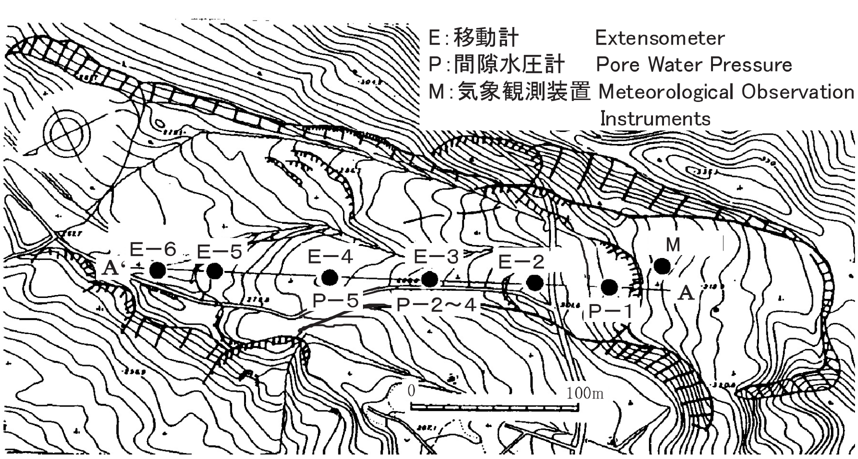
図－９には、試験地斜面の地質断面図を示した。地質は地表面から岩片混じり粘土→風化岩→泥岩か



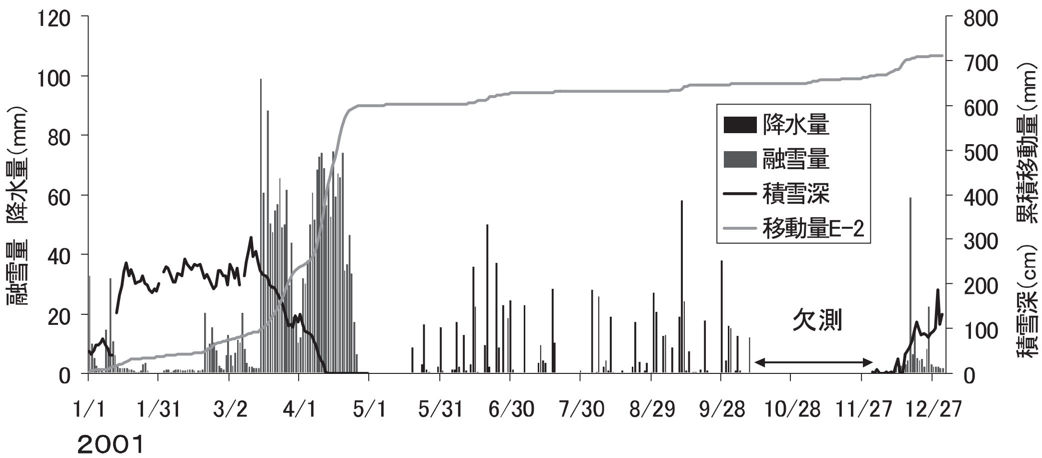
写真－１ 沖見地すべり空中写真



図ー9 地質断面図



図ー10 観測機器の配置



図ー11 移動量と積雪深、融雪量、降水量との関係

ら構成され、すべり面は基岩上の風化泥岩中に位置する。

図ー10 は、試験地斜面における動態観測機器の配置を示したものである。観測項目は、移動量、すべり面付近の間隙水圧、降水量、積雪深、融雪量である。

図ー11 には、移動量と積雪深、融雪量、降水量との関係を示した。移動は、融雪量や降水量の多い時期に発生している。移動量の最も大きい時期は、融雪量が連続して多い融雪期である。

図ー12 は、地すべりブロック引張部におけるすべり面付近の間隙水圧と積雪深、融雪量、降水量との関係を示したものである。地すべりブロック引張部におけるすべり面付近の間隙水圧の変化は、融雪量や降水量の変化に対応している。間隙水圧の最大値は、融雪量が連続して多い融雪期である。

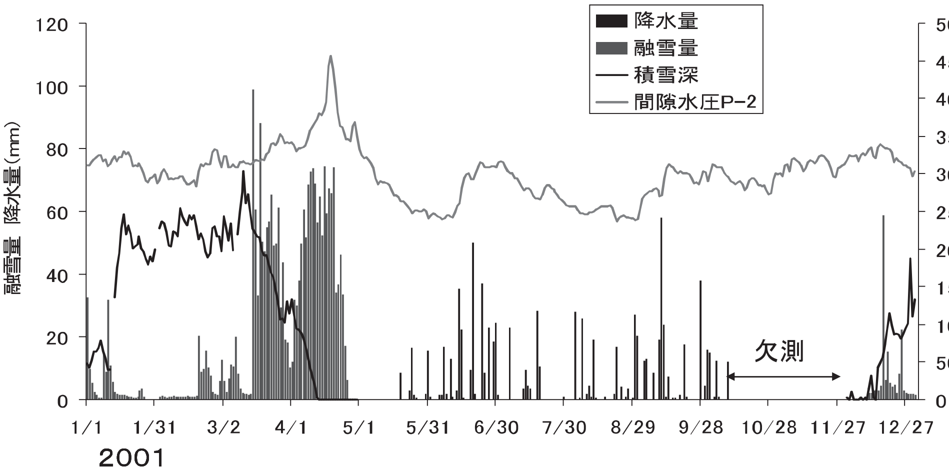
図ー13 には、移動量と間隙水圧との関係を示した。移動は、間隙水圧が約280HPa 以上で発生している。間隙水圧の上昇時と下降時の移動量を比較すると、移動量は間隙水圧の値が同じでも上昇時に大きくなっている。

4.2 沖見地すべりの移動機構のまとめ

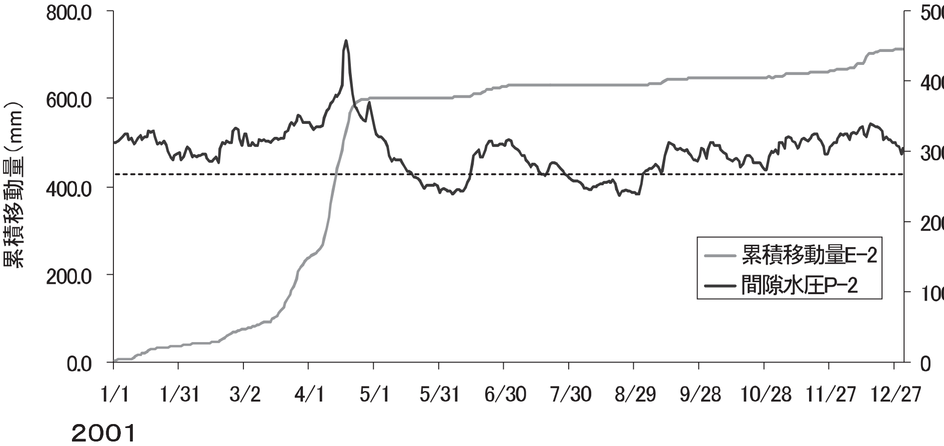
沖見地すべりにおける、地すべり動態観測結果についてまとめた結果を以下に示す。

(1) 移動は、融雪量や降水量の多い時期に発生している。

(2) 引張部のすべり面付近の間隙水圧の変化は、融雪量や降水量の変化に対応している。



図－12 間隙水圧と積雪深、融雪量、降水量との関係



図…13 移動量と間隙水圧との関係

(3) 移動量は、間隙水圧の上昇時と下降時を比較した場合、間隙水圧の値が同じでも上昇時には下降時よりも大きくなる。

これらのことから、今後の気候変動による降水量の増大により、融雪期以外でも現在の融雪期並の間隙水圧の上昇が生じ、今後は地すべりが発生しやすい状況になることが懸念される。

5．山間地の耕作放棄と地すべりの発生

山間地における耕作放棄地が増大しており、地すべりが発生しやすい状況となっている。

5.1 新潟県妙高市平丸地区の事例

表－1は、新潟県妙高市における農家総数の変遷を示したものである。農家総数は、平成7年から平成 17 年の間で約 20%減少している。また、農家総数の減少に伴う過疎化により、現地では耕作放棄地の増加が認められる。

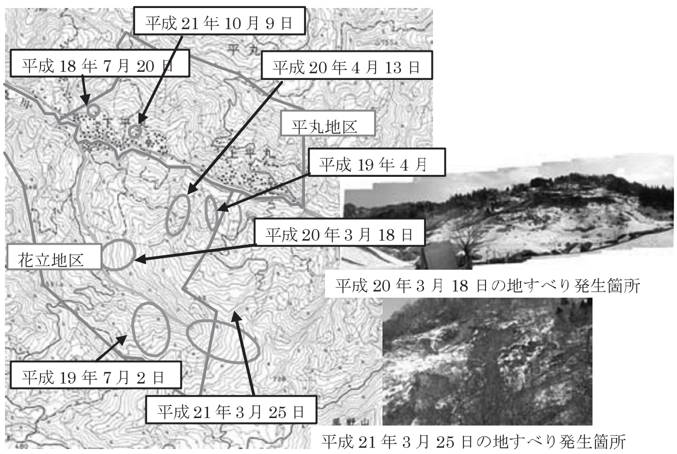
図－14には、妙高市平丸の花立地区における地すべり発生状況を示した。平成 18～21 年の間に7件の地すべりが発生している。

表－1 農家戸数の変遷(新潟県妙高市)

(各年2月1日現在)

年次	農家総数	専業農家		兼業農家				農家	農業就業人口		
				第1種兼業		第2種兼業					
		戸数	割合 %	戸数	割合 %	戸数	割合 %	人	総数 人	男 人	女 人
平成7年	3,640	339	9.3	289	7.9	3,012	82.7	15,260	4,390	1,564	2,826
平成12年	3,201	273	11.3	136	5.6	2,017	83.1	13,431	3,407	1,357	2,050
平成17年	2,832	264	13.8	149	7.8	1,495	78.4	11,166	2,716	1,168	1,548

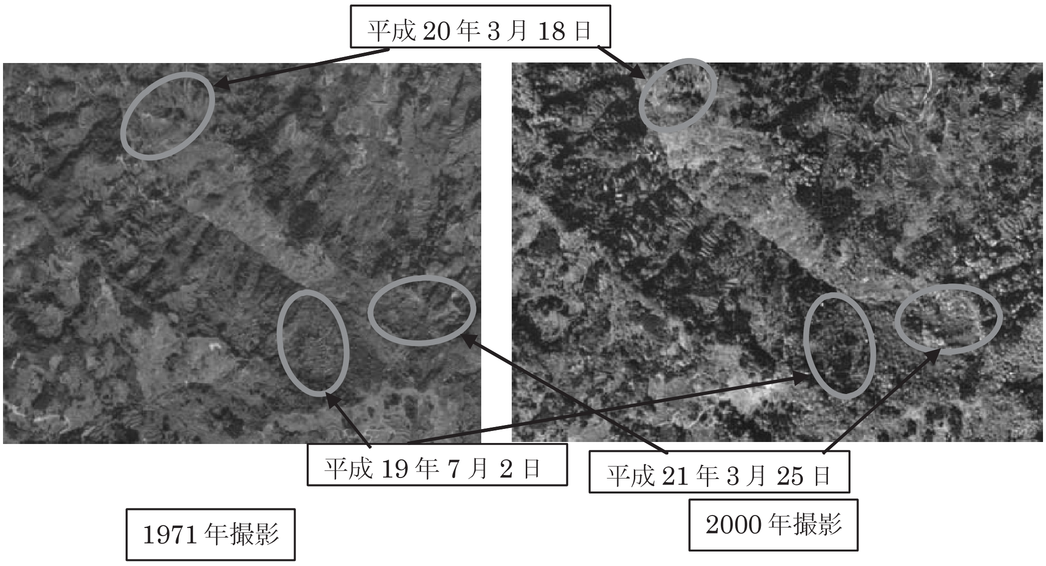
資料：農林業センサス



図－14 地すべり発生状況

写真－２は、地すべり発生斜面の土地利用の変化を、1971年と2000年に撮影された空中写真で示したものである。３箇所の地すべり発生斜面では、耕作地の荒廃が認められる。

写真－３～５には、平成 19 年７月２日、平成 20 年３月 18 日、平成 21 年３月 25 日に、それぞれ地すべりが発生した斜面の土地利用の変化を示した。平成 19 年７月２日に地すべりが発生した斜面では、2000 年撮影の写真では棚田が耕作放棄地になっているのが認められる。また、平成 20 年３月 18 日及び平成 21 年３月 25 日に地すべりが発生した斜面では、2000 年撮影の写真に地すべり発生斜面の上部が棚田の耕作放棄地になっているのが認められる。



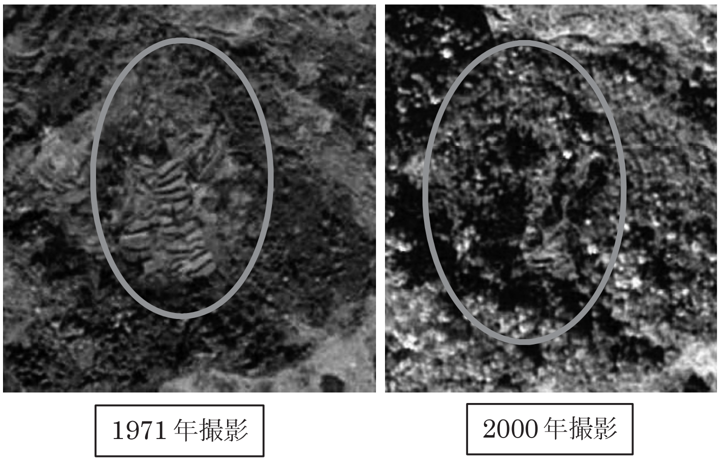
写真－２　地すべり発生斜面の土地利用の変化

5.2 山間地耕作放棄地と地すべり発生のまとめ

新潟県妙高市の事例をもとに、山間地の耕作放棄地と地すべり発生についてまとめた結果を以下に示す。

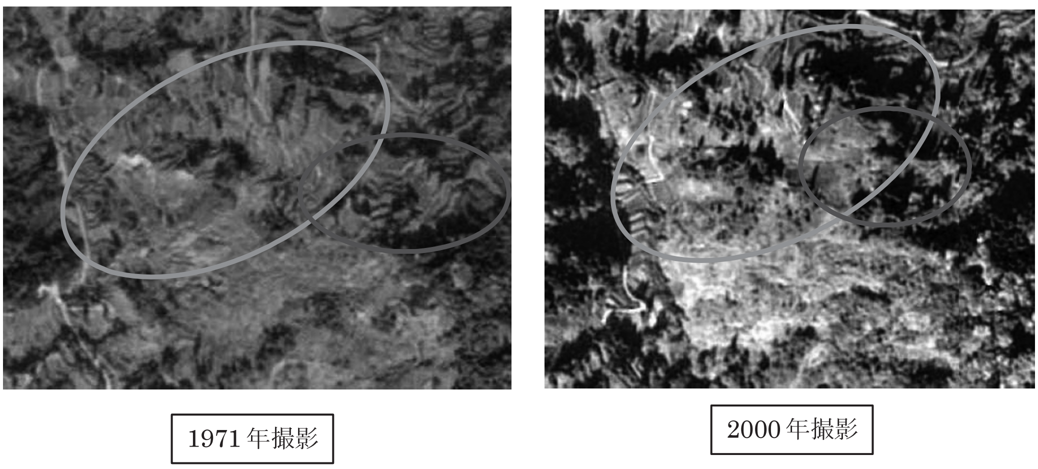
(1) 山間地では、過疎化の進行により耕作放棄地の増加が認められる。

(2) 地すべりを起こした斜面や斜面の一部が耕作放棄地になっており、耕作放棄が地すべりの発生に影響していると考えられる。



写真－３　平成19年7月2日の地すべり発生斜面

これらのことから、今後の気候変動による豪雨発生日数の増大により、耕作放棄が原因となる地すべり増加が懸念される。



写真－４　平成20年3月18日の地すべり発生斜面

６．地表水･地下水排除施設の管理の現状

地すべりを防止するために、数多くの地表水･地下水排除施設が設置されているが、それらの管理が課題になっている。

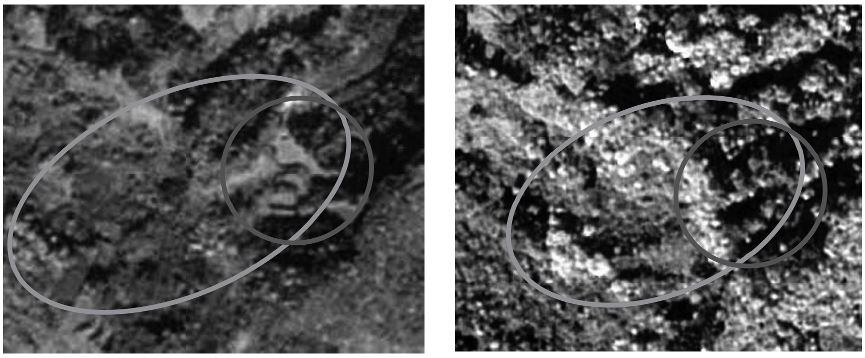
6.1 地表水･地下水排除施設の現状

写真－６(a)、(b)、(c)は、横ボーリングについて示したものである。横ボーリングが雑草で覆われてしまったものや、集水マスに木の葉等が堆積しているもの、集水管がスライムで閉塞したものなどがあり、機能低下を生じているものがある。

写真－７(a)、(b)、(c)には、集水井について示した。排水管が破損し水がたまったもの、ライナープレートが腐食したもの、集水管がスライムで閉塞したものなどがあり、機能低下を生じたものがある。

写真－８(a)、(b)、(c)、(d)は、水路について示したものである。落ち葉により閉塞したもの、落差壁が傾いたもの、目地の開いたもの、鋼製水路が腐食したものなどがあり、機能低下を生じているものがある。

図－15には、全国の地下水排除施設の機能低下（集水管の閉塞）状況を示した。調査した施設数に対する機能低下の生じている施設数の割合は、横ボーリング 32%、集水井 38%、排水トンネル 27%であり、全国的に地下水排除施設の機能低下が生じていることが分かる。



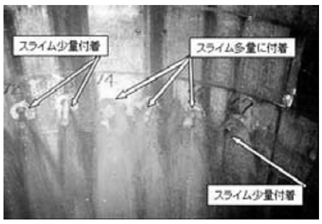
写真－５ 平成21年3月25日の地すべり発生斜面

(a)雑草で覆われた横ボーリング　(b)取水マスへの木の葉の堆積

(c)集水管の閉塞

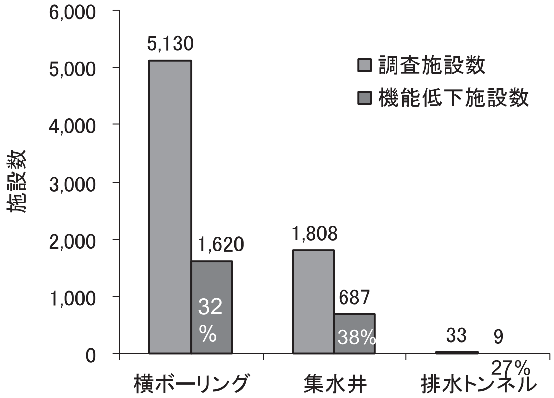
写真－６ 横ボーリングの現状

(a)湛水した集水井　(b)ライナープレートの腐食



(c)閉塞した集水管

写真－７ 集水井の現状



図－15 全国の地下水排除施設の機能低下状況

6.2 現場での集水井集水管閉塞実験

図－16は、曹（1998）による現場での集水井集水管閉塞実験結果[3)]を示したものである。集水バルブ全てを閉鎖（集水管が閉塞）した場合、地下水位が上昇するとともに移動量が急激に大きくなっている。この実験結果から、集水管が閉塞した場合、地すべりが発生する可能性が高くなると考えられる。

6.3 地表水･地下水排除施設管理の現状のまとめ

地表水･地下水排除施設管理の現状についてまとめた結果を以下に示す。

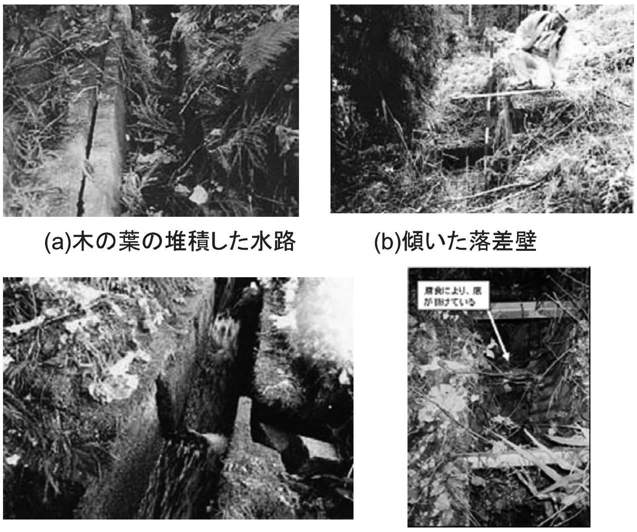
(1) 現状では、施設の管理が十分成されているとは言えない。

(2) 地下水排除施設の集水管が閉塞した場合、地下水位が上昇し、地すべりが発生する可能性が高くなる。

これらのことから、今後は、豪雨発生日数の増大が想定されるため、地表水･地下水排除施設の管理が今まで以上に重要になる。

7．まとめ

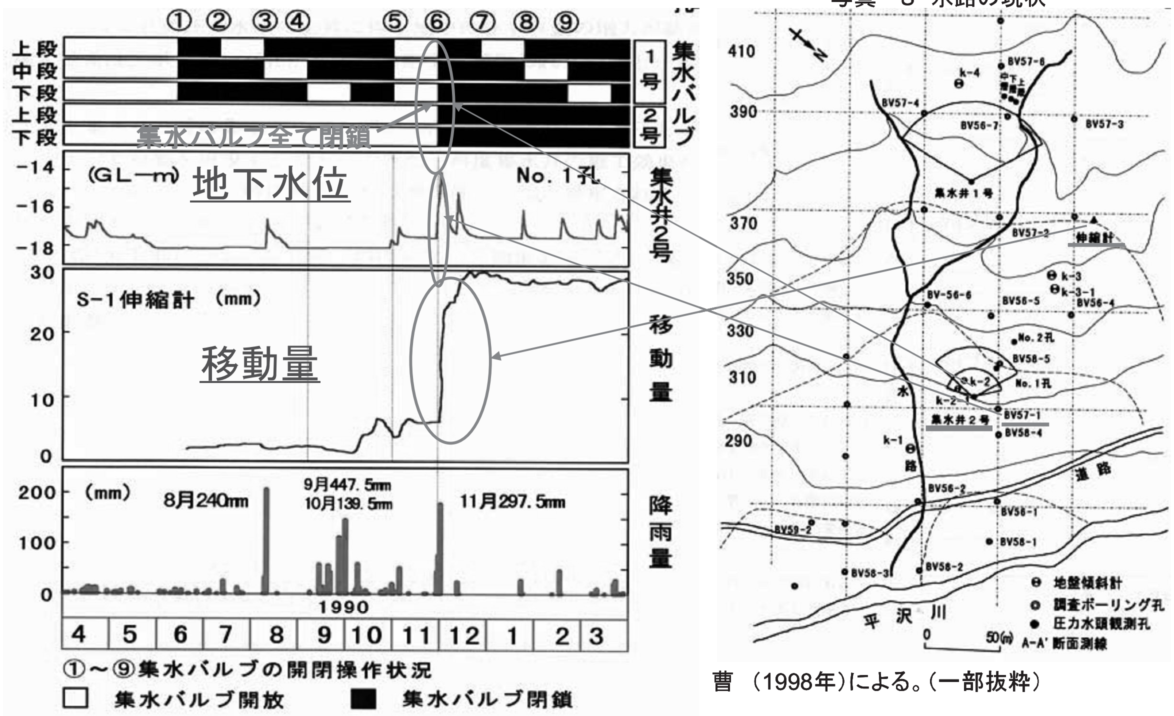
近年の地すべり災害の傾向と課題について、若干の整理･検討を行った。以下に、その結果を示す。



(a)木の葉の堆積した水路　(b)傾いた落差壁

(c)目地の開いた水路　(d)腐食した鋼製水路

写真−8　水路の現状



曹 （1998年）による。(一部抜粋)

図−16　集水井集水管閉塞実験

(1) 気候変動による斜面災害発生状況について検討した結果、地すべり、がけ崩れ災害発生件数は、今後の豪雨発生日数の増大傾向に伴い、増加することが懸念される。

(2) 沖見地すべり動態観測結果をもとに、今後の気象変動による降水量の増大と地すべりとの関係について想定すると、融雪期以外でも現在の融雪期並の間隙水圧の上昇が生じ、今後地すべりが発生しやすい状況になることが懸念される。

(3) 山間地では、耕作放棄地が増大し、地すべりの発生に影響していると考えられ、今後の気候変動による豪雨発生日数の増大により、耕作放棄が原因となる地すべりも増加が懸念される。

(4) 今後は、豪雨発生日数の増大が想定されるため、地表水･地下水排除施設の管理が今まで以上に重要となる。

参考文献

1) 気候庁：気候変動監視レポート2008、pp. 29−30、平成21年３月

2) 砂防･地すべり技術センター：土砂災害の実態1982〜2008

3) 曹　崇銘：地すべり地地下水の挙動に関する実験的研究ー地下水排除工と地すべり移動との関係ー、東京大学学位論文

第38回地すべりシンポジウム

気象変動と斜面災害

2010.5

編集・発行　(社)日本地すべり学会新潟支部

印　　　刷　株式会社　文　久　堂

(社)日本地すべり学会新潟支部のホームページ

http://www.landslide-niigata.org