



Title	ランドスライド地形の形態変遷と自然斜面の安定性評価に関する研究
Author(s)	伊藤, 陽司
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(工学)
Dissertation Number	乙第5310号
Issue Date	1998-03-25
DOI	<a href="https://doi.org/10.11501/3137273">https://doi.org/10.11501/3137273</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/51492">https://hdl.handle.net/2115/51492</a>
Type	doctoral thesis
File Information	000000322463.pdf



ランドスライド地形の形態変遷と  
自然斜面の安定性評価に関する研究

1997年9月

伊 藤 園 司

①

# ランドスライド地形の形態変遷と 自然斜面の安定性評価に関する研究

目次	
第1章 序論	
1.1 ランドスライド地形の形態変遷と自然斜面の安定性評価に関する研究の意義	10
1.2 研究の目的と範囲	11
1.3 研究の方法	12
1.4 研究の成果	13
第2章 ランドスライド地形の形態変遷	14
2.1 ランドスライド地形の概観	14
2.2 北米東部のランドスライド	15
2.3 北米西部のランドスライド	16
2.4 ランドスライド地形の形成過程	17
2.5 ランドスライド地形の分類	18
2.6 ランドスライド地形の形成要因	19
2.7 ランドスライド地形の形成メカニズム	20
2.8 ランドスライド地形の形成過程のモデル化	21
2.9 ランドスライド地形の形成過程のシミュレーション	22
2.10 ランドスライド地形の形成過程のモニタリング	23
2.11 ランドスライド地形の形成過程の予測	24
2.12 ランドスライド地形の形成過程の制御	25
2.13 ランドスライド地形の形成過程の応用	26
2.14 ランドスライド地形の形成過程の展望	27
第3章 ランドスライド地形の安定性評価	28
3.1 ランドスライド地形の安定性評価の意義	28
3.2 ランドスライド地形の安定性評価の方法	29
3.3 ランドスライド地形の安定性評価の指標	30
3.4 ランドスライド地形の安定性評価のモデル	31
3.5 ランドスライド地形の安定性評価のシミュレーション	32
3.6 ランドスライド地形の安定性評価のモニタリング	33
3.7 ランドスライド地形の安定性評価の予測	34
3.8 ランドスライド地形の安定性評価の制御	35
3.9 ランドスライド地形の安定性評価の応用	36
3.10 ランドスライド地形の安定性評価の展望	37
第4章 ランドスライド地形の形成過程と安定性評価の関係	38
4.1 ランドスライド地形の形成過程と安定性評価の関係	38
4.2 ランドスライド地形の形成過程と安定性評価の相関	39
4.3 ランドスライド地形の形成過程と安定性評価の因果関係	40
4.4 ランドスライド地形の形成過程と安定性評価の相互作用	41
4.5 ランドスライド地形の形成過程と安定性評価の統合	42
4.6 ランドスライド地形の形成過程と安定性評価の展望	43
第5章 結論	44
5.1 結論	44
5.2 今後の研究課題	45
5.3 参考文献	46
5.4 謝辞	47
5.5 著者の略歴	48
5.6 発表論文目録	49
5.7 謝辞	50
5.8 著者の略歴	51
5.9 発表論文目録	52
5.10 謝辞	53
5.11 著者の略歴	54
5.12 発表論文目録	55
5.13 謝辞	56
5.14 著者の略歴	57
5.15 発表論文目録	58
5.16 謝辞	59
5.17 著者の略歴	60
5.18 発表論文目録	61
5.19 謝辞	62
5.20 著者の略歴	63
5.21 発表論文目録	64
5.22 謝辞	65
5.23 著者の略歴	66
5.24 発表論文目録	67
5.25 謝辞	68
5.26 著者の略歴	69
5.27 発表論文目録	70
5.28 謝辞	71
5.29 著者の略歴	72
5.30 発表論文目録	73
5.31 謝辞	74
5.32 著者の略歴	75
5.33 発表論文目録	76
5.34 謝辞	77
5.35 著者の略歴	78
5.36 発表論文目録	79
5.37 謝辞	80
5.38 著者の略歴	81
5.39 発表論文目録	82
5.40 謝辞	83
5.41 著者の略歴	84
5.42 発表論文目録	85
5.43 謝辞	86
5.44 著者の略歴	87
5.45 発表論文目録	88
5.46 謝辞	89
5.47 著者の略歴	90
5.48 発表論文目録	91
5.49 謝辞	92
5.50 著者の略歴	93
5.51 発表論文目録	94
5.52 謝辞	95
5.53 著者の略歴	96
5.54 発表論文目録	97
5.55 謝辞	98
5.56 著者の略歴	99
5.57 発表論文目録	100
5.58 謝辞	101
5.59 著者の略歴	102
5.60 発表論文目録	103
5.61 謝辞	104
5.62 著者の略歴	105
5.63 発表論文目録	106
5.64 謝辞	107
5.65 著者の略歴	108
5.66 発表論文目録	109
5.67 謝辞	110
5.68 著者の略歴	111
5.69 発表論文目録	112
5.70 謝辞	113
5.71 著者の略歴	114
5.72 発表論文目録	115
5.73 謝辞	116
5.74 著者の略歴	117
5.75 発表論文目録	118
5.76 謝辞	119
5.77 著者の略歴	120
5.78 発表論文目録	121
5.79 謝辞	122
5.80 著者の略歴	123
5.81 発表論文目録	124
5.82 謝辞	125
5.83 著者の略歴	126
5.84 発表論文目録	127
5.85 謝辞	128
5.86 著者の略歴	129
5.87 発表論文目録	130
5.88 謝辞	131
5.89 著者の略歴	132
5.90 発表論文目録	133
5.91 謝辞	134
5.92 著者の略歴	135
5.93 発表論文目録	136
5.94 謝辞	137
5.95 著者の略歴	138
5.96 発表論文目録	139
5.97 謝辞	140
5.98 著者の略歴	141
5.99 発表論文目録	142
5.100 謝辞	143

1997年 9 月

伊 藤 陽 司

## 目次

第1章 序論	1
1.1 ランドスライド地形の定義	1
1.2 ランドスライド地形の研究史	3
1.3 研究の目的と意義	7
1.4 論文の構成	9
第2章 北海道のランドスライド地形	10
2.1 ランドスライド地形の分布	10
2.2 北海道の地質	19
2.3 地質とランドスライド地形	22
2.3.1 北海道西部	22
2.3.2 北海道中央部	27
2.3.3 北海道東部	32
2.4 ランドスライド地形と地すべり防止区域	35
2.5 本章のまとめ	37
第3章 ランドスライド地形の形態と変遷	40
3.1 空中写真判読	40
3.2 地塊の運動タイプと滑動地塊の性状	44
3.2.1 地塊の運動タイプ	46
3.2.2 滑動地塊の性状	48
3.3 ランドスライド地形の形態区分	54
3.3.1 岩屑スランプ	55
3.3.2 岩盤スランプ	59
3.3.3 岩屑スライド	66
3.3.4 ケスタ型岩盤スライド	69
3.3.5 断層型岩盤スライド	72
3.3.6 アースフロー	77
3.3.7 岩屑崩壊・岩盤崩壊	81
3.3.8 岩屑なだれ	88
3.4 形態変遷からみたランドスライド地形の斜面安定性	95
3.5 ランドスライド地形の表示	100
3.6 本章のまとめ	102

第4章	ランドスライド地形に与える地質の影響	105
4.1	解析地域	105
4.1.1	網走・北見・津別地域	105
4.1.2	知床半島	109
4.2	ランドスライド地形の特徴	113
4.2.1	中生層“緑色岩類”地域	113
4.2.2	第三紀泥岩・砂岩地域	115
4.2.3	“グリーンタフ”地域	117
4.2.4	第四紀水中火山岩地域	119
4.2.5	第四紀陸上火山岩地域	121
4.2.6	第四紀火砕流堆積物地域	123
4.3	活断層とランドスライド地形	124
4.3.1	網走・常呂地域	124
4.3.2	知床半島	126
	(1) ウィーヌプリー知床岳地域	126
	(2) 硫黄山-羅臼岳地域	129
	(3) 知西別岳-遠音別岳地域	132
4.4	本章のまとめ	134
第5章	ランドスライド地形と斜面災害	137
5.1	融雪と降雨による斜面災害	137
	(1) 網走市美岬地すべり	137
	(2) 網走市桂町地すべり	138
	(3) 美幌町栄森地すべり	139
	(4) 津別町本岐地すべり	140
5.2	集中豪雨による斜面災害	145
5.2.1	1992年台風17号の豪雨による斜面災害	145
	(1) 端野町緋牛内地すべり	145
	(2) 端野町道道122号地すべり	145
	(3) 津別町弁慶岩地すべり	146
5.2.2	1994年9月の豪雨による斜面災害	149
5.3	地震による斜面災害	151
5.3.1	1993年釧路沖地震による斜面災害	151
5.3.2	1994年北海道東方沖地震による斜面災害	154
	(1) 根室市長節地すべり	156
	(2) 浜中町貫人地すべり	156

(3) 羅臼町羅臼川岩石崩壊	・・・	156
(4) 羅臼町熊越の滝岩石崩壊	・・・	157
(5) 斜里町オラップイ岩石崩壊・岩屑なだれ	・・・	157
(6) 羅臼町春苧古丹川支流岩屑崩壊	・・・	158
5. 4 人為的地形改変による斜面災害	・・・	161
(1) 網走市卯原内ダム地すべり	・・・	161
(2) 端野町豊美地すべり	・・・	161
(3) 北見市上仁頃地すべり	・・・	162
(4) 美幌町活汲峠地すべり	・・・	162
(5) 北見市開成岩屑崩壊	・・・	163
(6) 津別町道道51号地すべり	・・・	163
5. 5 発生事例からみたランドスライド地形の斜面安定性	・・・	168
5. 6 本章のまとめ	・・・	171
<b>第6章 結論</b>	・・・	173
6. 1 各章の要約と結果	・・・	174
6. 2 ランドスライド地形の変遷と斜面防災	・・・	177
<b>謝 辞</b>	・・・	183
<b>参考文献</b>	・・・	184

## 第1章 序論

### 1. 1 ランドスライド地形の定義

斜面を構成する岩盤や岩屑（風化残積土や崩積土）が重力の影響の下に斜面下方へ移動する現象は、Mass movement(マスマーブメント)あるいは Mass wasting(マスケイasting)と総称される (Bates and Jackson Eds., 1980)。そのうち、変動域と不動域との境が視覚的に捕らえることのできる斜面の変動現象を Landslide(ランドスライド)と呼ぶ。ランドスライドには、すべり面を境として岩盤や岩屑がまとまって、緩慢にあるいは急速に滑動する“地すべり”，急斜面が破壊しながら急激に流下する“崖崩れ”や“山崩れ”，急斜面が塊状に落下する“岩盤崩落”，地すべりや崖・山崩れなどによって生産された岩屑・岩塊が乾燥状態で流動する“岩屑なだれ”が含まれる。

一方、移動速度が遅いために変位を視覚的に捕らえることができず、変動域と不動域との境界が識別し難い斜面の変動現象は Creep(クリープ)と呼ばれる。ランドスライドとクリープとは全く別の現象ではなく、地盤表層部の移動現象である点では共通している。また、クリープによって層理面や片理面が開口したり、節理が拡大したりして次第に脆弱な状態になった崖や斜面の一部が、突然崩落したり滑動するランドスライドに移行することがある。

本研究では、狭義の地すべり現象のみならず崩壊現象などを含める斜面の変動現象によって形成され、変動域と不動域とを境する崖～急斜面（滑落崖）およびこれに対応する移動物質（滑動地塊）で構成される地形を“ランドスライド地形（Landslide topography）”と定義する。また、滑落崖をはじめ、側方崖や変動域内に発達する隆起地形・陥没地形・亀裂地形・小丘・窪地などをランドスライド微地形（Landslide micro-topography）とする。

ランドスライド地形および内部に発達する微地形は、その形成直後では明瞭である（図1-1A）。もちろん、地塊の変動が継続していれば、それらは刻々変化する。しかし、ランドスライド地形は、形成後、長い時間が経過すると、侵食作用によって微地形が開析されたり、埋積されたり、滑動地塊が次第に失われたりして不明瞭なものとなる（図1-1B）。開析がさらに進み、当該斜面から滑動地塊が流失すると、その跡地には凹状谷型斜面が形成される（図1-1C）。滑動地塊が残っているか、あるいは失われているかは斜面防災上重要である。もし、滑動地塊が残存する斜面であれば、それは全体があるいは一部が再び変動する可能性を有するものである。したがって、斜面防災上、滑動

地塊を認識できることがランドスライド地形認定の重要な条件である。

本研究の対象としたランドスライド地形の認定は、基本的には空中写真の立体視判読によって行われている。認定したランドスライド地形の多くは滑落崖冠頂が開析されて断片的であったり、丸みを帯びている状況にあり、亀裂などの開口部もほとんど埋積されている。また、地表面の変動によって破壊された植生も回復している場合が多い。ランドスライド地形は開析されて不鮮明であったり、破壊された植生の回復状況が良好であったり、あるいはその地形を形成した変動現象が見え難い場合、古い時代に形成されたものと判断される。したがって、本研究の対象としたランドスライド地形の多くは、Zaruba and Mencl (1982) の言う Ancient landslide (古期ラント"スライド")あるいは Fossil landslide (化石ラント"スライド")に相当し、また、Cruden and Varnes (1996) が区分した Inactive landslide (非活動性ラント"スライド")のうち、対策工によって斜面の安定が確保された Stabilized landslide (安定化ラント"スライド")を除いて、Dormant landslide (休止ラント"スライド")、Abandoned landslide (退化ラント"スライド")および Relict landslide (残存ラント"スライド")を包括するものである。我が国ではしばしば、このような地形は斜面の変動現象による地形の総称として地すべり地形と表現される(例えば、清水, 1983)。しかし、変動現象を理解したり、防災対策を立案する上で、狭義の地すべり現象によって形成された地形であるとか、岩盤が崩落して形成された地形である、と言うように発生した現象やそれによって形成された地形を正確に表すことが重要である。

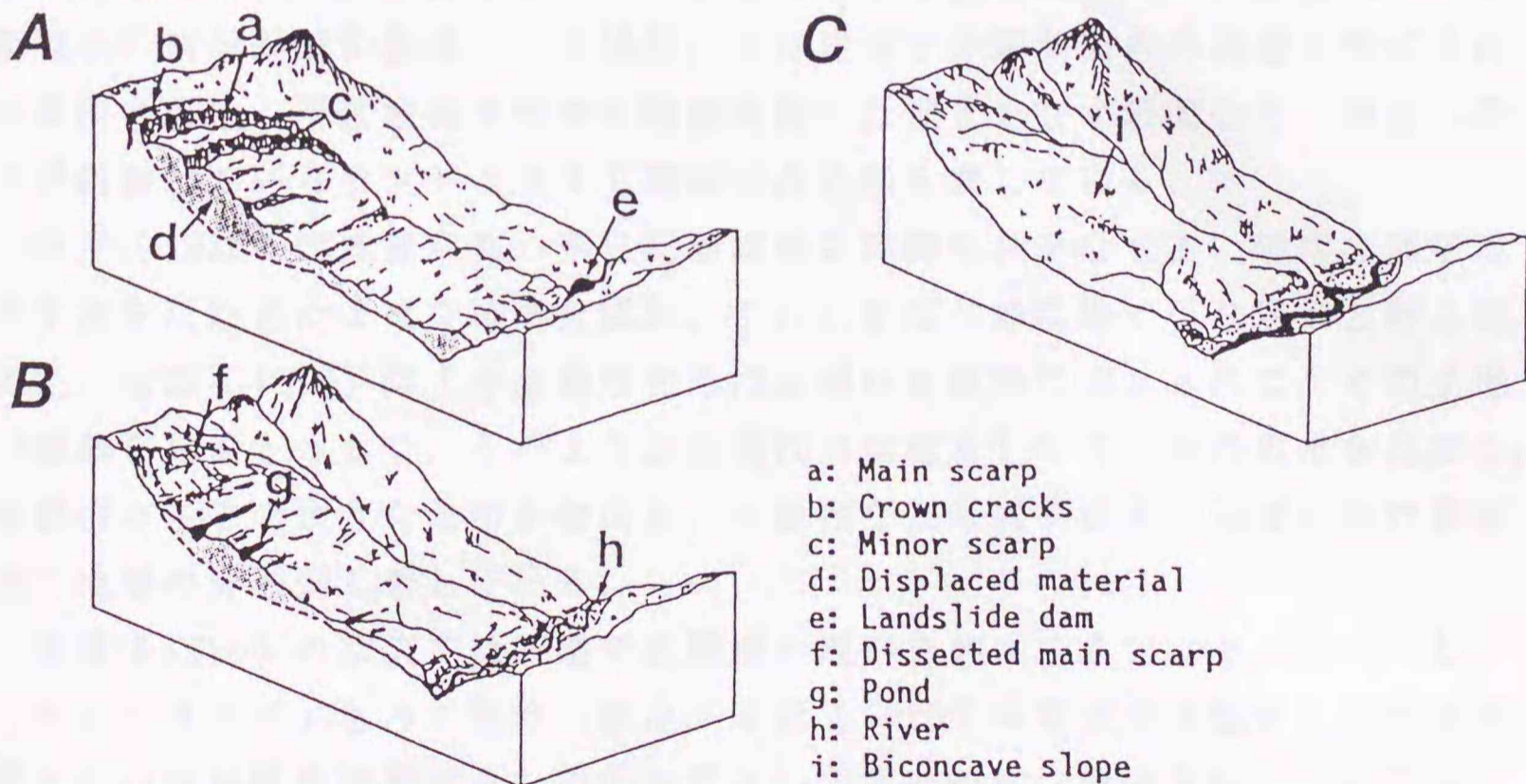


図1-1 ランドスライド地形(スランプ型地すべり)の形態と変化。

A: 現在活動中あるいは最近発生した変動によって形成されたランドスライド地形。現在も活動中のものでは微地形は刻々変化していく。B: 古い時代に形成されたランドスライド地形。侵食や後の滑動によって地形的にはやや開析されているが、滑動地塊のほとんどは斜面に残っている。C: 凹状谷型斜面。滑動地塊は開析され、失われている。

## 1. 2 ランドスライド地形の研究史

地すべり・崩壊現象はそれによる被害状況が古文書に記録されていたり、あるいは各地で民話や地名として残っているように、災害として古くから我々の生活と関わりを持ってきた。我が国において、地すべり・崩壊現象が研究の対象として取り上げられたのは明治時代の後半からであり、神保（1901）が山崩れおよび地割れとして報告したのがその始まりである。これ以降、今日まで数多くの地すべり・崩壊現象に関する研究が行われ、成果も蓄積されてきた。それらの多くは災害をもたらした現象とその誘因の解明、そしてそれらを踏まえた今後の斜面防災対策に関するものである。以下に、それらの中から本研究の対象としたランドスライド地形に関わりのある研究史を概観する。

神保（1901）、神保（1902a, 1902b）および脇水（1912, 1919）は地すべりや崩壊によってもたらされた被害状況やその誘因とともに、その変動域での現象や形成された地形として地割れや地表面の隆起（神保, 1901）、段違い地形、水系異常や窪地・池の形成（神保, 1902a）、波状の地表面や箕状の陥没（神保, 1902b）、馬蹄型あるいは杓子型の崖（脇水, 1912）、地塊の隆起・陥没による地表面の凹凸地形（脇水, 1919）などを記載している。

これらの研究によって示された地すべり・崩壊現象に伴う微地形の特徴は、変動域と不動域とを境する馬蹄形状～円弧状の輪郭を示す滑落崖・側方崖やその背後の亀裂地形、滑落崖直下から下方に伸びる緩斜面、その内部に発達する階段状の緩急斜面や窪地・小丘地形、滑落崖直下や緩斜面内の窪地に形成された湖沼・湿地、滑動地塊末端域の縦横断的に凸形状をなす斜面など、現在、我々が認識しているランドスライド微地形の大略を表している。

望月（1928）は能登半島の第三紀層地域に馬蹄形状をなす古い時代の崩壊地形や池をたたえたような地形を認め、これらをはじめて地すべり地形と呼んだ。また、本間（1929）は「不活発な死んだ山崩れを野外に突き止めて、その土地の習癖を知る」として、そのような山崩れの指標として等高線の異常を見出し、地形図からそのような箇所を抽出し、小範囲ながら長野県犀川流域における山崩れ地形の分布図も著している。

望月（1928）の研究では山地や丘陵地の地形を形成するプロセスの一つとしてランドスライドをみており、また、本間（1929）の研究では地すべりや崩壊発生の地域特性を把握するための指標として古い時代に形成されたランドスライド地形を扱っている。

1930年代から1945年までは満州事変に始まる戦時体制となり、軍事とは関係

のうすい防災関連の研究・調査は軽視されるどころか、地すべり、崩壊、土石流、火山噴火、地震、台風や洪水などによる災害の報道などは国民に不安と動揺を与えらるゝとして規制を強められた。中村（1934）が「山崩」を著したが、これが戦前までの約30年間の研究の総括となり、これ以降、地すべり・崩壊研究の空白期となっていた。

サンフランシスコ平和条約締結（1951年）後、国内における航空事業が再開され、1953年以降、終戦直後（1946～1948年）に米軍によって撮影された日本全土の空中写真（米軍写真）が国土地理院から市販されるようになり、その利用が多方面で導入されるようになった。地すべり・崩壊研究においては、空中写真判読はその導入当初、補助的な調査手段であったが、安藤ほか（1963）が愛媛県上浮穴地方の空中写真を用いて地すべり地を判読し、それらの分布と地形・地質との関係を明らかにして以来、重要な調査手段となった。これ以降、ランドスライド地形の研究動向は大きく4つに分けることができる。

第1は広域を網羅する空中写真からランドスライド地形を判読し、それらの分布、規模、形態や地塊の滑動方向などの特性およびそれら諸特性と地質・地質構造との関係などを解析するものである。それには岡（1964a, 1964b, 1965）、芥川・金子（1965）、羽田野ほか（1974）、大八木ほか（1982）、山岸ほか（1985）、岡村ほか（1987）、Yamagishi（1989）、多田ほか（1992）、山岸・伊藤（1993a～c）および伊藤（1995a, 1996c）など数多くの成果がある。また、広域を対象とした“5万分の1地すべり地形分布図”の作成が図られ、国立防災科学技術センター（1982～1988）が東北地方を網羅する118面の、そして山岸 編（1993）が北海道全域を網羅する268面の分布図を著した。これらの分布図によって、これまでの予想をはるかに越える数のランドスライド地形が我々の生活圏内に存在することが明らかとなり、現在、これら分布図が斜面防災の基本図として活用されている。さらに、山岸ほか（1997）は「北海道地すべり地形データベース」を構築し、北海道におけるランドスライド地形特性の解析も行っている。

このような研究の発展は、今日発生する斜面災害の多くが古い時代に変動した地塊が再び滑動したものであり、古い時代に形成されたランドスライド地形が災害発生の潜在域として重視されてきたからである。

一方、諸外国では古い時代に形成されたランドスライド地形に対する評価はやや異なり、現在とは大きく異なった地形や気象条件の下で変動した地塊が、現在の自然条件の下で再び変動する可能性は低いとみる傾向が支配的であったようである（Varnes, 1978）。しかし、近年、広範囲に広がる古い滑動地塊の一部が再滑動したり、天然湖を形成したダム（ランドスライドダム）が決壊し

たりして、大きな災害が発生し (Savage et al., 1992; Jennings et al., 1993; Bhandari, 1994; Lateltin and Bonnard, 1995; Wieczorek and Schuster, 1995など), 地すべりや土石流の発生危険地域としてのランドスライド地形の重要性が認識されてきている。

第2に, ランドスライド地形そのものの形態や内部に発達する微地形と地塊の運動タイプやその変遷過程および滑動地塊の性状とを関連づけた研究がある。

ランドスライド地形の形態については, Varnes (1978) が滑動地塊の性状と地塊の運動タイプとの組み合わせによって広範な変動現象を図解した。この図解は古谷 (1981) が加筆・修正しているものの, 我が国でも広く使われている。しかし, 前述のようにランドスライド地形に対する評価の違いもあって, それぞれの変動現象における地形の変化過程や地塊の再動性の解析は不足している。

高谷 (1971) は第三紀層地域では地すべり地の地表面形態が明瞭であるのに対し, 蛇紋岩地域では不明瞭なものが多いとし, 基盤地質の違いを反映して滑動地塊の性質が異なり, それが運動タイプの違いに反映され, 結果としてそれが地表面形態の特徴に表現されることを指摘した。

大八木 (1979), 藤原 (1980) や江川 (1982) は地すべりによって形成された滑落崖に性質の異なる二種類があり, それらはスランプ型と層すべり型という地塊の運動タイプの違いであるとした。

木全・宮城 (1985) は地塊の運動タイプと関連づけた微地形の特徴を明らかにし, それらの形態的特徴や配列パターンの一般性を示した。その中で, 大八木 (1979) が指摘した性質の異なる二種類の滑落崖を崖そのものがすべり面の一部であり, スランプ型地すべりに特有の“滑落崖”と, 崖自体はすべり面ではなく, 不動域から変動域が離れることによって形成された崖で, 層すべり型に特有の“分離崖”とに区分した。

これら地塊の運動タイプや変形を起こした応力の種類 (引っ張り, 圧縮) と関連づけた微地形の研究は, 地すべりによる地形形成過程を復元する上で重要な指標を与えるものである。今後, 滑動地塊の性状, 発生場の地形・地質環境の違いやより多様な運動タイプをも包括する必要がある。

第3には地塊滑動の変遷過程に関する研究がある (小出, 1955; 高野, 1960; 山田ほか, 1971; 渡, 1971)。これらには初生的な岩盤すべりや崩壊の発生からその滑動地塊の破碎・風化による細粒化, 滑動の繰り返し, そして緩斜面化といった個々の地すべり斜面における一連の変化過程が示されている。

渡 (1971) は滑動地塊の質の変化と運動タイプの変化を関連づけて, 初生的な岩盤地すべりから風化岩地すべり, 崩積土地すべりを経て, 末期の粘質土地すべりに至る変遷を幼年型, 青年型, 壮年型および老年型に区分した。しかし,

実際には風化岩、崩積土や粘質土を滑動地塊とする初生的な滑動も多く、必ずしも地すべり現象が岩盤地すべりから末期の粘質土地すべりへ至る過程を経る訳ではない。

第4には埋木のC<sup>14</sup>測定、花粉分析やテフラ層序解析によるランドスライド地形の形成時期に関する研究があり、大規模なランドスライドの発生が最終氷期末期～後氷期や縄文時代の温暖多雨化期、歴史的な地震や火山活動などに関連づけて考察されている（永濱ほか，1981；寺川ほか，1981；大西ほか，1984；高橋，1985；中村・檜垣，1990；阿部ほか，1992；阿部ほか，1993；納谷ほか，1997；宮坂ほか，1997など）。

以上に概観した研究は、基本的には斜面防災に立脚したランドスライド地形の研究であり、他に生態学の視点からの研究がある。

岡村（1994）は地すべりの斜面には裸地状の崖、起伏に富む緩斜面、多くの湖沼や湿地など動植物にとって多様な自然環境が形成されていることから、地すべりの斜面を生態系保全地域として活用すべきであると主張している。

我が国において、地すべりや崩壊を地学現象の1つとして取り扱った研究は、1900年代に始まった。その中で古い時代に発生したマスマーブメントの跡地ともいべきランドスライド地形に関する研究は本間（1929）に始まり、その研究の視点は約70年経過した現在も引き継がれている。それはランドスライド地形が再動型の斜面変動の発生場として重視されているからであり、加えて、それぞれの地域における斜面変動の特性を把握する上での重要な指標となり得るからである。しかし、ランドスライド地形は滑動地塊の性状、地塊の運動タイプ、発生場の地質条件、原斜面の地形条件、滑動地塊の集積する場の地形条件、そして発生誘因などを反映してさまざまな形態を示す。さらに、これは滑動地塊の内的条件の変化とこれを取り巻く外的要因の変化との相互作用の反復によって変化し、今後も変化し得るものである。そのような観点から、ランドスライド地形の形態とその形成・変遷過程とを関連させて考察する研究も行われてきたが、現状では斜面の多様な変動現象を網羅しておらず、その拡充が求められている。加えて、近年、斜面防災の基本図として活用されている分布図に図示されたランドスライド地形がどのように形成され、どのように変化し、現在に至っているのか、といった形成・変遷過程の解明やランドスライド地形の全てが新たな斜面変動の場となり得るのか、また、どのような誘因によって、どのような箇所が、どのように変動し得るのか、といった斜面の安定性を評価するための指針が求められている。

## 1. 3 研究の目的と意義

地すべり・崩壊現象は、山地や丘陵地の侵食・解体作用の主要なプロセスである。しかし、これが我々の生活・生産の場で発生した場合には大きな災害を引き起こし、時には多くの犠牲者を生ずる。

近年、多くの人命を失った悲惨な斜面災害として、長野県西部地震による御岳山山腹崩壊・岩屑なだれ（1984年9月14日発生、犠牲者15名）、長野県長野市地附山地すべり（1985年7月26日発生、犠牲者26名）、福井県越前海岸岩盤崩落（1989年7月16日発生、犠牲者15名）、長野県小谷村蒲原沢土石流（1996年12月6日発生、犠牲者14名）、鹿児島県出水市針原川土石流（1997年7月10日発生、犠牲者21名）などがある。

北海道においても古くは津別町本岐地すべり（1953年5月31日発生、犠牲者16名：北海道大学理学部地質学鉱物学教室，1954）、乙部村（現在の乙部町）豊浜地すべり（1962年10月17日発生、犠牲者14名：星野ほか，1972など）があり、上川町層雲峡岩盤崩落（1987年6月9日発生、犠牲者3名）、北海道南西沖地震による奥尻島奥尻港地すべり（1993年7月12日発生、犠牲者29名）や積丹半島豊浜トンネル岩盤崩落（1996年2月10日発生、犠牲者20名）などは記憶に新しい。これら以外にも、山地地域や急峻な海岸地域での大規模開発や高度土地利用が急速に進展する中で融雪、連続的降雨、集中豪雨、地震、火山活動や河岸・海岸侵食などの自然的誘因および土木建設工事に伴う地形改変といった人為的誘因によって地すべりや崩壊が発生し、大きな被害を生じたり影響を与えた事例は少なくない。

社会基盤の整備計画にあたって、その視点がこれまでの国土開発重視から、安全確保、災害防止、環境保全へと重心を移行しつつある今日、このように地すべり、岩盤崩壊や土石流によって多くの人命が失われる悲惨な斜面災害が相次いで発生しており、これらの発生予測や被害の防止・軽減に関わる対策が急務となっている。

地すべりや崩壊などの発生予測には時、場、タイプおよび規模の予測といった課題がある。これらの中で、時の予測が第一に解決されなければならない課題に思われがちであるが、その発生場が特定されていてこそ発生の時が問題となる。発生場が特定されていれば、精度的にも、経済的にも進歩の著しい計測システムによって斜面の変動現象やその前兆現象を監視することができ（檜垣ほか，1991；松浦ほか，1992；伊藤・南雲，1992；川上ほか，1993；中島ほか，1993；中島・根岸，1994；根岸・中島，1993，1994），状況によって避難の警

報を出したり，適切な抑制工や抑止工を実施することが可能となる。

発生する変動のタイプや規模の予測も，また，どのような範囲で，どのような被害や影響が発生し得るかといった防災アセスメントにも発生場の特定が必要である。

発生場の問題では，最近発生した斜面災害にそれを解く鍵を見出すことができる。前述の最近発生した斜面災害事例うち，長野市地附山地すべり，津別町本岐地すべりおよび乙部町豊浜地すべりは過去の地すべりや崩壊によって形成された滑動地塊の全体あるいは一部が再び変動したものである（島，1986；伊藤，1994b；Yamagishi et al., 1995a）。1997年5月10日，秋田県八幡平で発生した澄川地すべり・土石流災害も古い地すべり地形のほぼ全体が再滑動し，その一部が岩屑なだれとして流下し，さらに，土石流となって沢沿いに4 kmほど流下したものである（地すべり学会澄川地すべり緊急調査団，1997；陶野ほか，1997）。また，空中写真判読などによってランドスライド地形が数多く認められることは，現在，すべりや崩壊が発生していなくても，そのような地域にはそれらが発生し易い地質的・地形的素因，気象的誘因および力学的要因が潜在していることを示唆している。

すなわち，ランドスライド地形は，本間（1929）の言う，単に過去の斜面変動現象を記録した“死した地形”ではなく，新たな斜面変動の発生場の予測に関する情報を提供するものであり，斜面災害を未然に防止する上で把握しておかなければならない基本的な地形要素である。しかし，前述のようにランドスライド地形は滑動地塊の性状，運動タイプ，滑動地塊が集積する場の条件，原斜面形や地質構成などの違いを反映してさまざまな形態や規模を示し，これらの違いが滑動地塊の繰り返す変動に現れたり，斜面の安定性に影響を与える。

これらのことから，本研究では，北海道，とくに北海道東部地域のランドスライド地形に研究対象を絞り，次の諸項目を解明した上で，ランドスライド地形の特徴を指標とした斜面安定性の評価および地すべり，崩壊の発生予測に関する基本指針を得ることを目的としている。

- 1) ランドスライド地形の地域的分布特性と地質との関連性
- 2) ランドスライド地形の形態と斜面性状との関係
- 3) ランドスライド地形の特性，とくに形態と地質的素因との関係
- 4) ランドスライド地形の形態変遷とその誘因との関係

本研究で得られる成果は安全，防災，環境保全などの分野に配慮しながらも，我々の生活圏がより山地地域へと拡大する中で，斜面変動の発生予測，斜面災害防止，被害軽減に大きく貢献するものと考えている。

## 1. 4 論文の構成

本論文は、前述の研究目的に応じて進めてきたランドスライド地形の空中写真判読による微地形解析と地表踏査による要因解析の結果をまとめたものである。本論文は第1章序論、第2章北海道のランドスライド地形、第3章ランドスライド地形の形態と変遷、第4章ランドスライド地形に与える地質の影響、第5章ランドスライド地形と斜面災害、そして第6章結論の6章で構成されている。第2章から第5章までの各章が、前述の項目1)～4)の解明に概ね対応する。

第1章の前節では、まず、本研究の対象としたランドスライド地形の定義を明確にした。次いで、これまでの地すべり・崩壊研究の中でランドスライド地形に注目した研究を概観し、最近頻発している斜面災害事例から研究の社会的ニーズを位置づけた上で、本研究の目的と意義を明らかにした。

第2章では、ランドスライド地形がどのような地質条件にところに存在するか、言い換えれば、どのような地質条件の地域が地すべり・崩壊の発生場となり易いかを明らかにするため、「北海道地すべり地形分布図」(山岸 編, 1993; 山岸・伊藤, 1993a)および「北海道地すべり地形データベース」(山岸ほか, 1997)を基礎として、北海道におけるランドスライド地形の分布特性およびそれらと最近発生した斜面災害との関係の概要をまとめる。

第3章では、空中写真から判読されるランドスライド地形が、どのような性状の物質の、どのようなタイプの運動によって形成され、そしてどのように変化してきたのかを明らかにするため、ランドスライド地形の形態を解析するとともに、地形に残された滑動変遷史から斜面の安定性を解析する。

第4章では、ランドスライド地形の諸特性に影響を与える地質条件を明らかにするため、北海道東部地域を構成する代表的な地質域におけるランドスライド地形の分布、規模、形態や地塊の滑動方向などの特徴を解析する。

第5章では、最近、融雪期の降雨、集中豪雨や地震などの自然的誘因や建設工事に伴う人為的誘因によって発生した斜面災害事例から、どのような形態のランドスライド地形で、どのような誘因によって、どのような規模で、どのようなタイプの斜面変動が発生し得るかを解析する。

第6章では、上記各章で得られた結果を要約し、それらに基づいてランドスライド地形の形態変遷、斜面の安定性および斜面防災上の留意点を総括するとともに、今後発生し得る斜面変動の予測の可能性を展望する。

## 第2章 北海道のランドスライド地形

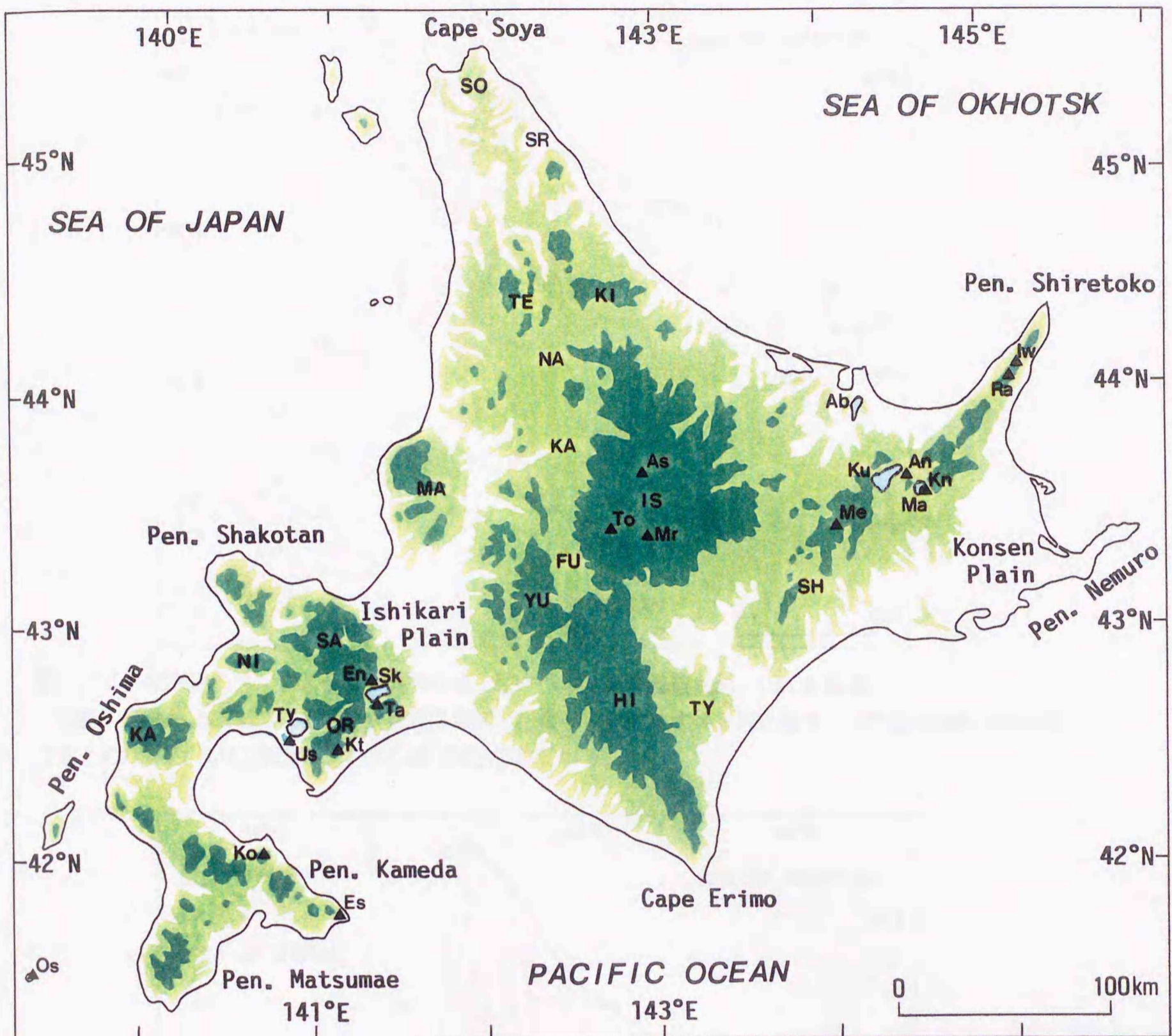
### 2. 1 ランドスライド地形の分布

北海道は周囲を日本海、太平洋およびオホーツク海で囲まれた南北約 420km・東西約 510km・面積約 83,516km<sup>2</sup>の規模を有する日本列島北端の島である。北海道は山地、丘陵や火山体の配列からみると、宗谷岬と襟裳岬とを結ぶ中軸を境に東西両地域が地形的にほぼ対称をなしている（図2-1）。東側の地域では北から南へ北見山地、石狩山地および豊頃丘陵が連なり、東方に向かって次第に標高が低くなる。西側の地域では北から南へ宗谷丘陵、天塩山地、夕張山地および日高山脈が連なり、西方に向かって次第に標高が低くなる。これら南北に連なる東西2列の山系の間は北から南へ猿払原野、名寄盆地、上川盆地および富良野盆地が続く細長い中央凹地帯となっている。さらに、これら南北に連なる山系に直交するように火山列が配置している。東側の地域には火山体が北東-南西方向に配列する大雪-十勝火山群、阿寒-知床火山群があり、これらは国後島や択捉島の火山群と雁行する。また、西側の地域には不明瞭ながら北西-南東方向に雁行配列する支笏-洞爺火山群や渡島半島の火山群などがある。これら火山群に属する火山体のうち渡島大島、恵山、駒ヶ岳、有珠山、倶多楽（登別）、樽前山、恵庭岳、十勝岳、丸山、雌阿寒岳および知床半島硫黄山の11の火山は、1640～1996年の間に噴火した記録がある。

このような地形環境にある北海道において、数多くのランドスライド地形が山地や丘陵の斜面に存在することが知られている（地すべり学会北海道支部、1980；山岸 編、1993など）。

地すべり学会北海道支部（1980）は、道路、農地や森林地を所管する関係機関が把握している地すべり地を取りまとめ、それらの分布を縮尺5万分の1地形図に表した。これには災害をもたらした地すべりや地形図から判読された地すべり地など約 6,600箇所が示されている（図2-2）。

山岸 編（1993）は、北海道全域を対象とした空中写真（原則的には標準縮尺4万分の1の空中写真を使用し、撮影状態が悪い場合や欠如している場合には標準縮尺2万分の1の空中写真を使用）の判読によって巨大な崩壊地形を含む総計12,856箇所の“地すべり地形”を認定し（図2-3）、それらの分布を268面の縮尺5万分の1の地形図および27面の縮尺20万分の1の地勢図に表すとともに、地域的な分布特性を概説した。さらに、山岸・伊藤（1993a）は、これら“地すべり地形”のうち大規模なもの（滑落崖の幅 500m以上）の分布



- Area of elevation more than 500 m above sea level
- Area of elevation between 100 and 500 m above sea level
- Area of elevation less than 100 m above sea level
- ▲ Active volcano     Lake

KA: Kariba Range, NI: Niseko Range, SA: Sapporo West Range, OR: Orofure Range, MA: Mashike Range, SO: Soya Hill, SR: Sarufutsu Plain, TE: Teshio Range, KI: Kitami Range, NA: Nayoro Basin, KA: Kamikawa Basin, IS: Ishikari Range, FU: Furano Basin, YU: Yubari Range, HI: Hidaka Range, TY: Toyokoro Hill, SH: Shiranuka Hill, Os: Oshima-Oshima, Es: Mt. Esan, Ko: Mt. Komagatake, Us: Mt. Usuzan, Ty: Lake Toya, Kt: Kuttara, En: Mt. Eniwadake, Ta: Mt. Tarumaesan, Sk: Lake Shikotsu, As: Mt. Asahidake, To: Mt. Tokachidake, Mr: Mt. Maruyama, Me: Mt. Meakandake, Ab: Lake Abashiri, Ku: Lake Kusharo, An: Mt. Atosanupuri, Kn: Mt. Kamuinupuri, Ma: Lake Mashu, Ra: Mt. Rausudake, Iw: Mt. Iwozan.

図2-1 北海道の地形概略 (加藤ほか, 1990に加筆・修正)。

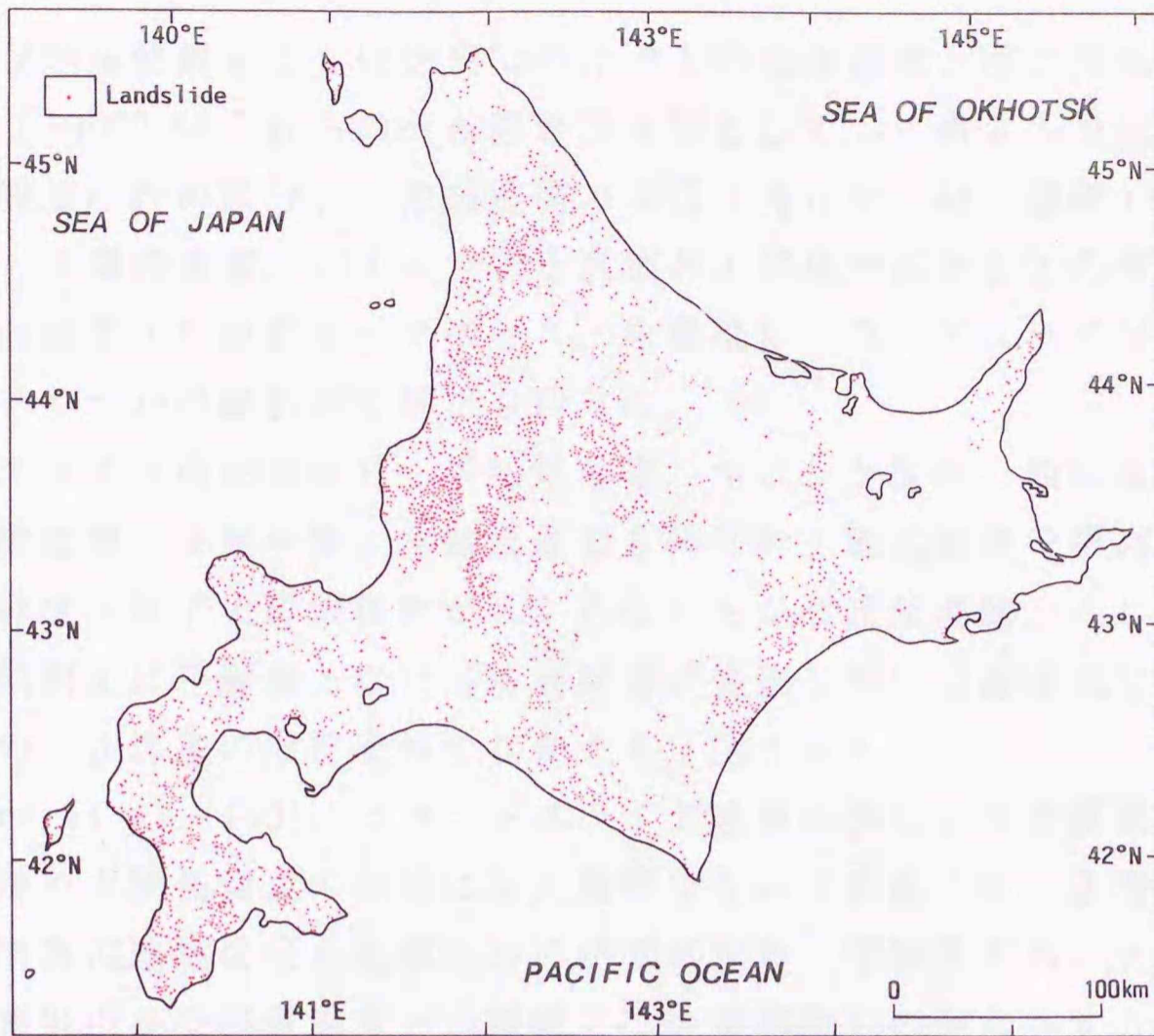


図2-2 北海道のランドスライド地形分布(地すべり学会北海道支部, 1980を編集)。

道路, 農地および森林地を所管する関係機関で把握していた地すべり地を地すべり学会北海道支部が取りまとめた。約 6,600箇所の地すべり地が図示されている。

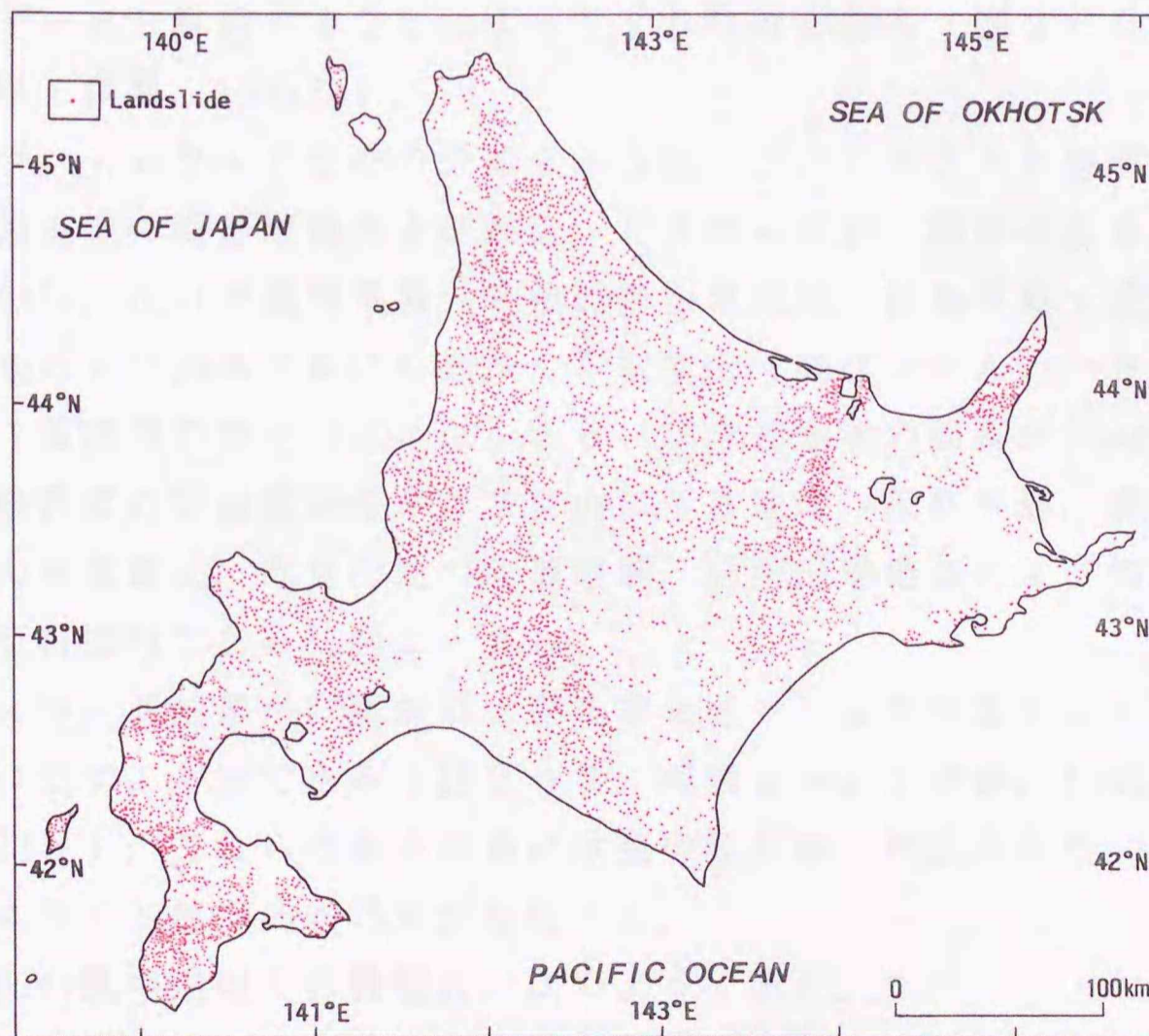


図2-3 北海道のランドスライド地形分布(山岸 編, 1993を編集)。

北海道全域を網羅する空中写真から, 滑落崖とそれに対応する滑動地塊の存在を指標として判読された総計12,856箇所の“地すべり地形”が図示されている。

を特徴的な地質情報とともに縮尺60万分の1の北海道地方図に編集した。また、山岸ほか(1997)はこれらの分布図を基本図として、“地すべり地形”の位置(緯度・経度, 行政区分), 滑動地塊の規模(奥行き・幅・面積)や滑動方向, 滑落崖部と基盤の地質, 地すべり防止区域および林地区分などの情報からなる「北海道の地すべり地形データベース」を構築し, ランドスライド地形の特性に関するいくつかの統計的な解析も行った。

ランドスライド地形は石狩-勇払低地帯, サロベツ原野, 猿払原野, 上川盆地, 富良野盆地, 十勝平野, 釧路湿原などの平野・低湿地帯や根釧台地など第四紀の火砕流・降下火砕堆積物が広がるなだらかな丘陵地域, そして非常に急峻なため斜面上に移動層となり得る岩屑層が発達し難い日高山脈などでは数少ないものの, 北海道のほぼ全域に存在する(図2-4)。

Kawamura et al.(1991)はランドスライド地形の面積と分布頻度から, ①札幌西部山地や夕張岳周辺の地域には大規模なものが密集する, ②増毛山地の東部や北見南方の地域には小規模なものが密集する, ③知床半島, 大雪山, 北見山地, 暑寒別山地や洞爺湖東方の地域には大規模なものが点在する, といった地域的特徴を明らかにした。

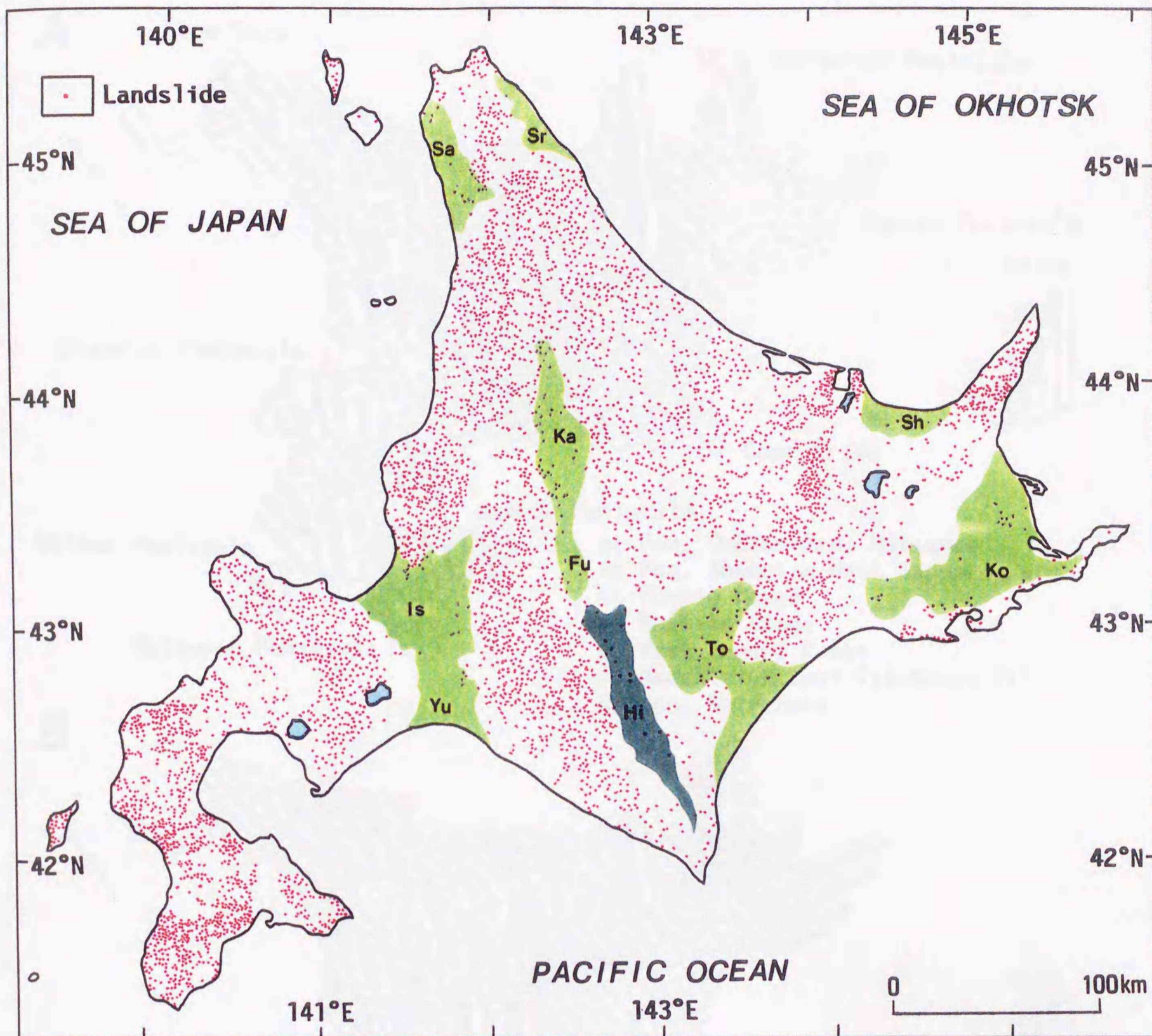
このような地域的特徴は, 縮尺2万5千分の1の地形図の範囲(南北約9km, 東西約10km)を単位メッシュ(総数947メッシュ)としたランドスライド地形の箇所数データを解析することによってより明瞭となる(図2-5:伊藤, 1992b;山岸・伊藤, 1993b)。

全てのランドスライド地形の分布をみると, ランドスライド地形は増毛山地地域, 夕張山地の西部地域および網走・北見から津別・陸別に至る丘陵地域に著しく集中し, 次いで積丹半島~札幌西部山地地域, 渡島半島~松前半島, 天塩山地地域および知床半島にも数多く存在する(図2-5A)。さらに, 大規模なもの(滑落崖の幅が500m以上あるいは滑動地塊の面積が30ha以上)の分布では札幌西部の定山溪からオロフレ山に至る地域, 松前半島, 暑寒別岳地域, 夕張山地の東部地域, 北見山地の北部地域, 石狩山地地域および知床半島などでの集中が特徴的である(図2-5B)。

ランドスライド地形が20箇所以上存在するメッシュを抽出すると, 13の集中地域を見い出すことができる(図2-6, 地域a~m:伊藤, 1992b;山岸・伊藤, 1993b)。これらの集中地域には空中写真から判読された12,800余箇所のランドスライド地形の約75%が存在する。

それぞれの集中地域での特徴は, 次のようである。

- a)積丹半島-定山溪-オロフレ山地域:約1,200箇所のランドスライド地形が存在する。積丹半島北西部の余別岳や当丸山の山麓, 札幌西部の本倶登山~



Is: Ishikari Plain    Yu: Yufutsu Plain    Sa: Sarobetsu Plain    Sr: Sarufutsu Plain  
 Ka: Kamikawa Basin    Fu: Furano Basin    Hi: Hidaka Range    To: Tokachi Plain  
 Ko: Konsen Plain    Sh: Shari Plain

図2-4 ランドスライド地形の分布と地形（山岸編，1993を編集・加筆）。

ランドスライド地形は，平野・低湿地帯や火砕流・降下火砕堆積物の広がる丘陵地域を除くほとんどの山地・丘陵地域に存在する。日高山脈では非常に数少ないが，おそらく斜面が非常に急峻で，移動層となる岩屑層が形成され難いことに起因していると思われる。

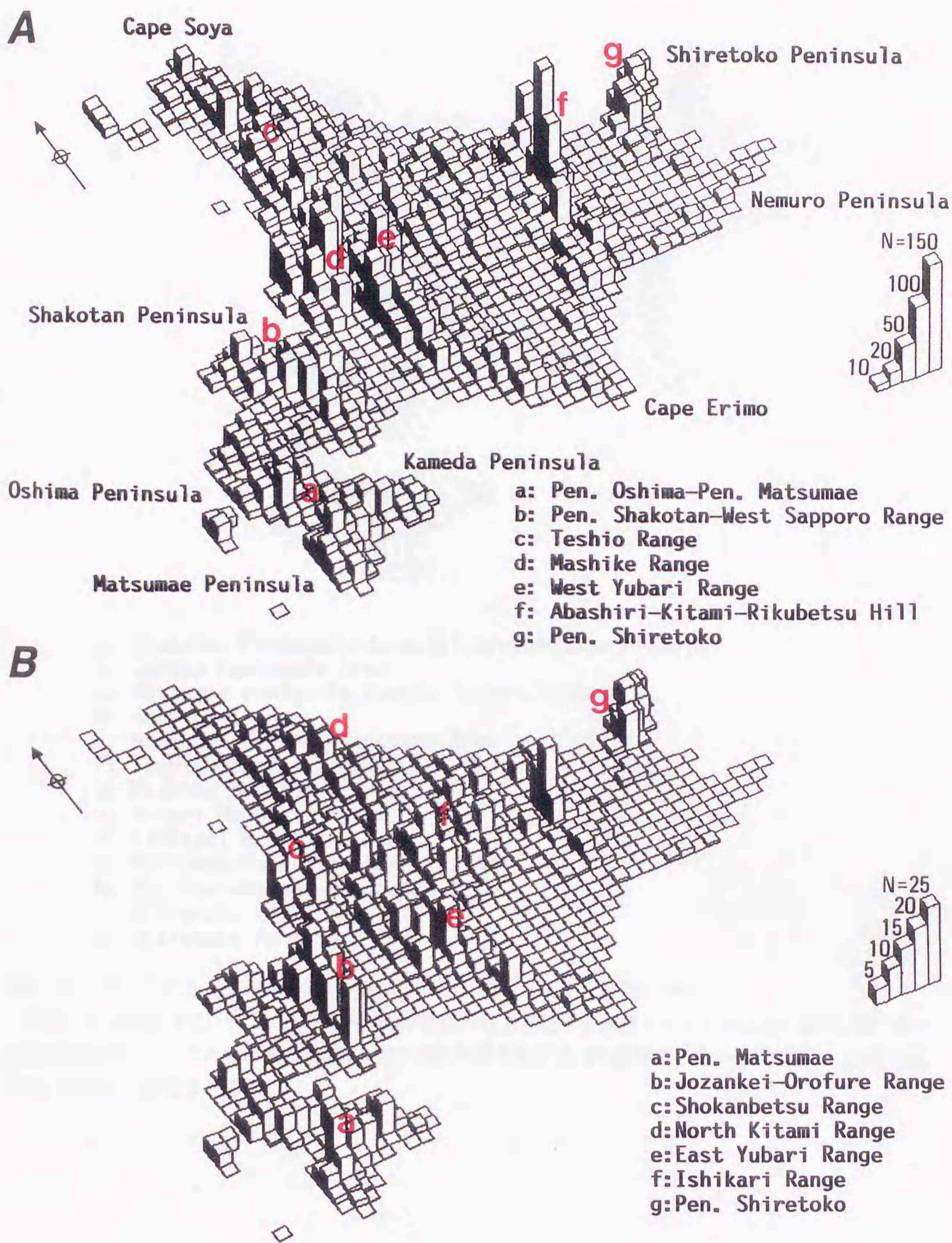
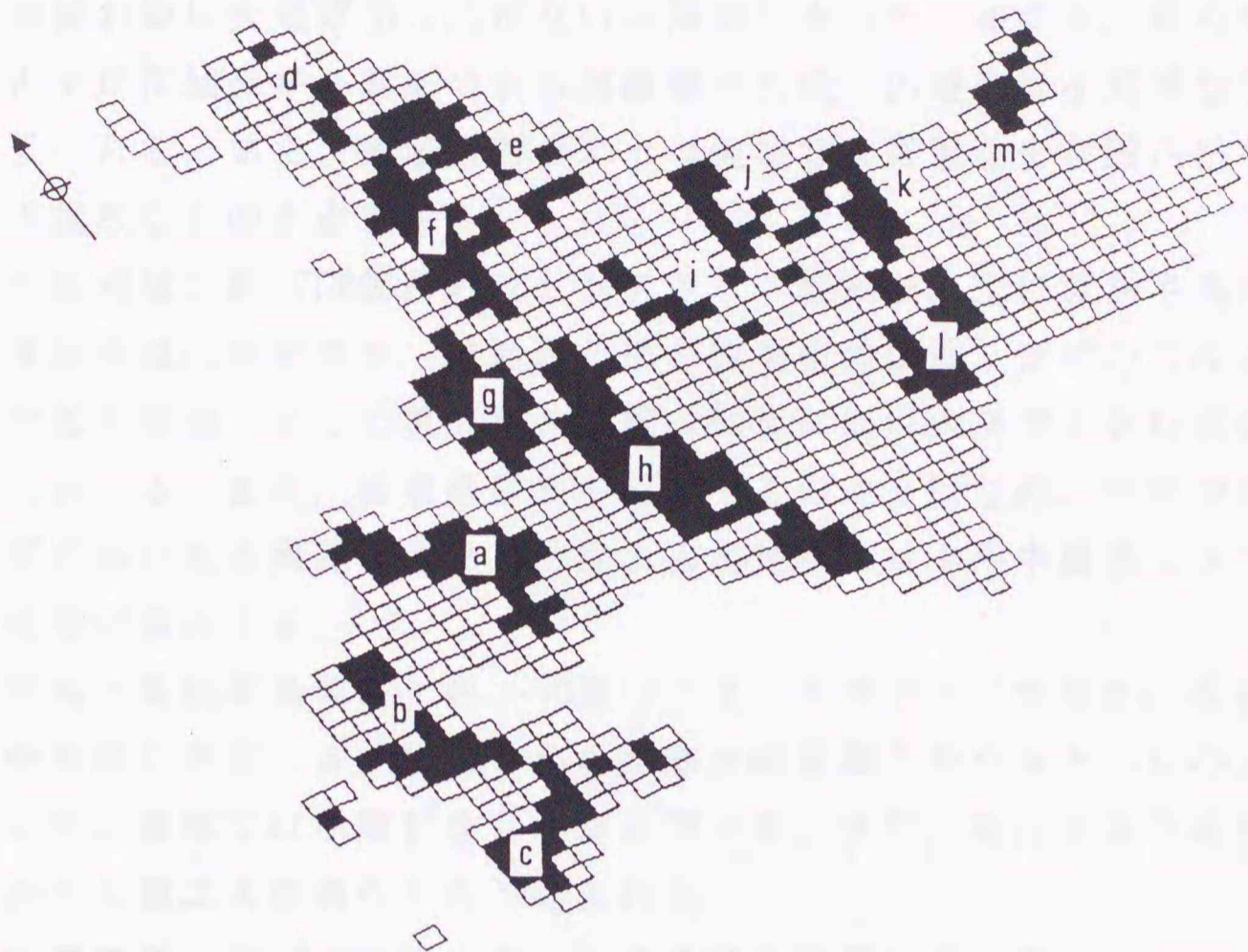


図2-5 ランドスライド地形の分布頻度 (伊藤, 1992b ; 山岸・伊藤, 1993b)。

A : 1/25,000地形図の範囲を単位メッシュとしてランドスライド地形の箇所数を表したダイヤグラム。  
 B : 同様に, 大規模ランドスライド地形 (滑落崖の幅 500m以上あるいは滑動地塊の面積30ha以上) の箇所数を表したダイヤグラム。



- a: Shakotan Peninsula-Jozankei-Orofureyama Area
- b: Oshima Peninsula Area
- c: Matsumae Peninsula-Kameda Peninsula Area
- d: Soya Hills Area
- e: Northern Kitami Mountains Area
- f: Teshio Mountains Area
- g: Mashike Mountains Area
- h: Yubari Mountains Area
- i: Ishikari Mountains Area
- j: Monbetsu-Rubeshibe Nukabira Area
- k: Abashiri-Kitami-Rikubetsu Area
- l: Shiranuka Hills Area
- m: Shiretoko Peninsula Area

図2-6 ランドスライド地形の集中地域（伊藤，1992b；山岸・伊藤，1993b）。

図2-5 Aにおいて，ランドスライド地形が20箇所以上存在する単位メッシュを抽出すると，13の集中地域が設定できる．これらの集中地域には空中写真判読された12,856箇所の“地すべり地形”（山岸 編，1993）の約75%が含まれる。

余市岳，長尾山～無意根山，空沼岳，ホロホロ岳～オロフレ山などの溶岩台地の周縁斜面に大規模なものが互いに隣接し合って分布する。積丹半島中央部の古平川流域や半島基部の余市川流域の丘陵～山地には小規模なものが数多く見られる。また，地域南西のニセコ地域でも雷電山や目国内岳などの山麓に大規模なものが点在する。

- b) 渡島半島地域：約 700箇所のランドスライド地形が，主に渡島半島の北部地域と南部地域に分布する。地域最北部の狩場山の山麓，南部のスルカイ岳の周縁や濁川地域，そして奥尻島の神威山周辺には巨大崩壊を含む大規模なものが点在する。また，遊楽部岳を中心とする山地をはじめ，島牧から八雲を経て厚沢部に至る南北に伸びる丘陵～山地地域には小～中規模なランドスライド地形が集中する。
- c) 松前半島－亀田半島地域：約 650箇所のランドスライド地形が，松前半島の西部や東部に存在する。松前半島の西部では規模のやや大きいものが多いのに対して，東部では小規模なものが卓越する。また，亀田半島では袴腰岳や横津岳の山麓に大規模なものが見られる。
- d) 宗谷丘陵地域：約 200箇所のランドスライド地形が存在する。これらの多くは標高 500m 以下の周氷河性の丘陵地域に点在し，地域南端の雄興地域ではやや密集する。いずれの地域でも小規模なものが卓越する。
- e) 北見山地北部地域：約 500箇所の大～小規模ランドスライド地形が存在する。地域北端の上猿仏～音威子府地域やポロヌプリ山地域では大～小規模なものが点在し，地域中央～南部の坊主山，黒岩山，そして沼岳～ピヤシリ山などの溶岩台地の周縁斜面には大規模なものがある。
- f) 天塩山地地域：ピッシリ岳から三頭山に至る南北性の山地・丘陵地に約 900箇所のランドスライド地形が存在し，規模の小さなものが多い。また，地域南東端の幌加内付近の丘陵地にも大～小規模なものが点在する。
- g) 増毛山地地域：約 1,200箇所のランドスライド地形が存在する。大規模なものは暑寒別岳を中心とする溶岩台地の周縁部に，小規模なものは東～南側の丘陵・山地に集中する。しかし，地域南東部のピンネシリや隅根尻山などの山地地域では数少なく，その代わりに二重山稜が発達する。
- h) 夕張山地地域：約 1,900箇所のランドスライド地形が存在する。小規模なものが美唄山や幾春別岳などの標高 1,000m 以内の山地が連なる夕張山地の西側の地域に集中し，大規模なものが夕張山地の脊梁部や東側の山地に数多く見られる。さらに，イルムケップ山の東麓から南麓にかけては中～小規模なものが分布する。
- i) 石狩山地地域：約 200箇所のランドスライド地形が存在し，とくに大雪山や

- トムラウシ山などの溶岩台地の周縁部に多い。規模の大きなものが卓越する。
- j) 紋別—留辺蘂—糠平地域：約 400箇所の大～小規模ランドスライド地形が存在し，これらは紋別の南から生田原，留辺蘂を経て糠平北方の西クマネシリ岳へと至る北北東—南南西に伸びる山地地域に点在する。
- k) 網走—北見—陸別地域：約 900箇所のランドスライド地形が存在し，これらのほとんどは能取湖の西側から北見，津別を経て，上陸別へと至る北北東—南南西方向に連なる標高 600m 以下の山地や丘陵地に集中する。
- l) 白糠丘陵地域：約 400箇所のランドスライド地形が存在する。これらの多くは，ウコタキヌプリなど白糠丘陵脊梁部の西側の標高 500m 以下の丘陵地域や東側の茶路川や庶路川の流域の標高 700～200m の山地・丘陵地域に分布する。地域北端の阿寒地域では溶岩台地の周縁部に大規模なものが見られる。さらに，この地域の東方の釧路・厚岸地域では海岸線に沿って活動的な地すべりが配列しており，これによる災害も頻発している。
- m) 知床半島地域：約 450箇所のランドスライド地形が存在する。半島基部では小規模なものが多く，半島軸上に配列する海別岳，遠音別岳，知西別岳，羅臼岳，硫黄山や知床岳などの第四紀火山体の山頂・山腹には大規模なものが見られる。とくに，硫黄山では巨大な馬蹄形カルデラを形成した岩屑なだれが，そして遠音別岳ではその山容を大きく変えるような規模の崩壊や地すべりが存在する。

## 2. 2 北海道の地質

北海道は地質構成上、西部、中央部および東部に区分される（図2-7）。北海道西部は地質的には東北日本弧の北方延長にあたり、石狩低地帯（石狩-勇払低地）によって東側の北海道中央部と境される。北海道西部には渡島半島、亀田半島、積丹半島および札幌西部山地が含まれ、黒松内低地帯によって渡島半島・松前半島を含む西側の地域と積丹半島・札幌西部山地・亀田半島を含む東側の地域と大きく二分される。北海道西部は石炭紀～ジュラ紀の泥岩、砂岩、チャート、石灰岩および玄武岩質火山岩類とこれらを貫く白亜紀の花崗岩を基盤として、これらを覆う古第三紀漸新世～第四紀の火山岩類を含む碎屑岩層、とくに多量の火山碎屑岩をはさむ新第三紀の海成碎屑岩層で特徴づけられる。これらの岩層は局所的に今井石崎、上国、八雲、千歳、豊羽、大江、稲倉石などマンガン、金・銀や鉛・亜鉛の鉱脈を形成した熱水による変質作用によって著しく粘土化している。黒松内低地帯の東側の積丹半島や札幌西部山地地域では泥岩や砂岩を伴う火山碎屑岩・溶岩が卓越するのに対して西側の渡島半島や松前半島では凝灰岩をはさむ泥岩・砂岩が卓越する。さらに、積丹半島、定山溪地域、ニセコ地域、狩場山地域および亀田半島などでは新第三系を覆う新第三紀鮮新世～第四紀の火山角礫岩を伴う陸上安山岩質溶岩が発達する。

北海道中央部は西側を石狩低地帯によって北海道西部と境され、東側は網走構造線によって北海道東部と境される。北海道中央部は西側の日本海側から東側のオホーツク海側に向かって石狩帯、神居古潭帯、日高変成帯、北見グリーンタフ地域および常呂帯に区分され、複雑な地質系統で構成される。

天塩山地や夕張山地が南北に連なる石狩帯は白亜紀～第三紀の海成および陸成の泥岩・砂岩など細粒の碎屑岩層からなり、褶曲構造や断層の発達が著しい。石狩帯西端の暑寒別岳地域や神居古潭帯沿いのイルムケップ山地域では第三紀の泥岩・砂岩を覆って新第三紀鮮新世～第四紀の陸上安山岩質～玄武岩質溶岩が発達する。

神居古潭帯はポロヌプリ・音威子府から幌加内、滝里を経て、日高・様似へと南北に伸びる。主に塩基性火山岩に由来する低変成度の変成岩“緑色岩類”からなり、蛇紋岩や超塩基性岩を伴う。

日高変成帯は角閃岩、ミグマタイトなどの変成岩類と第三紀の酸性～超塩基性深成岩類で特徴づけられ、日高山脈を中心とする北海道の中軸部を構成する。

北見グリーンタフ地域は新第三紀の海成および陸上火山碎屑岩や碎屑岩からなり、これらは鴻の舞、北見、イトムカなど金・銀、銅・鉛・亜鉛や水銀鉱脈

を生成した熱水による変質作用によって局所的に著しく粘土化している。北見山地や石狩山地ではこれら新第三紀の熱水変質岩を覆って新第三紀鮮新世～第四紀の陸上安山岩質溶岩や溶結凝灰岩が広がる。

北海道中央部の最も東側に位置する常呂帯は、ジュラ紀～白亜紀の玄武岩質枕状溶岩・ハイアロクラスタイトや白亜紀～古第三紀暁新世の泥岩・砂岩などで構成される。

北海道東部は、網走構造線によって北海道中央部と境される。その構造線の東側に沿う網走・北見から陸別・足寄を経て、白糠に至る南北に細長く伸びる地域には、泥岩・砂岩を主とする古第三紀～新第三紀の海成碎屑岩が褶曲・断層構造を伴って分布する。その東方の阿寒地域や知床半島では新第三紀鮮新世～第四紀の陸上安山岩質溶岩や溶結凝灰岩が新第三紀の火山碎屑岩や碎屑岩を覆って発達する。阿寒地域では阿寒カルデラ、摩周カルデラや屈斜路カルデラが形成され、知床半島の軸上には第四紀の成層火山体や溶岩ドームが配列する。

また、根室半島から厚岸・釧路の太平洋岸地域は、白亜紀～古第三紀の粗粒玄武岩岩床や枕状溶岩をはさむ礫岩・砂岩・泥岩で構成される。

阿寒・知床地域と根室・釧路地域との間は阿寒・屈斜路カルデラに由来する火砕流・降下火砕堆積物が覆う小起伏の丘陵地形をなし、河川沿いは釧路湿原に代表される低湿地帯となっている。

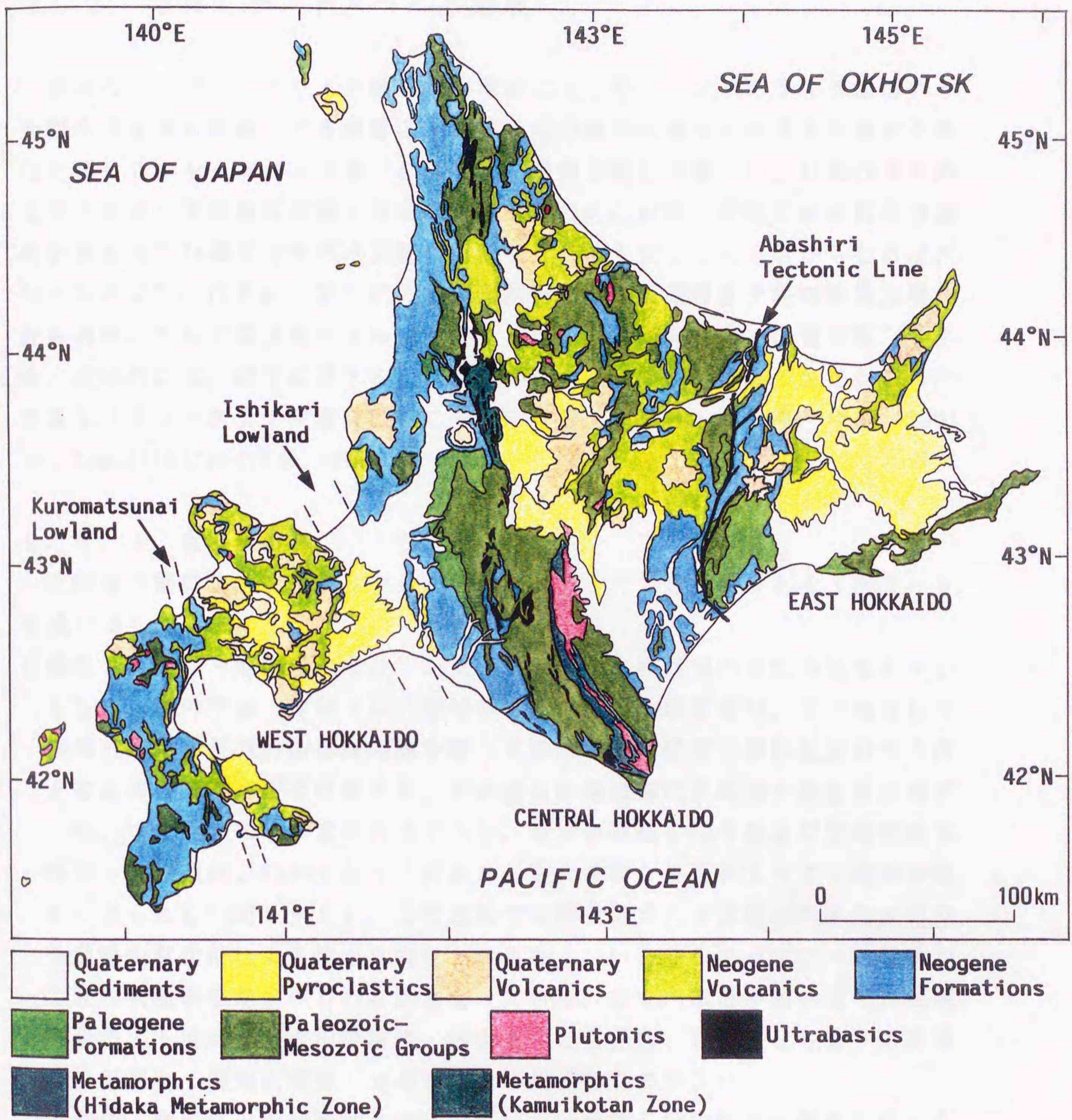


図2-7 北海道の地質概略（加藤ほか，1990に加筆）。

## 2. 3 地質とランドスライド地形

前述の13のランドスライド地形集中地域において、ランドスライド地形の分布頻度や規模を特徴づける地質は、新第三紀の碎屑岩層や火山碎屑岩層を不整合に覆ってキャプロック構造を形成する新第三紀鮮新世～第四紀更新世の陸上安山岩質～玄武岩質溶岩・溶結凝灰岩などの火山岩類、新第三紀中新世の泥岩砂岩をはさむ凝灰岩や熱水変質作用によって粘土化した火山岩からなる“グリーンタフ”，白亜紀～第三紀の凝灰岩薄層をはさむ泥岩層や泥岩砂岩互層，蛇紋岩体，そして塩基性火山岩に由来する低変成度の変成岩“緑色岩類”である。地域的には、以下に述べるように19のランドスライド地形の分布からみた地質区（ランドスライド地質区）に分けられる（図2-8：山岸・伊藤，1993c；Yamagishi and Ito, 1994）。

## 2. 3. 1 北海道西部

北海道西部には、次のような5つのランドスライド地質区がある（図2-8，地域1～5）。

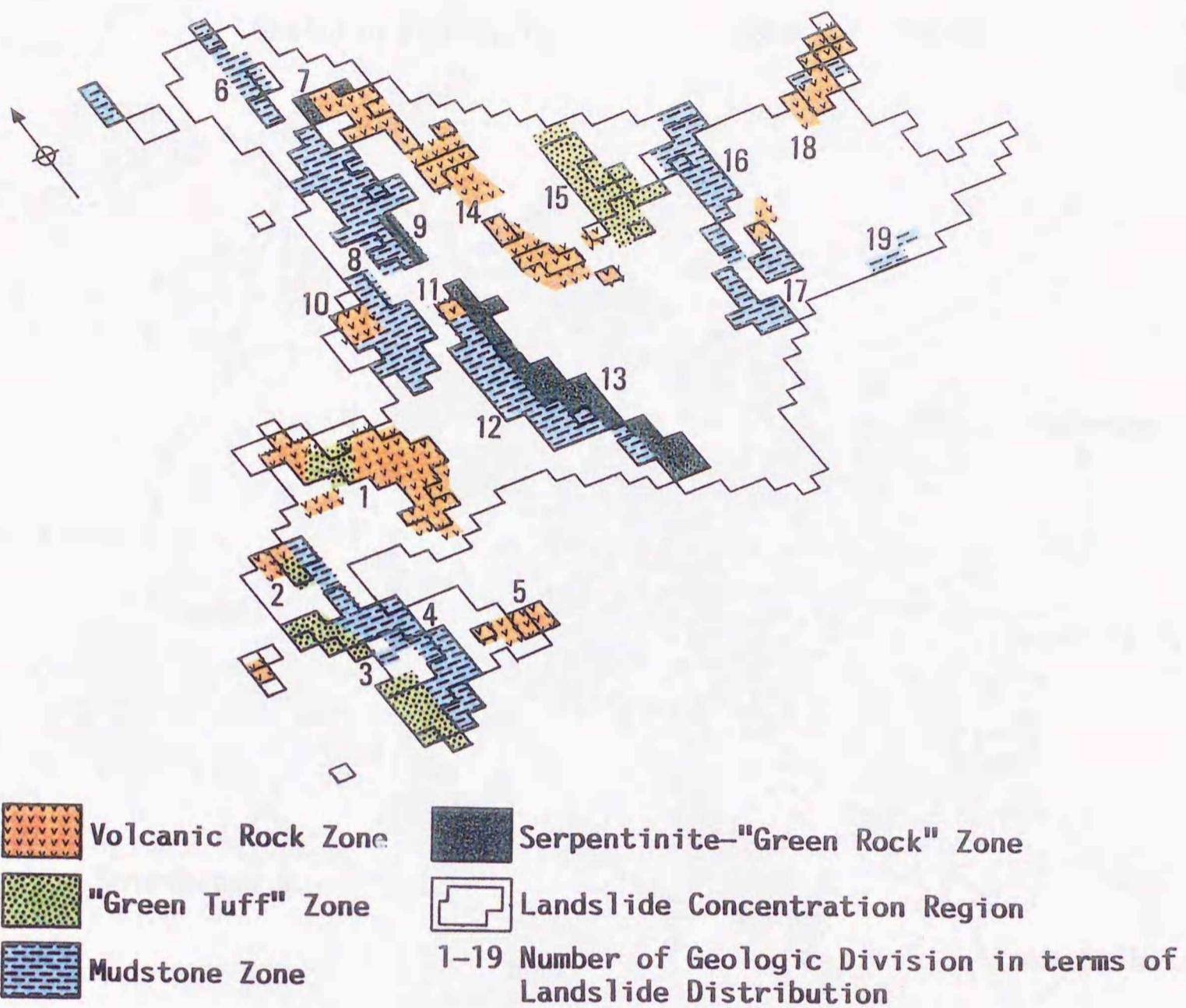
- 1) 積丹・ニセコ・定山溪・オロフレ火山岩地域：札幌西部の定山溪地域を中心として、積丹半島，オロフレ山地域およびニセコ地域を含む。この地域には新第三紀中新世の火山碎屑岩層を覆って新第三紀鮮新世～第四紀更新世の陸上安山岩質溶岩が広く分布する。その溶岩の周縁部に長尾山～無意根山地すべり，中岳地すべり，宝来沢地すべり，ガマの原地すべりおよび空沼岳地すべり（Yamagishi, 1989）などに代表される大規模なランドスライド地形が数多く見られる（図2-9）。この地域では陸上溶岩の下位層が熱水変質作用や地熱変質作用による粘土化岩などからなり，いわゆるキャプロック構造がこれら大規模な地すべりの素因となっている。また，積丹半島の古平川流域や余市川上流域など火山碎屑岩・溶岩を主とし泥岩・砂岩をともなう中新統（古平層群，倶知安層群）分布域には小規模なものが多い。
- 2) 狩場山・奥尻島火山岩地域：狩場山地域では新第三紀中新世～鮮新世の火山碎屑岩層を覆う第四紀更新世の安山岩質溶岩や火山角礫岩の周縁部に大規模ランドスライド地形が点在する。奥尻島では白亜紀花崗岩とこれを覆う火山碎屑岩・溶岩からなる中新統（青苗川層）との境界沿いやこれらを覆う新第三紀鮮新世の安山岩質火山角礫岩類（神威山層）の周縁部に規模の大きなものが点在する。とくに，神威山の西側山腹には崩壊土量 $10^8 \text{ m}^3$ と推定される巨大崩壊（沢柿ほか，1990）が存在する。

3) 渡島半島西部“グリーンタフ”地域：渡島半島北西部から松前半島西部へと南北に伸びる地域は、主に福山層など鉍化作用などによる粘土変質の著しい緑色化した凝灰岩や火山岩“グリーンタフ”からなり、中～小規模ランドスライド地形が数多く存在する（図2-10）。とくに、細粒凝灰岩が分布する地域や火山岩類と碎屑岩層との境界域に集中する傾向がある。

4) 渡島半島東部新第三紀泥岩地域：渡島半島の島牧地域から八雲地域、熊石・厚沢部地域を経て松前半島東部の木古内・知内地域へと南北に伸びる地域は八雲層、厚沢部層あるいは木古内層と呼ばれる新第三紀中新世の層理の発達した泥岩から構成され、小規模なランドスライド地形が集中分布する（図2-10）。これら泥岩層は緩傾斜で、粘土化し易い凝灰岩層を頻繁にはさむ。これがすべり面となり易く、層すべりタイプの地すべり地形が多い。

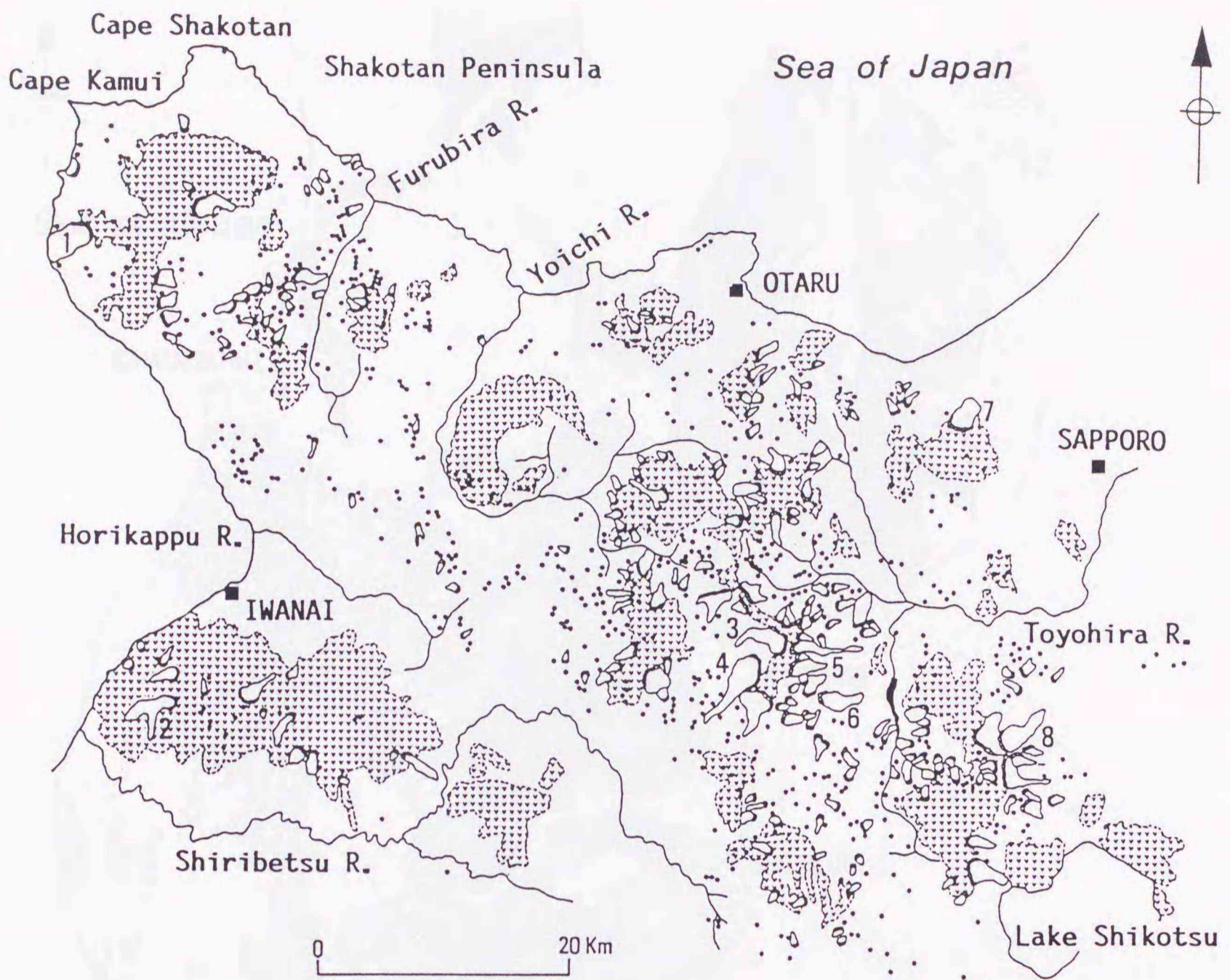
1962年10月17日に発生した豊浜地すべりはそのような地すべり地形の斜面末端部が高速で再滑動したものであり（星野ほか，1972；Yamagishi et al., 1995），これによって14名が犠牲となっている。また，豊浜地すべりの隣接斜面では折戸地すべり（1985年11月20日発生）や立待岬地すべり（1991年7月29日発生）のような初生的な岩盤層地すべりも知られている（Yamagishi et al., 1995a）。




5) 亀田半島火山岩地域：汐泊層などの新第三紀中新世の泥岩層および熱水変質や温泉・噴気変質によって粘土化した火山岩類を覆って横津岳や袴腰岳などの山体を構成する第四紀更新世の陸上安山岩質溶岩および同質火山角礫岩が発達する。これら更新世の陸上火山岩の周縁部には、キャップロック構造に起因する大規模なランドスライド地形が見られる。



- 1: Shakotan-Niseko-Jozankei-Orofure Volcanic Rock Region
- 2: Karibayama-Okushiri Volcanic Rock Region
- 3: Western Oshima Peninsula "Green Tuff" Region
- 4: Eastern Oshima Peninsula Neogene Mudstone Region
- 5: Kameda Peninsula Volcanic Rock Region
- 6: Soya Neogene Mudstone-Coal Region
- 7: Poronupuri-Otoineppu Serpentinite Region
- 8: Nakagawa-Rumoi-Tsukigata Cretaceous-Tertiary Mudstone Region
- 9: Horokanai-Kamuikotan Serpentinite Region
- 10: Shokanbetsu Volcanic Rock Region
- 11: Irumukeppu Volcanic Rock Region
- 12: Ashibetsu-Mikasa-Yubari Cretaceous-Tertiary Mudstone Region
- 13: Furano-Hidaka-Samani Serpentinite-"Green Rock" Region
- 14: Esashi-Nayoro-Daisetsuzan Volcanic Rock Region
- 15: Monbetsu-Rubeshibe-Nukabira "Green Tuff" Region
- 16: Abashiri-Tsubetsu-Ashoro Tertiary Sandstone-Mudstone Region
- 17: Shiranuka Paleogene Sandstone-Mudstone Region
- 18: Akan-Shiretoko Volcanic Rock Region
- 19: Kushiro-Akkeshi Cretaceous-Tertiary Sandstone-Mudstone-Conglomerate Region

図2-8 ランドスライド地形の分布からみた地質分帯(山岸・伊藤, 1993c; Yamagishi and Ito, 1994).  
 ランドスライド地形の分布頻度や規模, 活動的な地すべりおよび特徴的な地質に基づいて19の地質区が設定できる.



-  Large landslide (more than 500 m wide)
-  Small landslide (less than 500 m wide)
-  Pliocene to Pleistocene subaerial lavas and volcaniclastics

1:Kawashiro Landslide, 2:Raidenyama Landslide, 3:Nagaoyama-Muineyama Landslide, 4:Nakadake Landslide, 5:Horaizawa Landslide, 6:Gamanohara Landslide, 7:Teine Landslide, 8:Soranumadake Landslide

図2-9 積丹半島・ニセコ・札幌西部地域におけるランドスライド地形の分布と地質.

地質は、石田・曾屋編(1980)20万分の1地質図「札幌」および石田・三村編(1991)20万分の1地質図「岩内」を簡略化した。

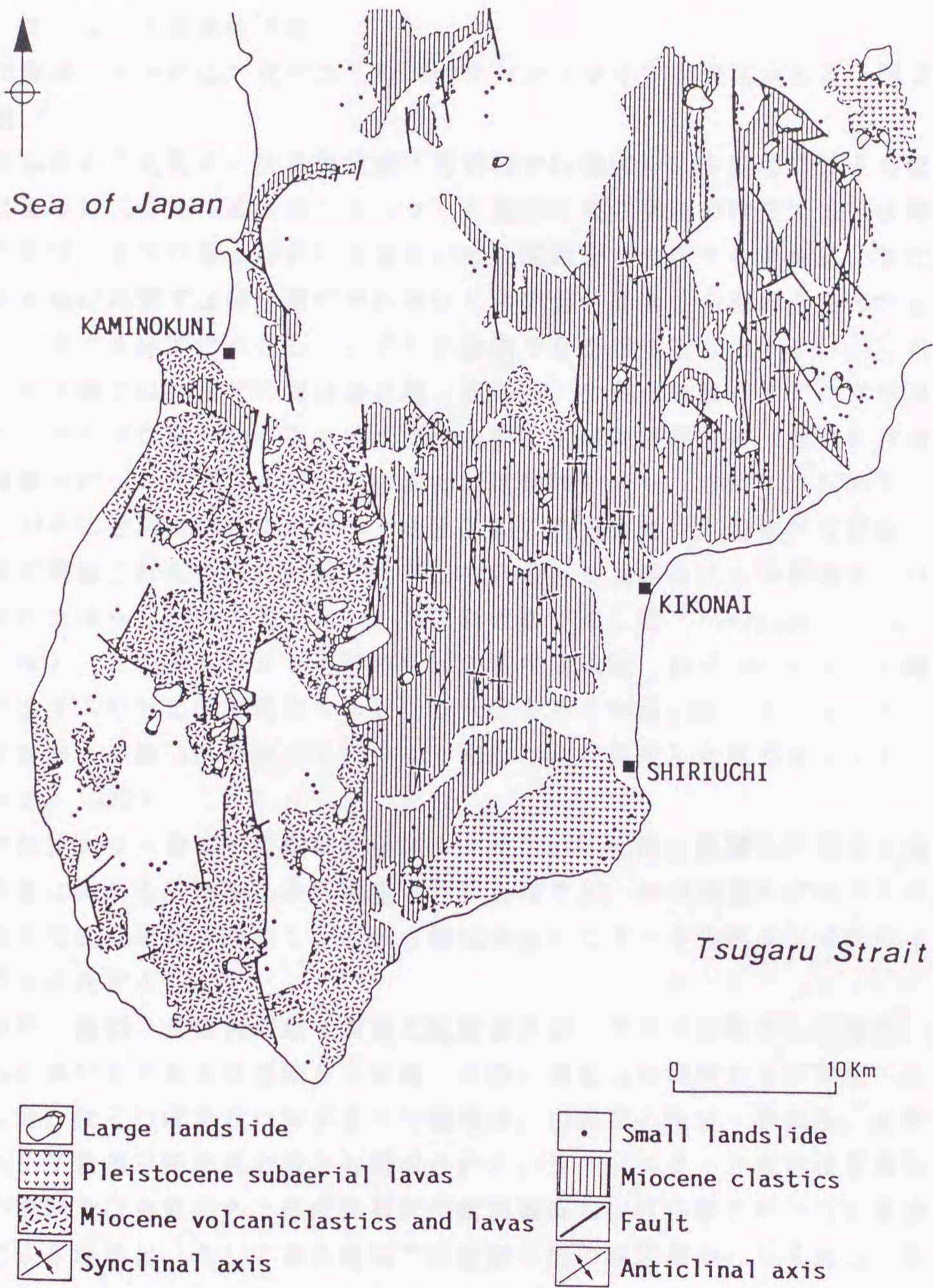


図2-10 松前半島におけるランドスライド地形の分布と地質。  
 地質は、秦ほか編(1984)20万分の1地質図「函館」を簡略化した。

## 2. 3. 2 北海道中央部

北海道中央部には、次のような10のランドスライド地質区がある（図2-8, 地域6~15）。

6) 宗谷新第三紀泥岩・夾炭層地域：地質的には地域中央を南北に通る幌延断層によって二分される。ランドスライド地形は幌延断層の東側では宗谷層などの炭層や凝灰岩層をはさむ中新世の砂岩泥岩層が分布する地域に、また、幌延断層の西側では稚内層や声問層など中新世～鮮新世の泥岩を主とする地層が分布する地域に点在し、いずれの地域でも小規模なものが多い。

礼文島では中新世の泥岩砂岩層（元地層）や安山岩質ハイアロクラスタイト（メシクニ層）からなる地域に小規模なものが点在する。礼文島南端の元地海岸のランドスライド地形の斜面は活動的であり、1973年、1991年および1993年に建設省所管の地すべり防止区域の指定を受け、地すべり抑制・抑止工が実施されたが、1994年10月11日に10m/hrと見積られる移動速度で再び土砂がフローとなって流れ出し、海岸付近まで達した（Yamagishi et al., 1995b）。このランドスライド地形は最終氷期末期（約15,000年前）に発生した地すべりとこれに起因する岩なだれによって形成され、その後、約3,000年前および数100年前にも繰り返し岩なだれが発生した履歴を有する（宮坂ほか, 1997）。

7) ポロヌプリ・音威子府蛇紋岩地域：北見山地の北部に位置し、神居古潭帯の北端にあたる。上猿払から音威子府にかけてと、その東側のポロヌプリ山付近には蛇紋岩体が分布し、これら蛇紋岩体中に大～小規模ランドスライド地形が点在する。

8) 中川・留萌・月形白亜紀～新第三紀泥岩地域：中川町共和から朱鞠内、達布へと伸びる天塩山地地域から留萌-月形の増毛山地地域および芦別へと二手に分かれてほぼ南北に伸びるこの地域は、白亜紀の泥岩・砂岩層、古第三紀および新第三紀の泥岩層から構成される。ランドスライド地形は留萌から北の地域では白亜紀の上部蝦夷層群や函淵層群および古第三紀の石狩層群が分布する地域に、そして南の地域では新第三紀の泥岩層からなる地域に数多い（図2-11）。とくに、中新統ワッカウェンベツ層はスレーキングの著しい泥岩を主とし、地すべりを起こし易い地層として知られており、そのような岩質を反映して岩屑・岩盤層すべりタイプおよびフロータイプのものが卓越する（山岸ほか, 1985）。最近発生した地すべりの多くは、そのような斜面の表層部が再滑動した事例である。

9) 幌加内・神居古潭蛇紋岩地域：神居古潭帯中央部にあたる幌加内から神居古潭、滝里にかけては蛇紋岩-黒色～緑色片岩帯が伸びており、ランドスライ

ド地形はその帯の西縁に沿って卓越する傾向がある（図2-12）。アスペクト比（滑動地塊の奥行き／幅比）の大きいものも多く、これはフロータイプの滑動が多いことを反映している。

10) 暑寒別火山岩地域：暑寒別岳周辺やカムイエト岬から雄冬岬に至る海岸は新第三紀鮮新世～第四紀更新世の安山岩質～玄武岩質溶岩や火山角礫岩からなり、これらの下位には熱水変質岩などが分布してキャップロック構造を形成している。そのような鮮新世～更新世の溶岩・火山砕屑岩の周縁部に大規模なランドスライド地形が数多く見られる（図2-11）。また、箸別川流域などでは鮮新世の砂岩泥岩層（留萌層）とこれを覆う礫層との境界面で多くの小規模な地すべりが発生している。

11) イルムケップ火山岩地域：赤平北方のイルムケップ山は第四紀更新世の成層火山体である。イルムケップ山の南東側～西側山麓には新第三紀鮮新世の軽石凝灰岩の卓越する泥岩層（滝川層）を不整合に覆って更新世の安山岩質溶岩・火山角礫岩や岩屑なだれ堆積物が広がっており、これらの境界部に多くのランドスライド地形が見られる（図2-12）。

イルムケップ山南東側山麓の豊栄地区や黄金地区では農林水産省所管の地すべり防止区域が5箇所指定されている。これら活動的な地すべりは古い滑動地塊の二次的な変動である（岡村ほか，1987）。

12) 芦別・三笠・夕張白亜紀～第三紀泥岩地域：夕張山地の西側に沿って南北に伸びるこの地域には、白亜紀の砂岩泥岩層（上部蝦夷層群、函淵層群）、古第三紀の炭層をはさむ砂岩泥岩頁岩互層（石狩層群）、凝灰岩層をはさむ泥岩砂岩層（幌内層群）など多くの褶曲構造や断層を伴って分布する。いずれの地層の分布域にも小規模なランドスライド地形が集中し（図2-12）、この地域は北海道の中でも最も頻度の高い地帯となっている。さらに、新第三紀の泥岩・砂岩を主とする滝の上層は凝灰岩層をはさみ、蛇紋岩体を供給源とする乱堆積層を含むことから、表層部の風化によって小規模に滑動する傾向がある。最近、ランドスライド地形の斜面が再び滑動したり、その周辺斜面が新たに滑動し、住宅、道路や河川などに被害が生じている（岡村ほか，1992）。

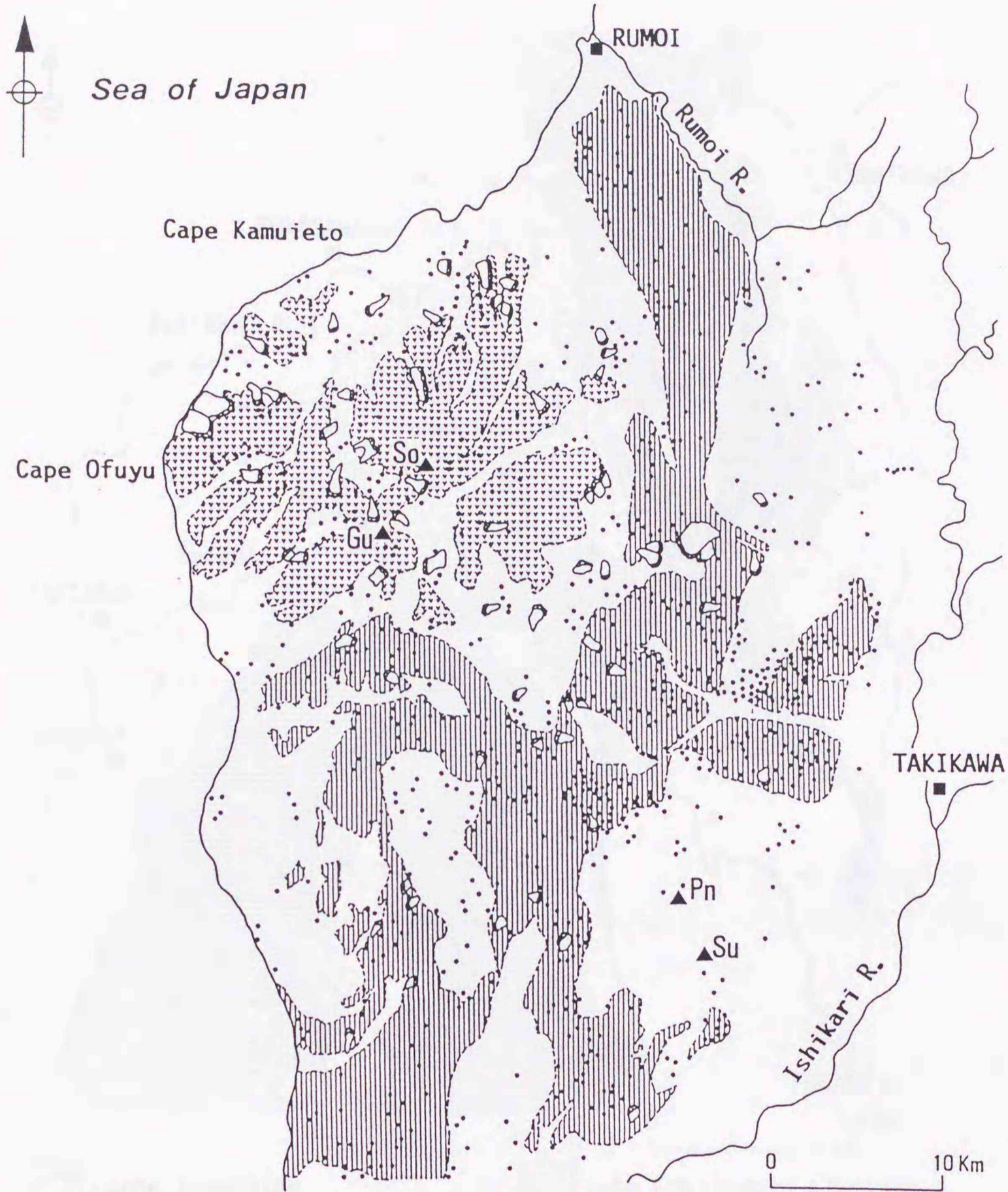
13) 富良野・日高・様似蛇紋岩・“緑色岩類”地域：前記12)の地域の東側に位置し、神居古潭帯南部にあたる。地域北部では蛇紋岩体が、南部では小規模な蛇紋岩体を伴って塩基性火山岩に由来する低変成度の“緑色岩類”が分布し、そして南端部の様似付近には橄欖岩体がある。ランドスライド地形は、蛇紋岩体中のみならず“緑色岩類”中にも数多く存在する。これは“緑色岩類”中に小規模な蛇紋岩体が伴われたり、剪断帯が発達していることに起因





していよう。

14) 枝幸・名寄・大雪山火山岩地域：北見山地北端の枝幸から名寄，愛別を経て石狩山地まで南北に広がるこの地域は，上川の北方に新第三紀の碎屑岩層が分布するものの，大部分は変質粘土化した新第三紀の火山碎屑岩・溶岩とこれを覆ってキャップロック構造をなす新第三紀鮮新世～第四紀更新世の陸上安山岩質溶岩や溶結凝灰岩で占められている。これら鮮新世～更新世の火山岩類からなる台地の周縁部には大雪山系の高根ヶ原地すべりや五色ヶ原地すべり（Hokkaido Branch of the Japan Landslide Society, 1985）に代表される複数の大きな移動ブロックからなる大規模なランドスライド地形が分布する。これらはスランプ状の地すべりや岩屑なだれの繰り返しによって形成され，その発生は約 5,000年前までさかのぼることができ，最も新しい変動は数 100年前と推定される（高橋，1985）。これら大規模ランドスライド地形の中には起伏に富む地形，点在する湖沼群，多様な植生などによって景勝地となっている斜面もある。

15) 紋別・留辺蘂・糠平“グリーントフ”地域：紋別から生田原，留辺蘂を経て糠平に至る地域には緑色変質を受けた凝灰岩・軽石凝灰岩などからなる新第三紀中新世の火山碎屑岩層が広がっており，小規模なランドスライド地形が点在する。火山碎屑岩層には流紋岩質～玄武岩質溶岩が伴われており，これが地形的に火山碎屑岩層の上位に位置してキャップロック構造を形成しているところでは大規模なものが見られる。

1976年5月12日発生した生田原地すべりは，融雪を直接の誘因として大規模地すべり斜面の脚部の一部が再滑動したものである（地すべり学会北海道支部，1978）。



-  Large landslide
-  Small landslide
-  Pliocene to Pleistocene subaerial lavas and volcaniclastics
-  Miocene clastics

So: Mt. Shokanbetsudake, Gu: Mt. Gunbetsudake  
 Pn: Mt. Pinneshiri, Su: Mt. Sumineshiriyama

図2-11 増毛山地地域におけるランドスライド地形の分布と地質。  
 地質は、秦ほか編(1974)20万分の1地質図「留萌」を簡略化した。

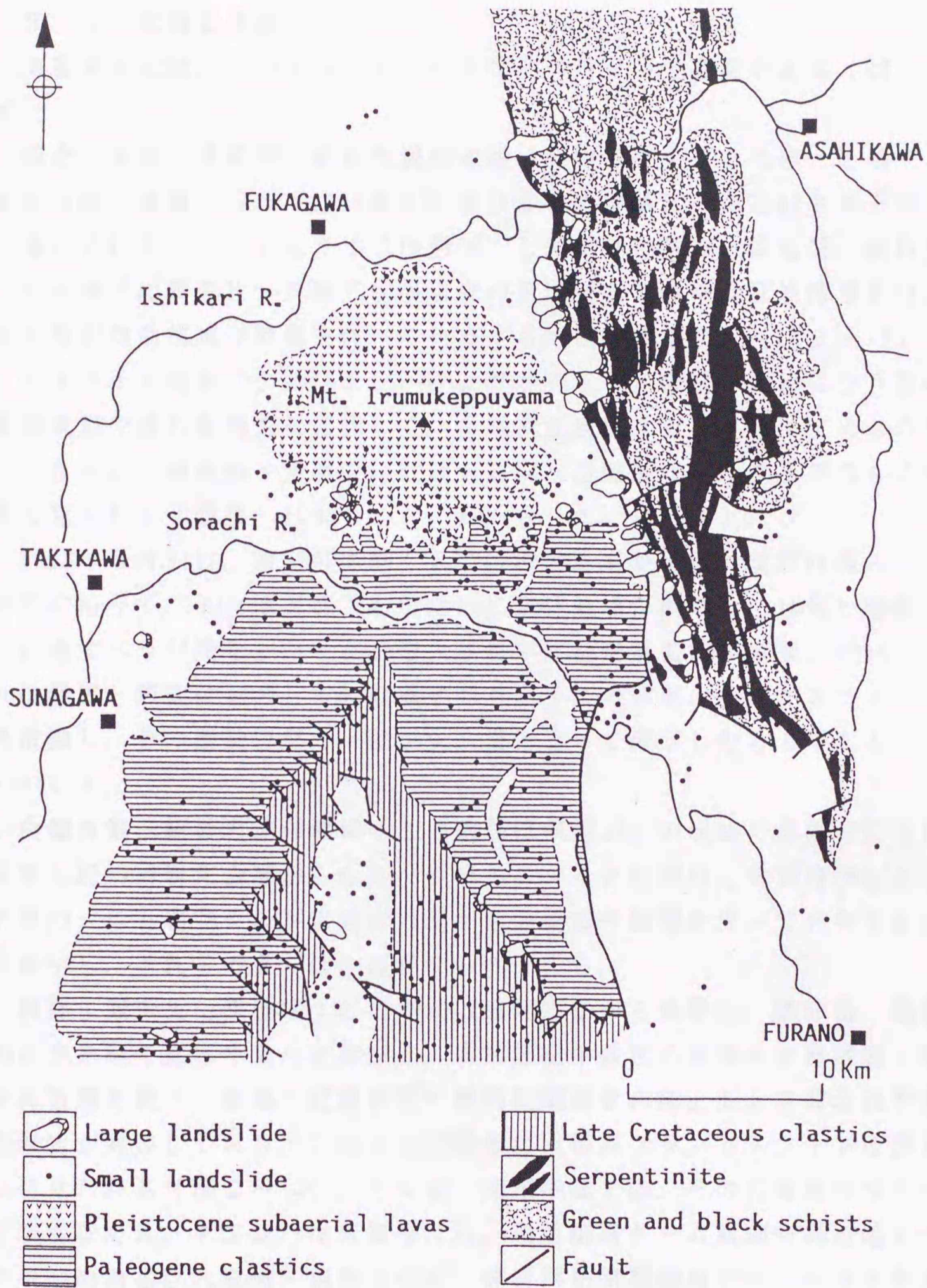


図2-12 夕張山地北部地域におけるランドスライド地形の分布と地質。  
 地質は、佐藤・猪木編(1977)20万分の1地質図「旭川」を簡略化した。

## 2. 3. 3 北海道東部

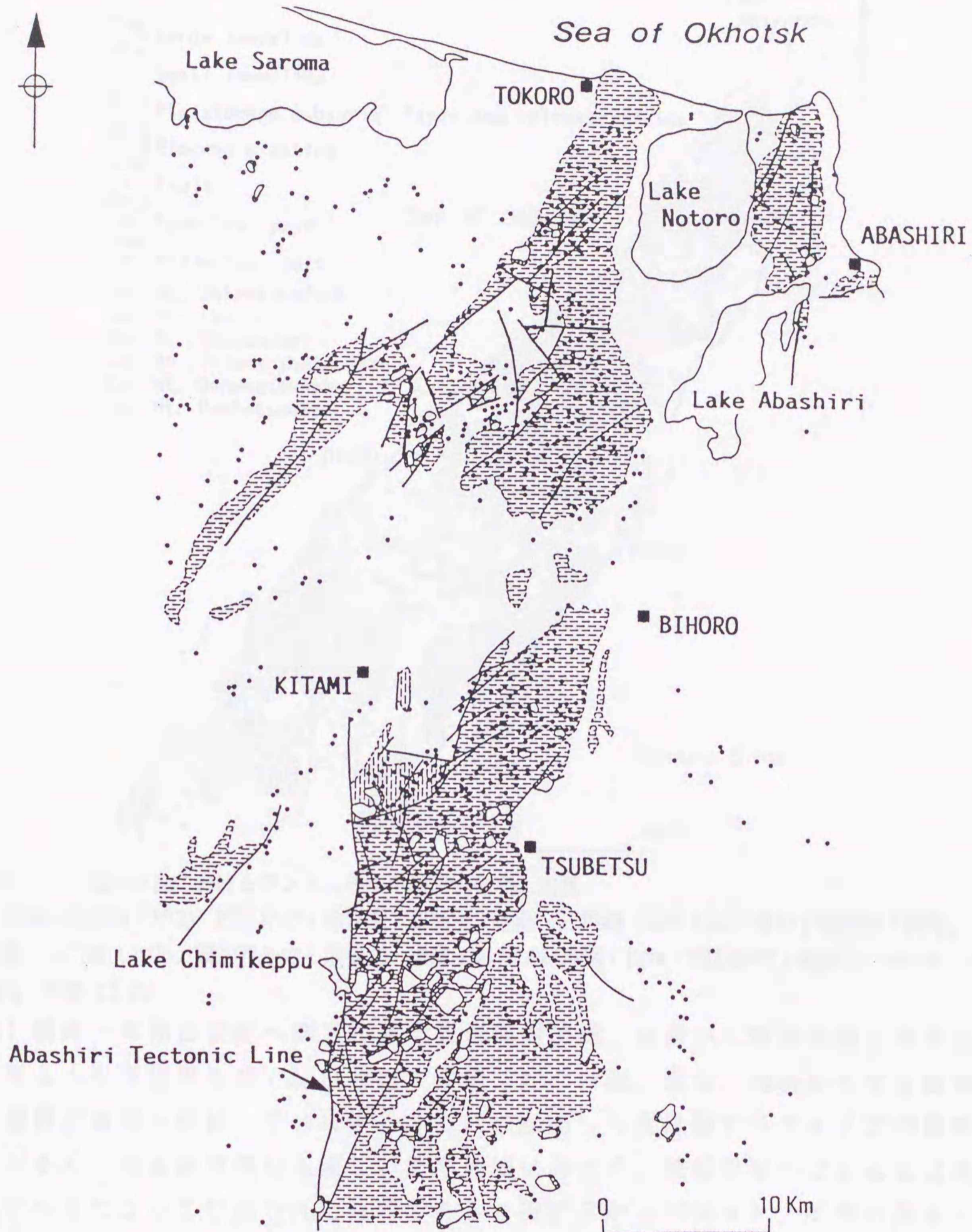
北海道東部には、次のような4つのランドスライド地質区がある（図2-8，地域16～19）。

16) 網走・津別・足寄第三紀砂岩泥岩地域：北海道中央部と東部とを境する網走構造線の東側に沿ってほぼ南北に伸びるこの地域は、第三紀の泥岩砂岩層で構成される。ランドスライド地形は、とくに津別層群，常呂層，能取層などの古第三紀漸新世～新第三紀中新世の頁岩泥岩互層や凝灰岩薄層をはさむ泥岩層が褶曲構造や断層を伴って分布する地域に集中する（図2-13）。ランドスライド地形の多くはスレーキングが著しく角礫状～泥状になり易い地質構成岩や流れ盤構造に起因して、小規模な岩屑スランプタイプのものであり、さらに、褶曲軸や断層沿いには大規模な岩盤層すべりタイプのもものが数多く見られる（伊藤，1993a～c，1994a～c，1995a）。

1953年5月31日，津別町本岐二又では滑動岩屑が小沢になだれ込み，それが沢に沿って300mほど流下したために造林飯場が倒壊し，16名が犠牲となった地すべりが発生した（北海道大学理学部地質学鉱物学教室，1954）。これは融雪と降雨に起因して岩盤層すべりタイプの斜面の一部がスランプ状に再滑動し，その滑動岩屑の一部が土石流となって流下したものである（伊藤，1994b）。

17) 白糠古第三紀砂岩泥岩地域：この地域は前記16)の地域の南東側に位置し，古第三紀の砂岩泥岩層からなる。ランドスライド地形は，音別層群などの漸新世のシルト岩やシルト岩砂岩互層が褶曲構造や断層を伴って分布する地域に集中し，それらの多くは小規模なものである。

18) 阿寒・知床火山岩地域：この地域は雌阿寒岳から藻琴山，標津岳，俣落岳，武佐岳を経て知床半島へと伸びる。新第三紀中新世の変質火山碎屑岩・溶岩や泥岩層を覆って新第三紀鮮新世～第四紀更新世の陸上安山岩質溶岩や火山角礫岩が発達しており，これらの周縁部に大規模なランドスライド地形が数多く見られる（図2-14）。とくに，知床半島では，その先端域のウナキベツ岩屑なだれ，クズレハマ岩屑なだれ，相泊溶岩ドーム崩壊や瀬石地すべり，中央域の南岳巨大崩壊・岩屑なだれ，遠音別岳南東側地すべりや遠音別岳北西側巨大崩壊など，第四紀火山体の山容を大きく変えるような規模のものが存在する（勝井ほか，1982，山岸，1994，1996；伊藤，1994d，1996c）。これら大規模ランドスライド地形の形成については，活断層や火山活動との関係が指摘されている（Ito, 1997）。1994年北海道東方沖地震によって，ランドスライド地形の斜面でも再滑動が発生し，また，地震の影響が後の融雪や降雨に起因する変動として大きく現れた事例もある（伊藤，1996a）










-  Large landslide
-  Small landslide
-  Oligocene to Miocene submarine clastics
-  Oligocene subaerial clastics
-  Fault
-  Synclinal axis
-  Anticlinal axis

図2-13 網走・北見・津別・陸別地域におけるランドスライド地形の分布と地質。

地質は佐藤編(1970)20万分の1地質図「斜里」、佐藤・三梨編(1970)20万分の1地質図「網走」、佐藤・山口編(1984)20万分の1地質図「紋別」および山口編(1970)20万分の1地質図「北見」を編集・簡略化した。

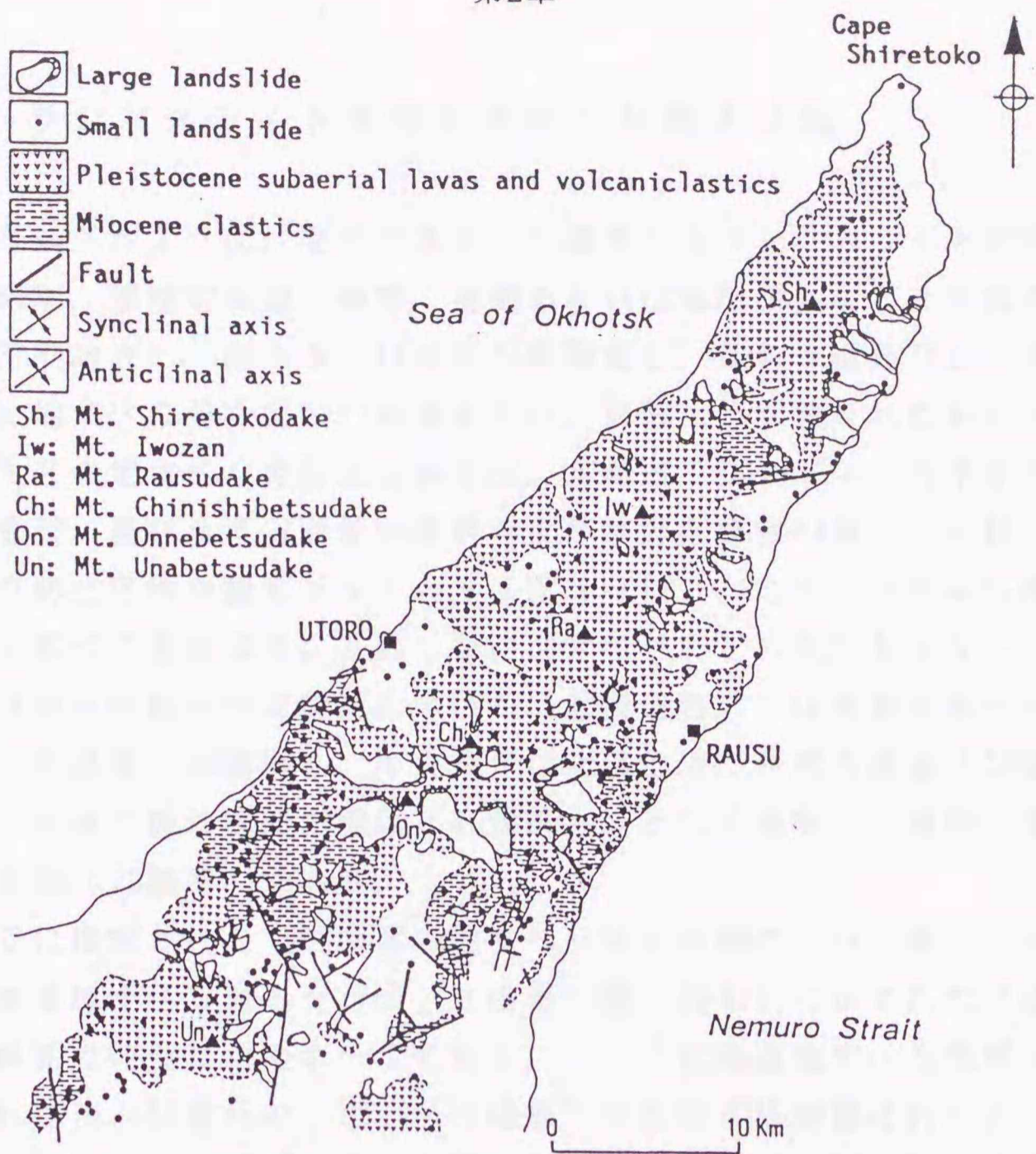


図2-14 知床半島におけるランドスライド地形の分布と地質。

地質は佐藤編(1970)20万分の1地質図「斜里」, 佐藤・三梨編(1970)20万分の1地質図「網走」, 佐藤・山口編(1971)編20万分の1地質図「標津」および対馬編(1974)20万分の1地質図「知床岬」を編集・簡略化した。

19) 釧路・厚岸白亜紀～第三紀砂岩泥岩礫岩地域：釧路から厚岸を経て浜中に至る太平洋沿岸地域では白亜紀～古第三紀の砂岩, 泥岩, 礫岩からなる根室層群が海側へ傾斜して分布する。これに起因して岩盤層すべりタイプの地形が多く, 海食崖が連なる険しい海岸地域にあって, 緩傾斜地のほとんどは地すべりによって形成された斜面である(田近ほか, 1994a)。厚岸の苫多一沖万別海岸やピリカウタ海岸などでは近年繰り返し地すべりが発生し, 北海道における有数の活動的な地すべり地帯となっている。最近発生した地すべりの多くは流れ盤型の岩盤層すべりタイプの斜面の末端部あるいは全体が再滑動したものであり, その誘因の一つとして古い滑動地塊脚部の海岸侵食が上げられる。また, 1993年釧路沖地震や1994年北海道東方沖地震によっても岩盤の露出する滑落崖が新たに崩壊したり, 滑動地塊の一部あるいは全体が再滑動した(田近ほか, 1994b, 1996; 田近・石丸, 1995a; 伊藤, 1995b, 1996b, 1997; 田近・岡崎, 1997)。

## 2. 4 ランドスライド地形と地すべり防止区域

前節でも述べたように、空中写真から判読されるランドスライド地形の斜面には集中豪雨、連続的降雨、融雪、地震あるいは海岸侵食などを直接の誘因として古い滑動地塊の一部あるいは全体が再滑動し、住宅や道路などに被害を与えたために地すべり防止区域の指定を受け、対策工が実施されたものがある。

1958年3月の地すべり等防止法制定後、北海道では1996年3月末までに建設省所管44箇所、農林水産省所管54箇所および林野庁所管84箇所の合計182箇所の地すべり防止区域が指定されている(図2-15)。これら以外にも地すべり等防止法に基づく指定基準に合致しない地すべりなどの発生も少なくない。

地すべり防止区域の指定箇所の多いのは北海道西部では渡島半島や松前半島の日本海沿岸地域(29箇所)、中央部では天塩山地の西側の地域(39箇所)や夕張山地～日高山脈の西側の地域(45箇所)、そして東部では釧路～厚岸の太平洋沿岸地域(19箇所)である。

これまでに指定された182箇所の地すべり防止区域のうち77箇所(42.3%)は、「北海道地すべり地形分布図」(山岸 編, 1993)に示された“地すべり地形”の斜面で発生した地すべりである。この「北海道地すべり地形分布図」に図示された12,856箇所の“地すべり地形”の占める総面積は約2,920km<sup>2</sup>であり(Kawamura et al., 1991)、これは北海道の面積(83,516km<sup>2</sup>)の約3.5%にあたる。このことは、今後も地すべり防止区域に指定され、対策が行われる可能性のある斜面災害の約40%は、面積割合で約3.5%まで絞り込まれたランドスライド地形の斜面での発生であることを示唆する。この40%から外れた60%という割合は大きな値であり、実際に発生する斜面災害とランドスライド地形との関わりは小さいと思われがちである。しかし、地すべり防止区域の指定は現在変動中あるいはそのおそれが大きく、社会的および行政的に緊急度の高いものについて行われること、指定のための規模や被害などにも一定の基準があること、また、「北海道地すべり地形分布図」作成の基本である標準縮尺4万分の1の空中写真の判読では捉えることが困難な小規模なものが多く含まれていることなどを考慮すると、この「北海道地すべり地形分布図」は相当高い確度で地すべりや崩壊の発生危険箇所を捉えているものと評価できる。

空中写真判読された12,800箇所以上の“地すべり地形”のうち、約4,150箇所が住宅地や道路・鉄道に直接し、加えて、沢口に住宅地が広がる溪流の上流の谷壁に存在するなど土石流災害の発生源となりそうな位置にあるものを含めると、現状では約4,700箇所が防災対象の斜面と言える。

今後、この「北海道地すべり地形分布図」を基本とし、さらに、地域によっては縮尺のより大きい空中写真の判読によってランドスライド地形の詳細な分布を把握し、その情報を地域開発の計画・設計に反映させることが防災上重要である。

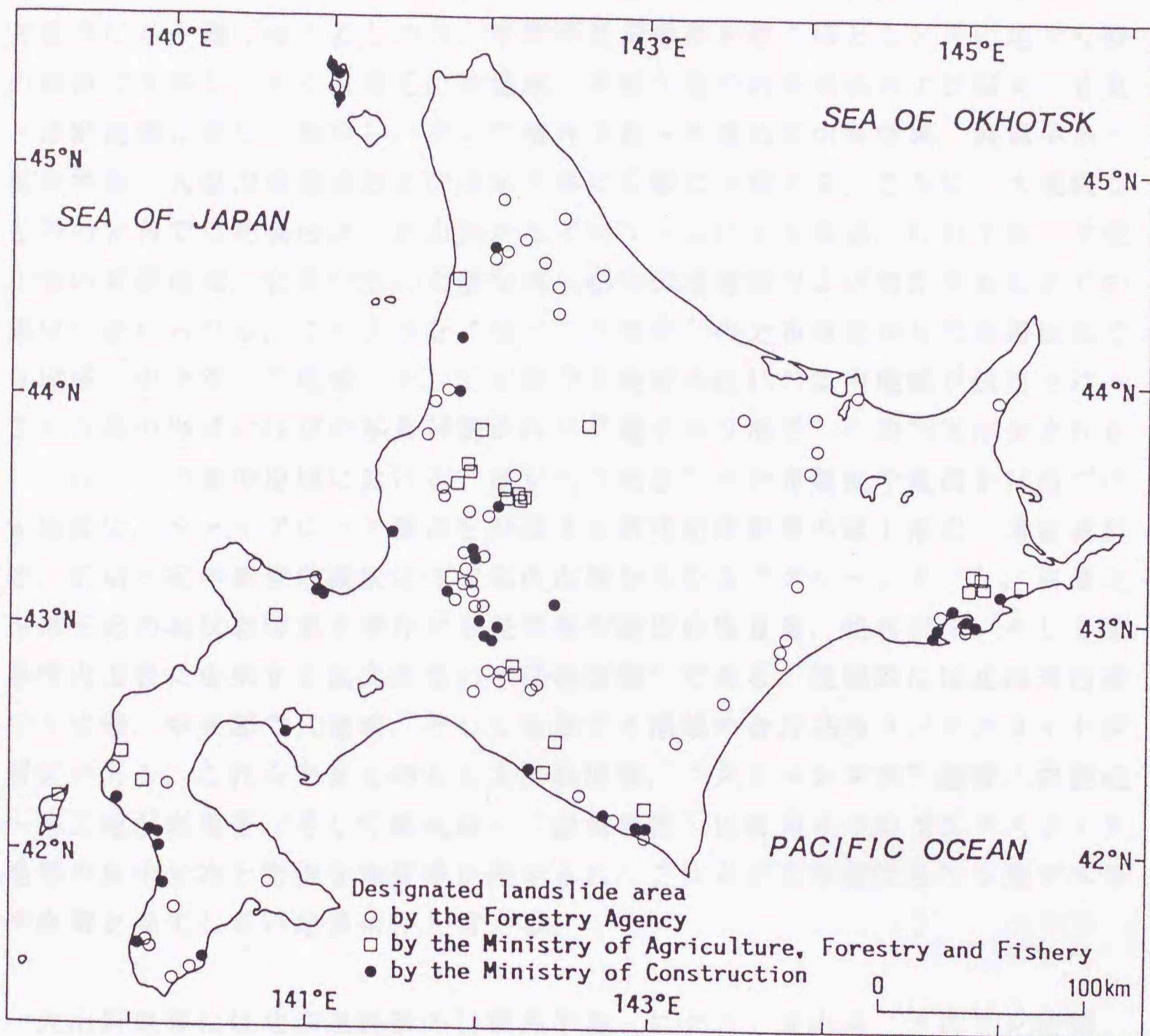


図2-15 北海道の地すべり防止区域。

1996年3月末までに建設省所管44箇所、農林水産省所管54箇所および林野庁所管84箇所の合計182箇所の地すべり防止区域が指定されている。

## 2. 5 本章のまとめ

北海道の山地・丘陵地域には巨大な崩壊地形を含む総計12,856箇所の“地すべり地形”が存在する（山岸 編, 1993; 山岸ほか, 1997）。これらはその分布頻度に多少偏りはあるものの、平野や低湿地帯を除くほとんどの山地や丘陵の斜面に存在し、とくに増毛山地地域、夕張山地の西部地域および網走・北見・津別地域に著しく集中し、次いで積丹半島－札幌西部山地地域、渡島半島－松前半島、天塩山地地域および知床半島にも密に分布する。さらに、大規模なものの分布では札幌西部の定山溪からオロフレ山に至る地域、松前半島、夕張山地の東部地域、北見山地の北部地域、石狩山地地域および知床半島などでの集中が認められる。このような“地すべり地形”の分布頻度から北海道西部で3地域、中央部で7地域、そして東部で3地域の計13の集中地域が設定され、これら集中地域には空中写真判読された“地すべり地形”の約75%が含まれる。

これら13の集中地域における“地すべり地形”の分布頻度や規模を特徴づける地質は、キャップロック構造を形成する第四紀更新世の陸上溶岩・溶結凝灰岩、新第三紀中新世の凝灰岩や変質火山岩からなる“グリーントフ”，白亜紀～第三紀の凝灰岩薄層を挟在する泥岩層や泥岩砂岩互層、蛇紋岩体、そして塩基性火山岩に由来する低変成度の“緑色岩類”である。地域的には北海道西部で5地域、中央部で10地域、そして東部で4地域の合計19のランドスライド地質区がある。これらをまとめると火山岩地帯，“グリーントフ”地帯，白亜紀～第三紀泥岩地帯，そして蛇紋岩－“緑色岩類”地帯の4つのランドスライド地形の集中分布と密接な地質帯が設定され、これらが北海道における地すべりや崩壊を発生し易い地質条件と言える。

火山岩地帯には北海道西部の1)積丹半島・ニセコ・定山溪・オロフレ地域，2)狩場山・奥尻島地域および5)亀田半島地域，北海道中央部の 10)暑寒別岳地域，11)イルムケップ山地地域および14)枝幸・名寄・大雪山地域，そして北海道東部の18)阿寒・知床半島地域が相当する。

火山岩地帯は，新第三紀中新世の火山碎屑岩・碎屑岩層や鮮新世の固結度の低い碎屑岩層などを不整合に覆う新第三紀鮮新世後期～第四紀更新世の陸上安山岩質～玄武岩質溶岩や溶結凝灰岩の周縁部に分布するキャップロック型の大規模ランドスライド地形で特徴づけられる。とくに，定山溪－オロフレ地域、亀田半島や知床半島などで見られるようにキャップロックである陸上火山岩類の下位層が熱水変質や温泉変質による粘土化岩やすべり面になり易い粘土化凝

灰岩の薄層をはさむ泥岩から構成される場合にはその規模も大きく、また箇所数も多い。さらに、第四紀火山体の山頂部が大規模に崩壊し、岩屑なだれ堆積物が火山体の山麓に広がったり、谷沿いに流下して埋積谷を形成している場合もある。第四紀火山体での巨大崩壊や岩屑なだれには、成層火山体のように厚い溶岩と固結度の低い火山砕屑物が互層して急傾斜の山体斜面を構成している、火山体の基盤岩層が温泉変質や噴気変質によって粘土化している、山頂部に急成長した溶岩ドームが形成されている、といった火山体の不安定要素に加えて、火山活動や火山体を切るように存在する活断層の活動が大きく関わっていると推定されるものもある。

大規模なランドスライド地形では、滑落崖直下から滑動地塊末端にかけてスランプ、フローないし土石流堆へ移行する傾向が見られたり（山岸，1989）、スランプやスライドの滑動地塊が後に複数の移動ブロックに分かれて滑動や流動を繰り返し、次第に岩屑の移動域や堆積域を拡大していったことがうかがえる（伊藤，1994d）。

“グリーンタフ”地帯には北海道西部の1)積丹・ニセコ・定山溪・オロフレ地域の一部および3)渡島半島西部地域、北海道中央部の15)紋別・留辺蘂・糠平地域、そして北海道東部の18)阿寒・知床半島地域の一部が含まれる。

ランドスライド地形は小規模なものから大規模なものまであり、変化に富む。小規模なものはスランプ～フロータイプの地すべりであり、泥岩・砂岩を挟在する細粒凝灰岩層や熱水変質によって粘土化した火山岩からなる地域に集中する傾向がある。一方、大規模なものは火山砕屑岩層中にはさまれる溶岩が地形的に上位を占め、キャップロック構造を形成する場合に、その溶岩の周縁部に数多く存在する。

白亜紀～第三紀泥岩地帯には北海道西部の4)渡島半島東部地域、北海道中央部の6)宗谷地域、8)中川・留萌・月形地域および12)芦別・三笠・夕張地域、そして北海道東部の16)網走・津別・足寄地域、17)白糠地域および19)釧路・厚岸地域が相当する。

ランドスライド地形は硬質および軟質泥岩の互層、スレーキングの著しい膨潤性泥岩、粘土化した凝灰岩薄層を挟在する泥岩からなる地域に集中する傾向がある。スランプ～フロータイプの小規模な地すべりが卓越するが、泥岩砂岩層中に挟在する粘土化の著しい凝灰岩やシルト岩などの薄層をすべり面とする層すべりタイプのものや断層・褶曲軸に近接するものには規模の大きなものがある。断層や褶曲軸に沿うものは破碎帯地すべりと見てよいかもしれない。

蛇紋岩－“緑色岩類”地帯には北海道中央部の北から南に連なる7)ポロヌプリ・音威子府地域，9)幌加内・神居古潭地域および13)富良野・日高・様似地域が相当する。

ランドスライド地形は大規模なものと同規模なものが混在する。スランプタイプとフロータイプのものであり，これらは蛇紋岩体中のみならず“緑色岩類”中にも点在する。これは“緑色岩類”が小規模な蛇紋岩体を伴っていたり，断層の発達によって複雑に破碎されていることに起因していると思われる。

以上のように，北海道におけるランドスライド地形の分布およびそれらの規模や形態などの特徴は，地質条件に大きく影響されている。しかし，それは単に基盤岩層の地質時代の新旧ではなく，硬質岩と軟質岩とが互層する，凝灰岩層を挟在する，泥質岩と火砕岩とが互層する，スレーキングの著しい泥質岩が卓越する，蛇紋岩体を伴うといった基盤岩層の岩質・岩相，そして斜面が流れ盤構造をなす，キャップロック構造を形成する，断層が発達するといった地質構造が深く関わっている。

ランドスライド地形の多くは，滑落崖や滑動地塊内での植生の回復状況や地塊の変動に起因する微地形の開析程度などから古い時代に形成されたものであり，斜面は現在では安定を保っている状態にあるものと判断される。しかし，これまでに地すべり防止区域の指定を受け，対策工が実施された182箇所での地すべりのうち77箇所がそのような斜面での再滑動であることから明らかなように，最近の地すべりや崩壊の発生事例として，古い滑動地塊の表層部や末端部が自然のおよび人為的誘因によって再滑動したり，その後背・側方斜面が新たに変動したものが少なくない。

したがって，今後の道路・ダム・橋梁などの建設，宅地・農地・リゾート地の開発および森林資源の開発と保全になどに際して，斜面災害を未然に防止する上で，対象となるルートや範囲を含むより広い地域における地質条件はもちろん，ランドスライド地形の存在とそれらの形態・規模，地塊の滑動方向や地質との関係などの地域特性を把握し，社会基盤整備事業の計画・設計段階でそれらの特性を考慮することが必要であると強調できる。

## 第3章 ランドスライド地形の形態と変遷

### 3. 1 空中写真判読

広域性、同時性、安全性や記録性といった空中写真そのものの長所に加え、対写真の立体視に伴う高低差の誇張（過高感、超高感）によって微細な地形変化を解析することができるということから、空中写真判読は広い地域を対象とした地形調査には有益な調査法である。とくに、調査対象地域が道路網の乏しい地域、深い原生林で覆われている地域、険しい山岳地域や海食崖が連なる海岸地域など地表踏査が非常に困難な地域である場合には、空中写真判読や航空機からの目視調査が主要な調査手段となる。

地すべりや崩壊の調査においても、空中写真判読はそれらの発生直後の状況や当該斜面の背後の状況を確認する上で欠くことのできないものであり、また、奥行き・幅がともに数kmにも達するような大規模ランドスライド地形の全体像や内部に発達する微地形を把握・解析する上でも効果的である。さらに、我が国では1946～1948年に米軍によって全国を網羅した空中写真の撮影が行われて以来、国土地理院および林野庁によって5年間隔を基本として空中写真の撮影が行われており、撮影年度の異なる空中写真の比較判読によって時系列的な地形変遷を追跡することも可能である。

空中写真判読によるランドスライド地形の認定は、地塊の変動域と不動域を境する滑落崖とこれに対応する滑動地塊の存在が基本指標である。したがって、滑落崖様の急斜面は認められるが、滑動地塊の侵食が進み、それが残存していないものは除外されることになる。しかし、現在見られる地形を形成した地塊の変動履歴を復元する上でそのような急斜面も重要な指標となり得るので、その斜面形態や開析状況などを把握することは必要である。また、集中豪雨や急速な融雪などに起因して急峻な谷の源頭部や側壁で地すべりや崩壊が発生すると、溪床に崩れ落ちた滑動地塊は土石流となって溪床堆積物を巻き込み、溪岸を削剥しながら狭い谷を流下し、そして谷口から扇状に広がるように堆積して緩斜面を形成することがある。このような場合、溪床に堆積したあるいは谷口から扇状に拡散・堆積した土石流堆積物は侵食され、残っていないことが多い。その場合もランドスライド地形として認識することが困難となる。しかし、その発生域に形成された崖地形は新たな地すべりや崩壊の発生場になり得るので、斜面防災上、重視しなければならない。

本章で取り扱うランドスライド地形の判読・解析は、北海道東部の地すべり

地帯をほぼ網羅する標準縮尺1万6千分の1，2万分の1および4万分の1の白黒密着空中写真（総計1,785枚）の立体視によった（図3-1）。立体視は倍率3倍の標準的な接眼双眼鏡に加え，細部を詳細に判読するための倍率8倍の接眼双眼鏡を装備した反射型実体鏡下で行った（図3-2）。

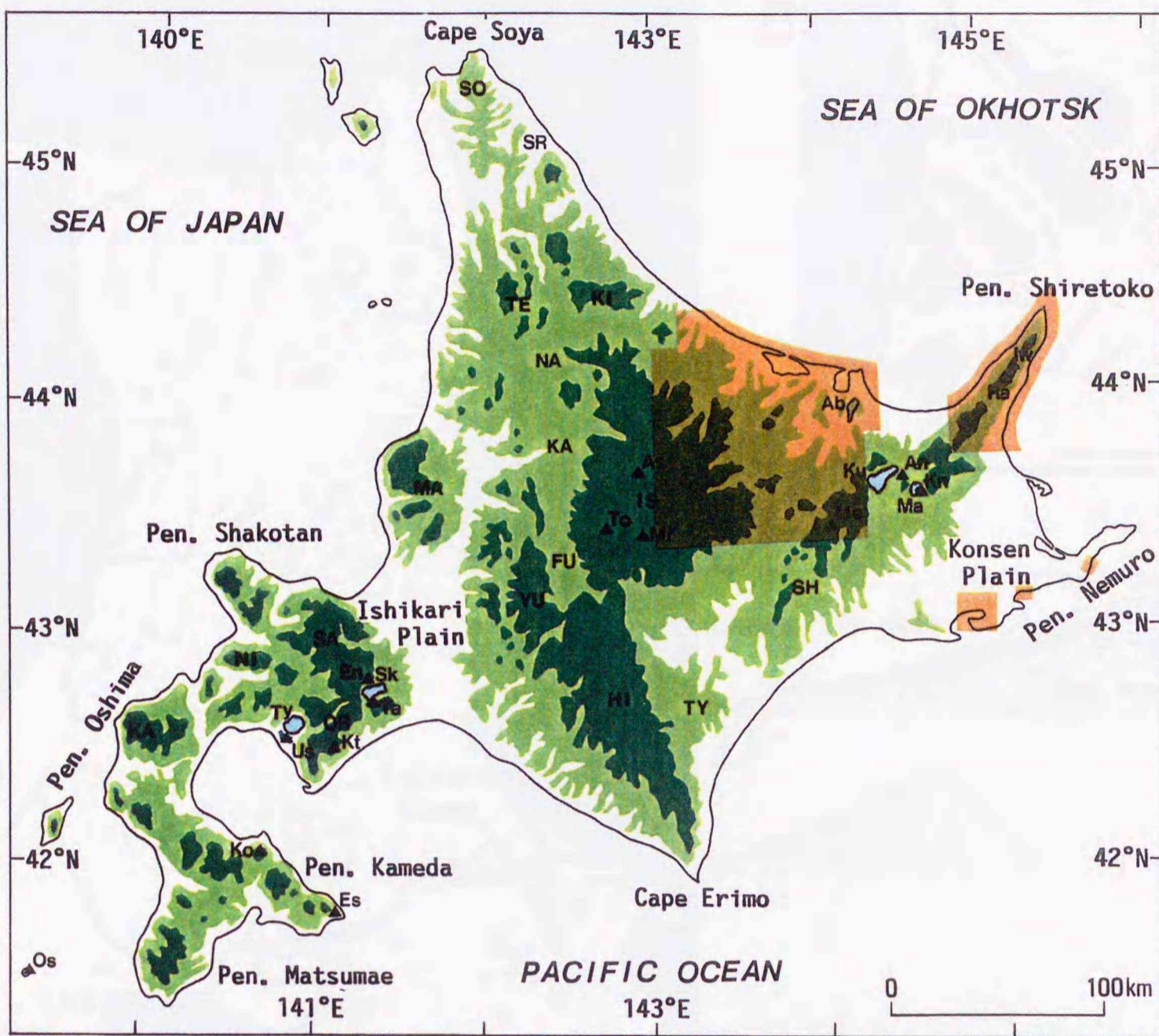
一般に，空中写真判読によって認定されたランドスライド地形は，ある縮尺の地形図に滑落崖の輪郭と滑動地塊の範囲を図示することによってその位置，規模や地塊の滑動方向に関する情報が示される（図3-3A）。

図3-3Aは，ランドスライド地形分布図あるいは“地すべり地形”分布図と呼ばれるものである。これは道路建設を例にすると，その計画段階や設計段階で不安定な地盤が予想される滑動地塊の斜面を回避してルートを設定したり，地表踏査やボーリング調査などによる精査を必要とする箇所を抽出するのに有効性を発揮する。また，地域の地すべり・崩壊特性を明らかにする上での基本的な地形情報となる。

しかし，ランドスライド地形は地塊の運動タイプやその変遷，滑動地塊の性状，滑動地塊の集積する場の地形条件，原斜面の地形・地質条件や直接的な滑動誘因などを反映してさまざまな形態を示す。

その例を図3-3A中の小範囲（図3-3B）でみると，新第三紀中新世のシルト岩頁岩互層からなる流れ盤斜面において，ランドスライド地形a，bおよびcでは，緩傾斜で斜面長の長い斜面の表層部がスランプ状に滑動し，後にその滑動地塊がスランプ～フローを繰り返す。現状では滑動地塊が谷を埋めるように伸びているのに対して（図3-3C），ランドスライド地形d，eおよびfでは，急傾斜で斜面長の短い斜面の表層部が大きく変動して，滑動地塊のほとんどが斜面脚部～湖岸沿いの平坦面に集積している（図3-3D）。このような地塊の運動タイプの違い，滑動の繰り返し，そして滑動地塊の集積状態の違いなどは現状での斜面の安定性に大きく影響し，また，後の再滑動に影響を与える要因になると考えられる。

したがって，ランドスライド地形の空中写真判読では単に滑落崖と滑動地塊の広がり把握するのではなく，ランドスライド地形の特性，すなわち地塊の運動タイプやその変遷，滑動地塊の性状，変動の発生域および地塊の移動域や堆積域などの特徴を読み取り，これらの情報を提供することが重要である。




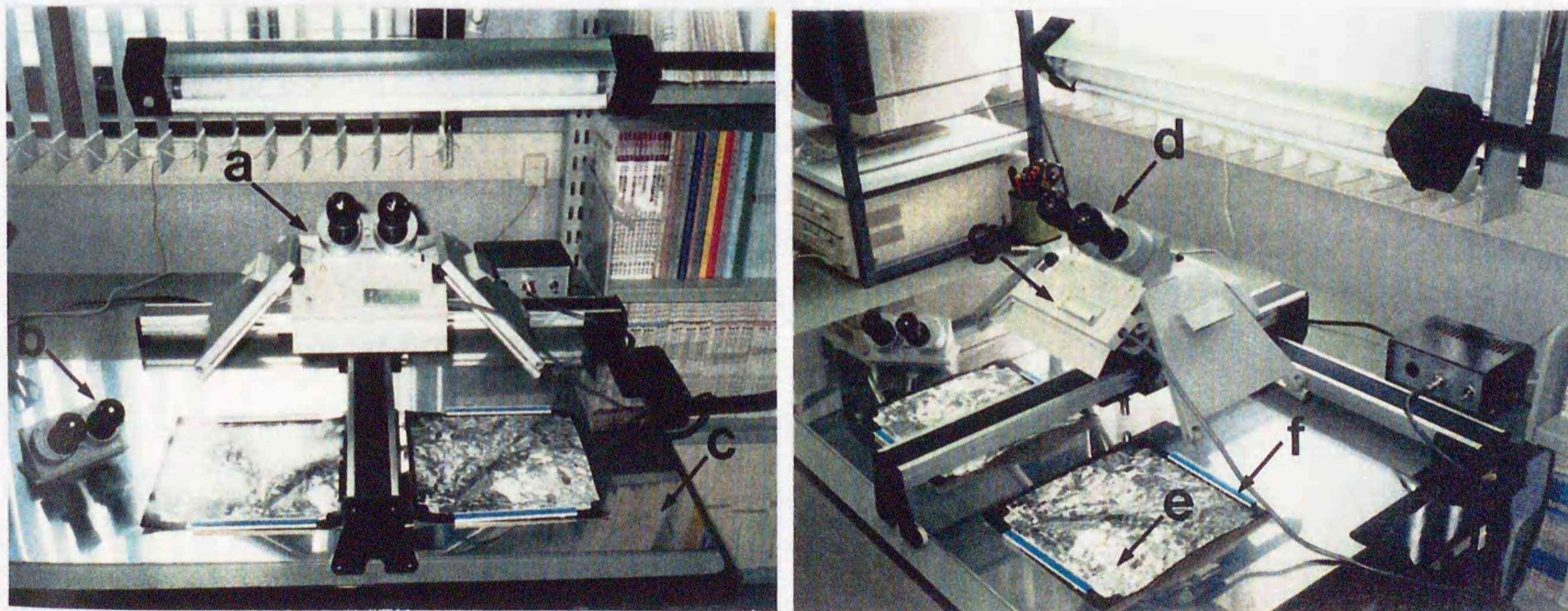
 Aerial photograph interpreted area

図3-1 ランドスライド地形の空中写真判読地域。



a: Mirror stereoscope, b: Viewing lenses with magnification of 8X  
 c: Stainless steel plate, d: Viewing lenses with magnification of 3X  
 e: Aerial photograph, f: Magnetic bar, g: Light

図3-2 空中写真判読用反射型実体鏡SM-7。

細部を詳細に判読するため、倍率8倍の接眼双眼鏡と落射型照明装置を装備している。

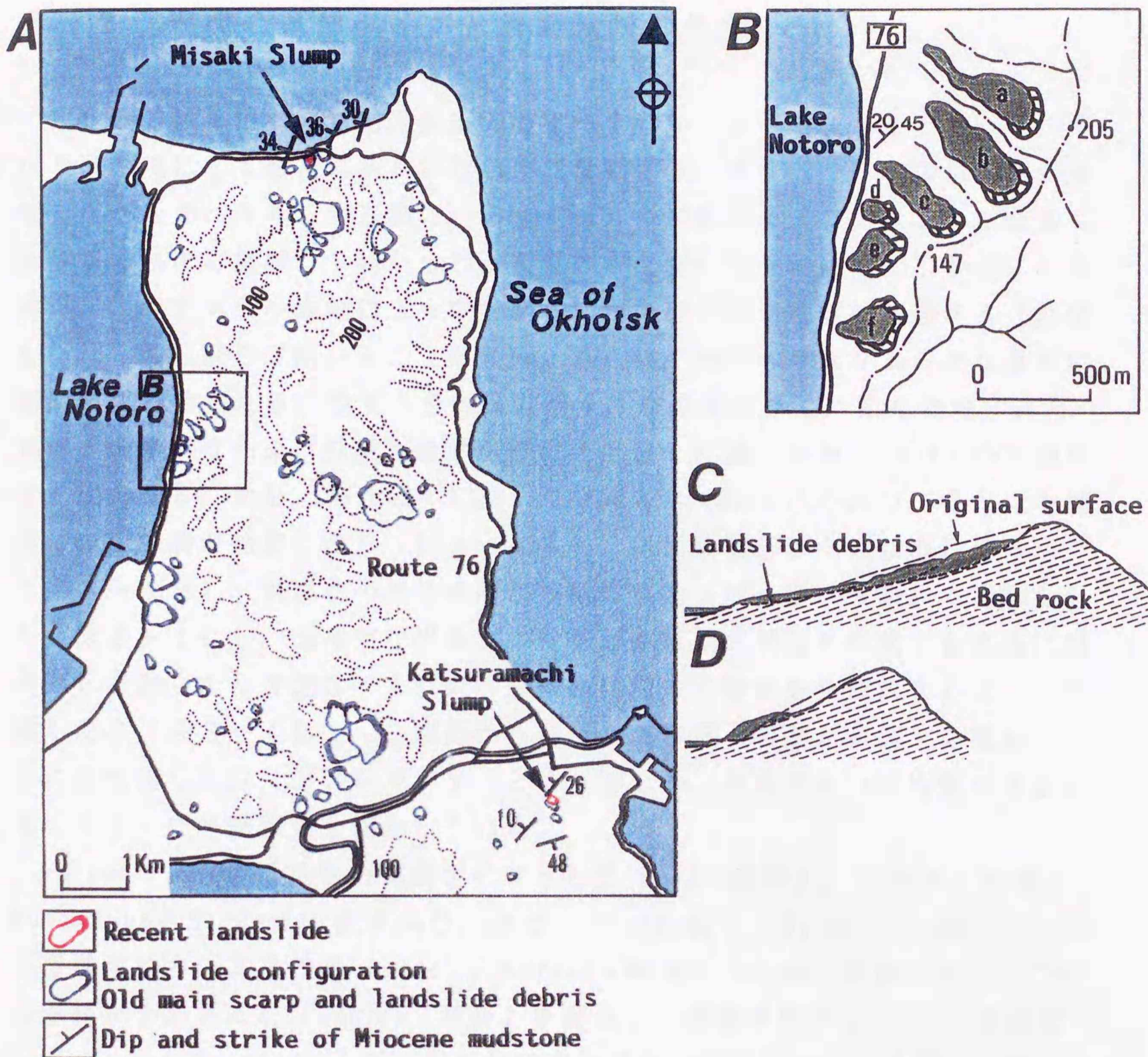


図3-3 ランドスライド地形の分布と形態。

A: 空中写真判読によるランドスライド地形分布図の例(網走市能取地域)。最近発生した美岬地すべりおよび桂町地すべりは、ランドスライド地形の斜面が融雪期に再滑動したものである。B: 能取湖東岸地域(図3-3 A中のB)におけるランドスライド地形の分布。C: ランドスライド地形の模式断面図, 図3-3 B中のa, bおよびcがこの形態を示す。D: ランドスライド地形の模式断面図, 図3-3 B中のd, eおよびfがこの形態を示す。

## 3. 2 地塊の運動タイプと滑動地塊の性状

我が国では、地塊の移動現象を①岩盤や土砂からなる地塊がまとまって、すべり面を境にして緩慢にあるいは急速に滑動する“地すべり”，②急斜面が破壊しながら崩れ落ちる“崩壊”，③地すべりや崩壊によって生産された土砂や急傾斜の溪床に集積していた土砂が多量の水を含んで谷沿いに流下する“土石流”，④地すべりや崩壊によって生産された土砂が乾燥状態で流動する“岩屑なだれ”に区別して用いることが多い。さらに、地すべりはさまざまな基準に基づいて細分される。地すべり対策技術上、岩盤地すべり、風化岩地すべり、崩積土地すべりおよび粘質土地すべりに4区分した渡・酒井（1975）の分類がよく使われる。また、Varnes（1978）の分類もよく知られており、それは小規模に斜面表層が徐動したり（図3-4A）、斜面表層部が一気に崩れ落ちたり（図3-4B）、岩屑状の風化岩層が複数の移動ブロックに分かれて滑動したり（図3-4C）、大規模な岩盤ブロックが多段状の斜面を形成するように繰り返し滑動したり（図3-4D）、分離崖に沿って陥没帯を形成するように滑動したり（図3-4E）、急斜面から剥離した岩屑・岩塊が斜面上を雪崩のように崩れ落ちたり（図3-4F）、といった土砂、岩塊あるいは岩盤のさまざまなタイプの移動現象を網羅している。

Varnes（1978）は地塊の運動タイプとして Fall（崩落）、Topple（前倒）、Rotational Slide（円弧すべり、スランプ Slump）、Translational Slide（直線すべり、スライド Slide）、Spread（伸展）、Flow（流動）およびこれらが組み合わさった Complex（複合）を区分し、滑動地塊を Bedrock（基岩層）と Engineering soil（土層、粗粒分に富む岩屑と細粒分に富む土砂とに細分）に二分し、これら運動タイプと滑動地塊の性状との組み合わせによって地塊の変動現象を取り扱っている。ランドスライド地形を空中写真から判読し、どのような物質が、どのように運動し、それがどのように集積しているかを解析する上では広範な斜面の変動現象を網羅した Varnes（1978）の分類が参考となる。しかし、当然のことながら空中写真判読のみではそれら全ての運動タイプや滑動地塊の性状を識別することは困難である。

本研究では滑落崖の形状、滑動地塊の形状や斜面内での集積状態、滑動地塊内に発達する微地形に注目した詳細な空中写真判読と典型的な例についての地質および滑動地塊の性状に関する現地調査を行い、地塊の運動タイプや滑動地塊の性状を区分し、そして次節で詳述するようにこれらの組み合わせによってランドスライド地形の基本形態を区分した。

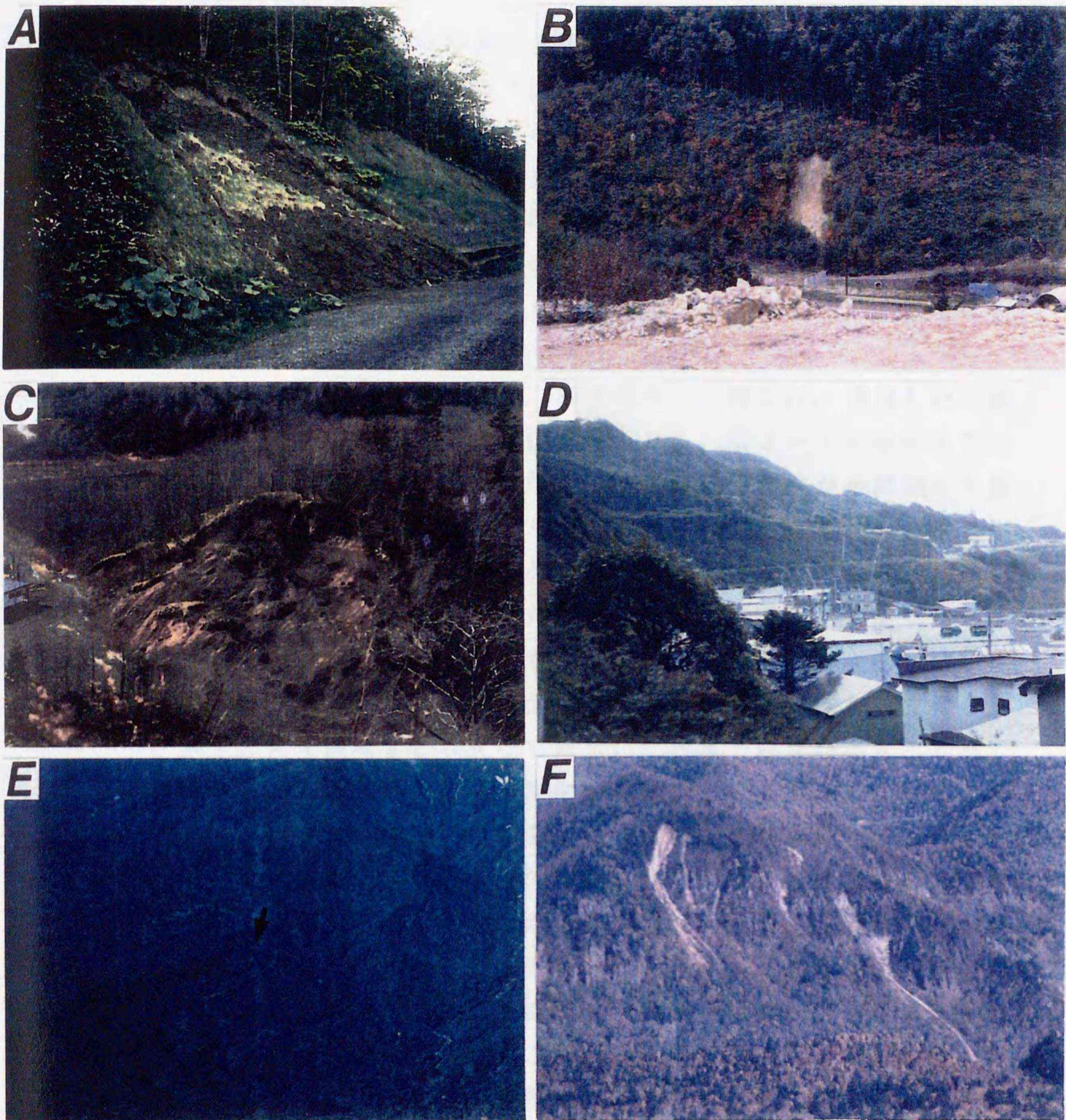


図3-4 地塊変動の例。

A：斜面表層の層状すべり（滝上町濁川）。 B：斜面表層の崩落（上川町層雲峡）。 C：岩屑状風化岩の多重円弧状すべり（厚岸町太田東）。 D：岩盤の多重円弧状すべり，階段状の斜面となっている（厚岸町床潭）。 E：岩盤の層状すべり，溝状の陥没帯（矢印）が特徴的である（羅臼町知西別川右岸）。 F：急斜面・崖面の崩壊，岩屑・岩塊が斜面上を雪崩状に崩れ落ちている（上川町層雲峡）。

## 3. 2. 1 地塊の運動タイプ

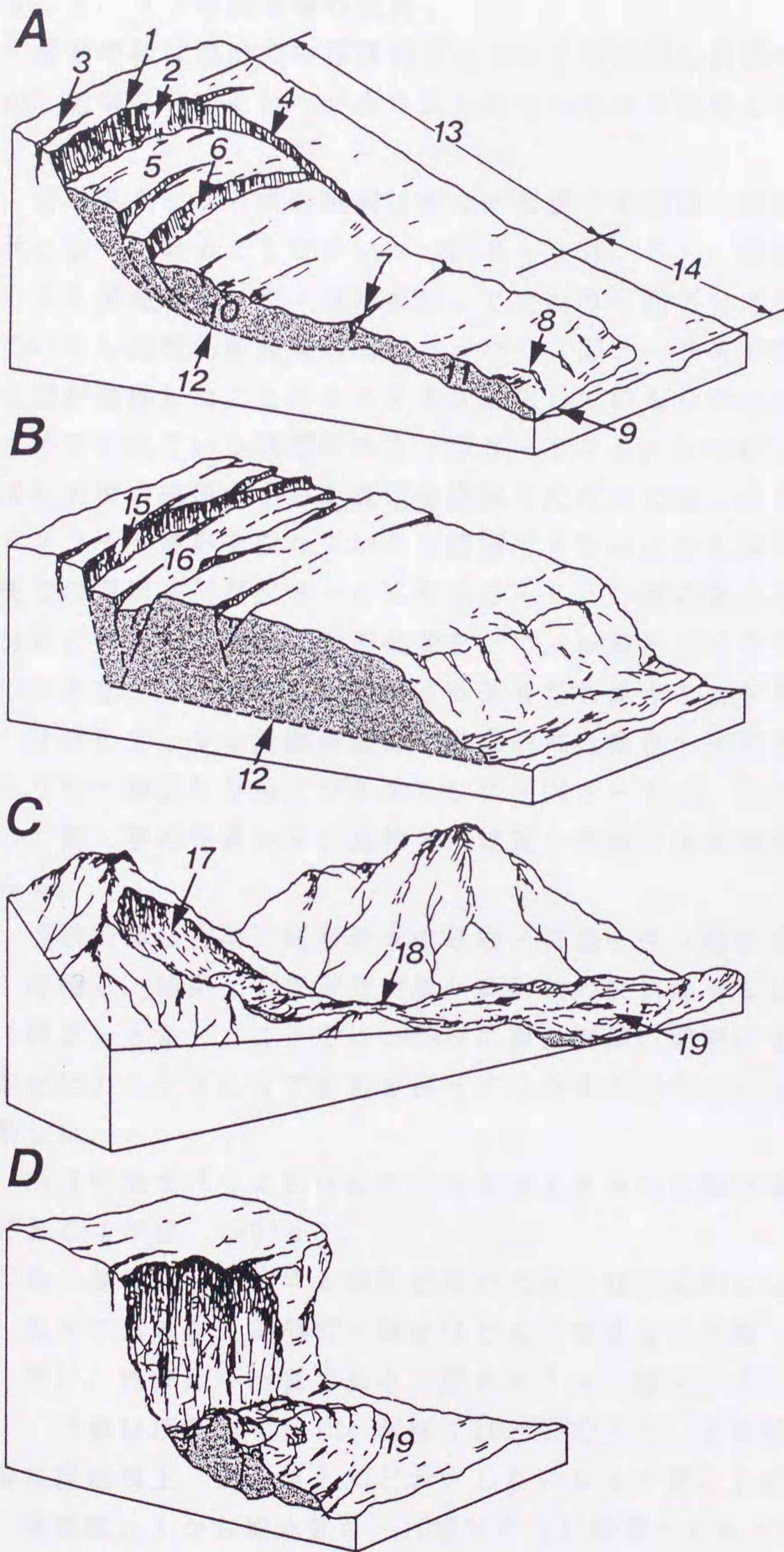
地塊の運動タイプは、地形的な特徴から識別できるものとしてスランプ、スライド、フローおよび崩落を区分した（図3-5）。

スランプは円弧状すべり、回転すべりとも呼ばれ、凹型弧面状、すなわちスプーン状のすべり面に沿う地塊の滑動である（図3-5A）。平面形が馬蹄形状の滑落崖が形成され、その直下には地塊の転移を示す原地表面を保持した緩斜面～逆傾斜面が形成される。滑動地塊の斜面は、しばしば多段状の斜面となる。滑動地塊の大部分はすべり面上に残り、一部は下方の不動域の斜面上に舌状に押し出して集積域を形成する。

スライドは直線状すべり、平面すべり、層すべりとも呼ばれ、傾斜した平面状のすべり面に沿う地塊の滑動である（図3-5B）。図3-5B中の滑落崖はスランプと異なり、すべり面の一部ではない。これは変動域が不動域から離れることによって形成された崖である。木全・宮城（1985）はこれを“滑落崖”と区別して、“分離崖”とした。この分離崖に沿って溝状の陥没帯が形成される。すべり面は岩盤層内の層理面、低角度の断層面や節理面、基盤岩層とその上を覆う岩屑層との境界面などに規制されている。滑動地塊の大部分はすべり面上に残り、一部は下方の不動域の斜面上に押し出して集積域を形成する。

フローは、スランプや崩壊などによって発生した岩屑・岩塊が高含水状態で流動したものあるいは乾燥状態の岩屑・岩塊が粉体流として流走したものである（図3-5C）。岩屑・岩塊は発生域を離れ、長い距離を移動して堆積域となる緩斜面や平坦面上に集積する。多量の水分と泥、岩屑や岩塊が混合して流動するものは泥石流や土石流、そして乾いた状態の岩屑・岩塊が破壊されながら雪崩のように斜面上を崩れ落ちるものは岩屑なだれと呼ばれる。また、緩傾斜の地すべり斜面末端域では、しばしば緩斜面～平坦面上に押し出した粘土質の土砂が豪雨時や融雪期に急速に滑動することがある。そのような現象もすべりというよりも、むしろフローとしての運動に近いと思われる。

崩落は直立した崖面、オーバーハング部あるいは急斜面を発生域としてすべり、剥離やトップル（転倒）が起こり、生産された岩屑や岩塊が空中を自由落下あるいは斜面上をバウンドや回転をしながら、破壊しつつ落下し、発生域直下の緩斜面～平坦面に集積したものである（図3-5D）。岩塊や岩盤が崩落した場合、発生域直下に集積する地塊は塊状を保っている場合もあるし、また、著しく破碎された状態の場合もある。



- 1: Crown
- 2: Main scarp
- 3: Crown cracks
- 4: Flank
- 5: Slumping platform
- 6: Minor scarp
- 7: Transverse cracks
- 8: Radial cracks
- 9: Toe
- 10: Main body
- 11: Foot
- 12: Surface of rupture
- 13: Zone of depletion
- 14: Zone of accumulation
- 15: Main scarp  
(Separated scarp)
- 16: Graben
- 17: Source area
- 18: Moving area
- 19: Depositional area

図3-5 地塊運動の形態模式図

A: スランプ (弧面状すべり, 回転すべり). B: スライド (平面すべり, 直線すべり). C: フロー, 発生域での変動は崩壊や地すべり. D: 崩落.

## 3. 2. 2 滑動地塊の性状

滑動地塊は現地での露頭調査によって原地層の岩相や構造が保存されているか、破壊されてそれらが全く失われているかを基準として、岩盤と岩屑とに区分した。

岩盤を主とする滑動地塊はその表層部や末端部では粘土化していたり、岩屑状となっていることが多いが(図3-6A, B)、滑動地塊の主体は風化していても原地層の岩相・構造を残していたり(図3-6C, D)、亀裂が発達していても比較的新鮮な岩層であったり(図3-6E)あるいは層理面の構造は地塊が変動したことによって多少変化しているものの原地層の岩相・構造がよく保存されている状態にある(図3-6F)。したがって、岩盤を主体とする滑動地塊の末端の小さな露頭を観察しただけでは、その露頭の後背斜面がランドスライド地形をなしていると認識できないことも多い。とくに、滑動地塊末端での露出状況が図3-6Eや図3-6Fの例のような場合には、不動の岩盤斜面と判断し、安易に地形改変を行い、結果としてその滑動地塊の一部や背後の大きなブロックを含めて再滑動させてしまうことが少なくない。

岩屑を主とする滑動地塊は、肉眼的には褐色～赤褐色を呈する未固結の礫混じり砂～礫混じり粘土が主体をなす(図3-7A, B)。そのような滑動岩屑の土質工学的性質および鉱物学的性質を美幌町活汲峠地すべりを例にしてみる。

当該斜面は古第三紀漸新世の砂岩・頁岩を伴う礫岩層からなる斜面が繰り返して滑動し、結果として滑動岩屑が鼻形状の緩斜面をなして残存する斜面である(図3-8A)。ここでは1989年に斜面脚部の開削によって、1992年には集中豪雨によってそれまで安定を保っていた滑動岩屑の末端部がスランプ状に再滑動した。

活汲峠地すべりにおけるすべり面粘土を含む滑動岩屑の性状は、以下のようである(伊藤, 1992a)。

①最大層厚12mを有する滑動岩屑の大部分は肉眼的には礫混じり砂～礫混じり粘土であるが、局部的に礫をほとんど含まない砂質～粘土質層や風化岩塊を伴い、内部は不均質である(図3-7A, 図3-8B)。

N値は浅部で4～10、深部で10～15であり、全体的に緩い状態にある。

②粒度組成上、礫をほとんど含有しないシルト質なもの(図3-9A, 粒径加積曲線a)から礫分数%～10数%を含む砂質～シルト質なもの(図3-9A, 粒径加積曲線b)、そして礫分数10%と礫分に富むもの(図3-9A, 粒径加積曲線c)まで広範囲に及ぶ。

日本統一土質分類の三角座標では、ほとんどが砂質土{SF}および細粒土

{F}に分類される(図3-9B)。砂質土は礫混じり粘土質砂(SCg)に、そして細粒土は礫混じり粘質土(CLg)、礫混じり粘土(CHg)、粘土(CH)に細分類される

- ③コンシステンシー限界は液性限界41.8~70.4%・塑性限界17.0~31.2%(塑性指数17.5~47.9%)の範囲にあり、これらは滑動岩層内で垂直的に変化する。

滑動岩層最深部のすべり面粘土では液性限界59.1~70.4%・塑性限界17.0~22.5%(塑性指数39.0~47.9)、その直上部では液性限界63.6~65.5%・塑性限界21.3~24.1%(塑性指数41.4~42.3)、そしてより浅部では全体的に液性限界42~59%・塑性限界20~31%(塑性指数18~36)である(図3-10A)。また、著しく風化して土砂状となっている基盤岩では液性限界30.8~50.7%・塑性限界14.5~18.6%(塑性指数14.0~35.2)である。

全体的な傾向として、滑動岩層のコンシステンシー限界は風化基盤岩のそれと比較して高く、すべり面粘土やその直上部の液性限界はこれらよりも浅部の滑動岩層と比較して高く、塑性限界はやや低い。

- ④滑動岩層の自然含水比は塑性限界よりも数%~10数%高い状態にあり、コンシステンシー指数( $I_c$ )の範囲はおおよそ $0.7 \leq I_c \leq 1.0$ である。

- ⑤塑性図上では、滑動岩層はA線の上でA線に近接した領域にプロットされ、その分布傾向は $I_p = W_L - 24.2$ で近似される(図3-10B)。

すべり面粘土やその直上部は(CH)の領域に、そしてこれらよりも浅部の滑動岩層はB線に近接する(CH)領域および(CL)の領域にプロットされる。

- ⑥粉末X線回折法による滑動岩層の鉱物組み合わせは石英・斜長石・スメクタイト・緑泥石・イライトであり、基盤岩のそれと比較して炭酸塩鉱物を欠き、スメクタイトをやや多く含む(図3-11A)。

- ⑦天然産スメクタイトと石英の粉末を標準試料としたX線回折検量線法によって求めたスメクタイト含有量は18~30wt.%の範囲である(図3-11B, C)。

以上は礫岩を主とする基盤岩層に由来する滑動岩層の性状である。泥質岩に由来する滑動岩層では含まれる礫の形状が円礫ではなく、角礫状であるものの、粒度組成上、上記性質とほぼ同様の状態にあるか、シルト分および粘土分により富むものとなる。

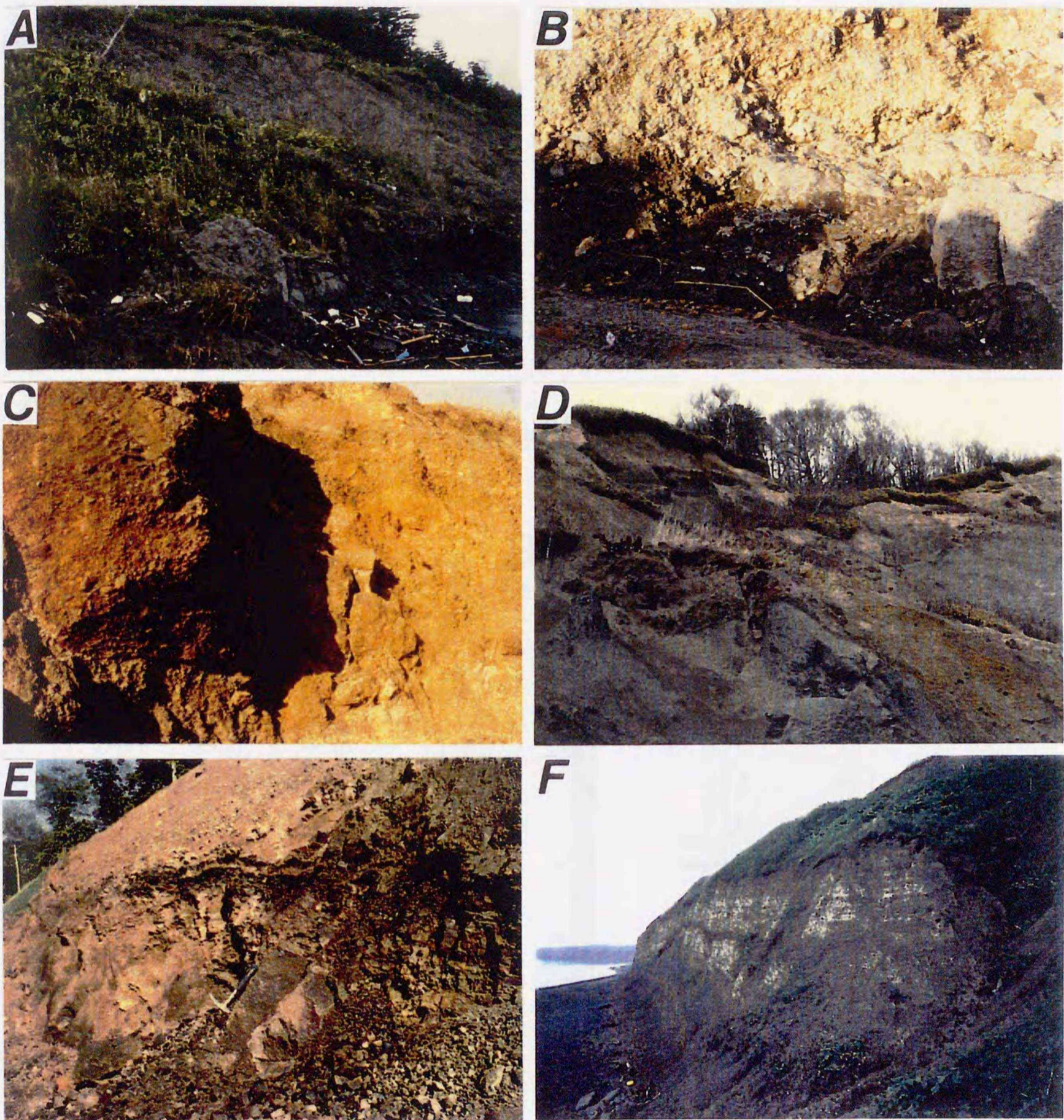


図3-6 滑動岩盤の性状.

A: 岩盤スライドの滑動地塊(頁岩層)の末端部, 著しく粘土化している. 内部は亀裂が発達しているものの, 岩盤状態を保っている(厚岸町苫多海岸). B: 岩盤スライドの滑動地塊(礫岩・砂岩・泥岩層)の末端部, 不動基盤岩層上に粘土化した岩屑が押し出している(厚岸町ピリカウタ海岸). C: 岩盤スランプの滑動地塊(礫岩層), 風化して褐色を呈するが礫岩の構造を残している(津別町二又). D: 岩盤スランプの滑動地塊(頁岩層), 細かくブロック化しているが地層構造を残している(厚岸町沖万別海岸). E: 岩盤スランプの滑動地塊(礫岩・泥岩層), 亀裂が発達しているが地層構造を残している(津別町二又). F: 岩盤スライドの滑動地塊(泥岩頁岩互層), 層理面の構造がわずかに変化している程度で, 地層構造はよく保存されている(網走市能取岬海岸).

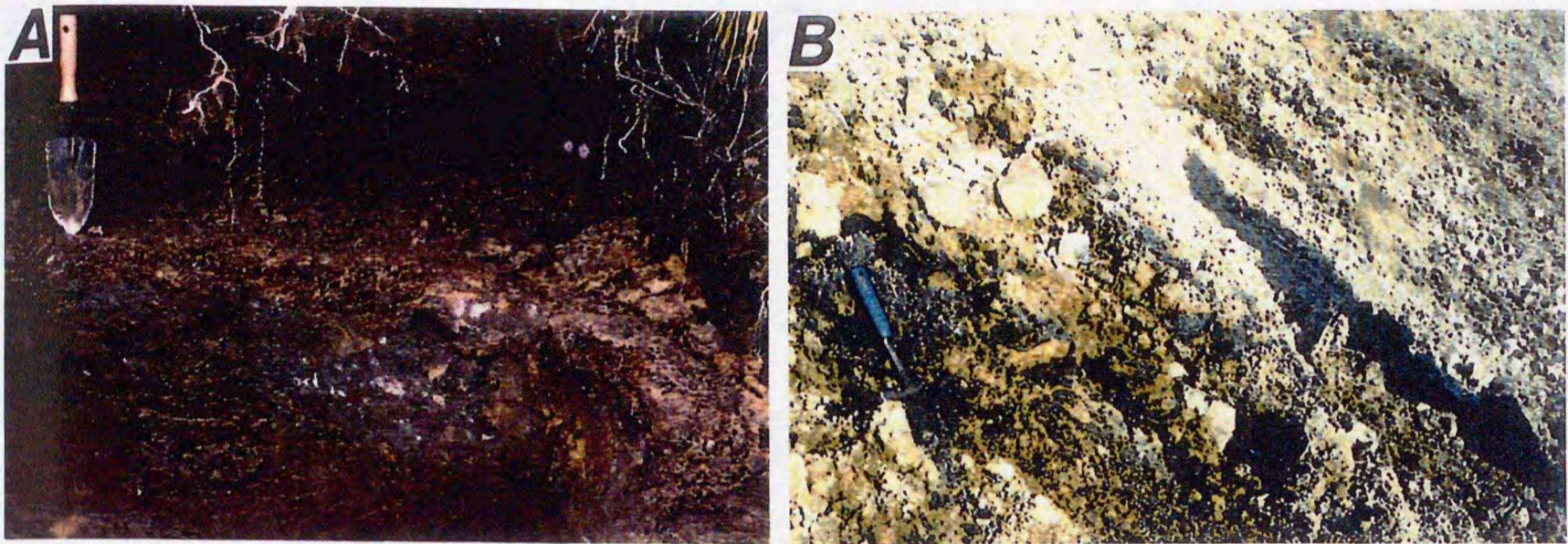


図3-7 滑動岩層の性状

A: 滑動を繰り返した岩層の舌端部. B: 滑動岩層脚部の状況, 濃緑色粘土がすべり面粘土である.

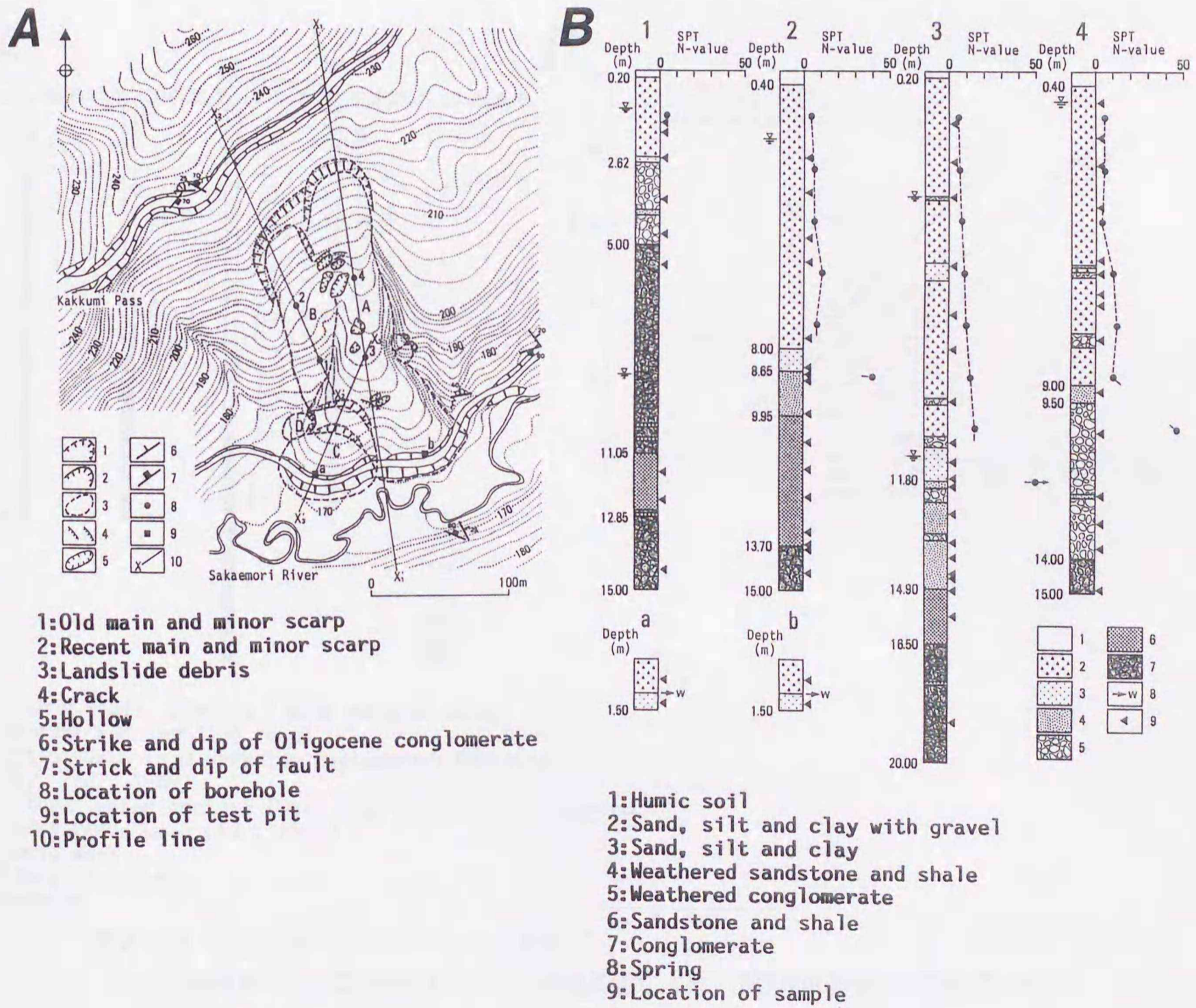


図3-8 美幌町活汲峠地すべりの滑動岩層

A: 活汲峠地すべりの平面図. B: ボーリングおよびテストピット柱状図.

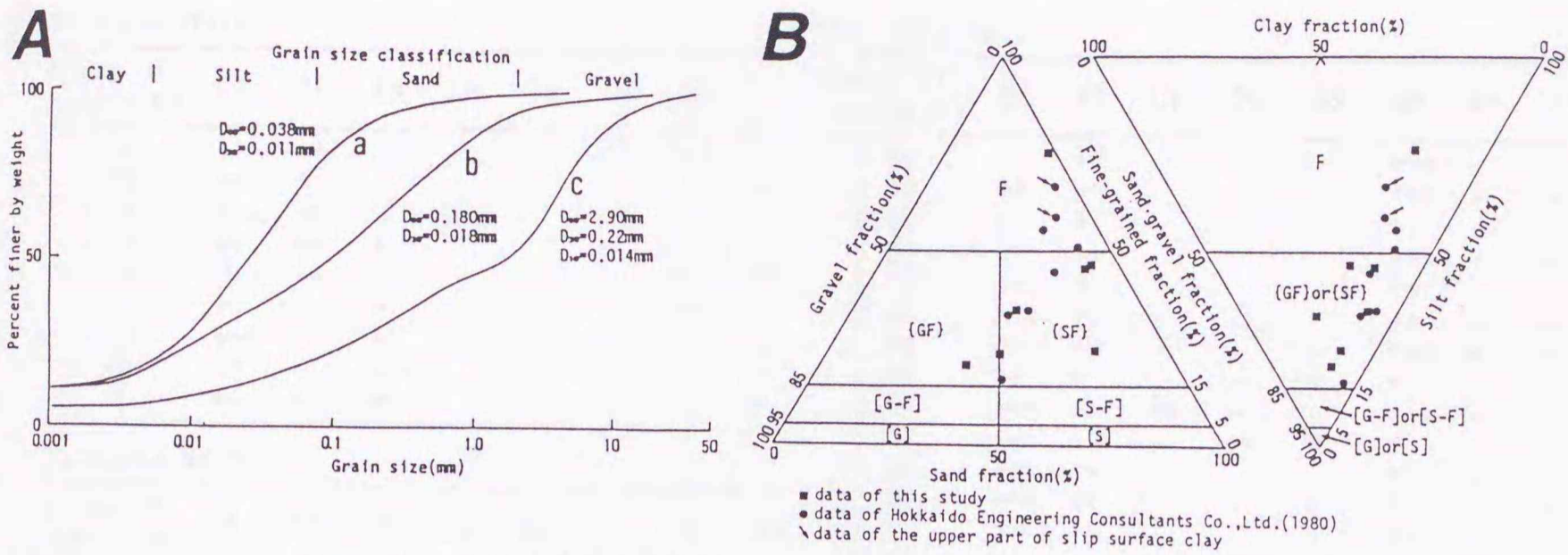


図3-9 滑動岩屑の粒度組成

A: 滑動岩屑の粒径加積曲線. B: 滑動岩屑の三角座標分類.

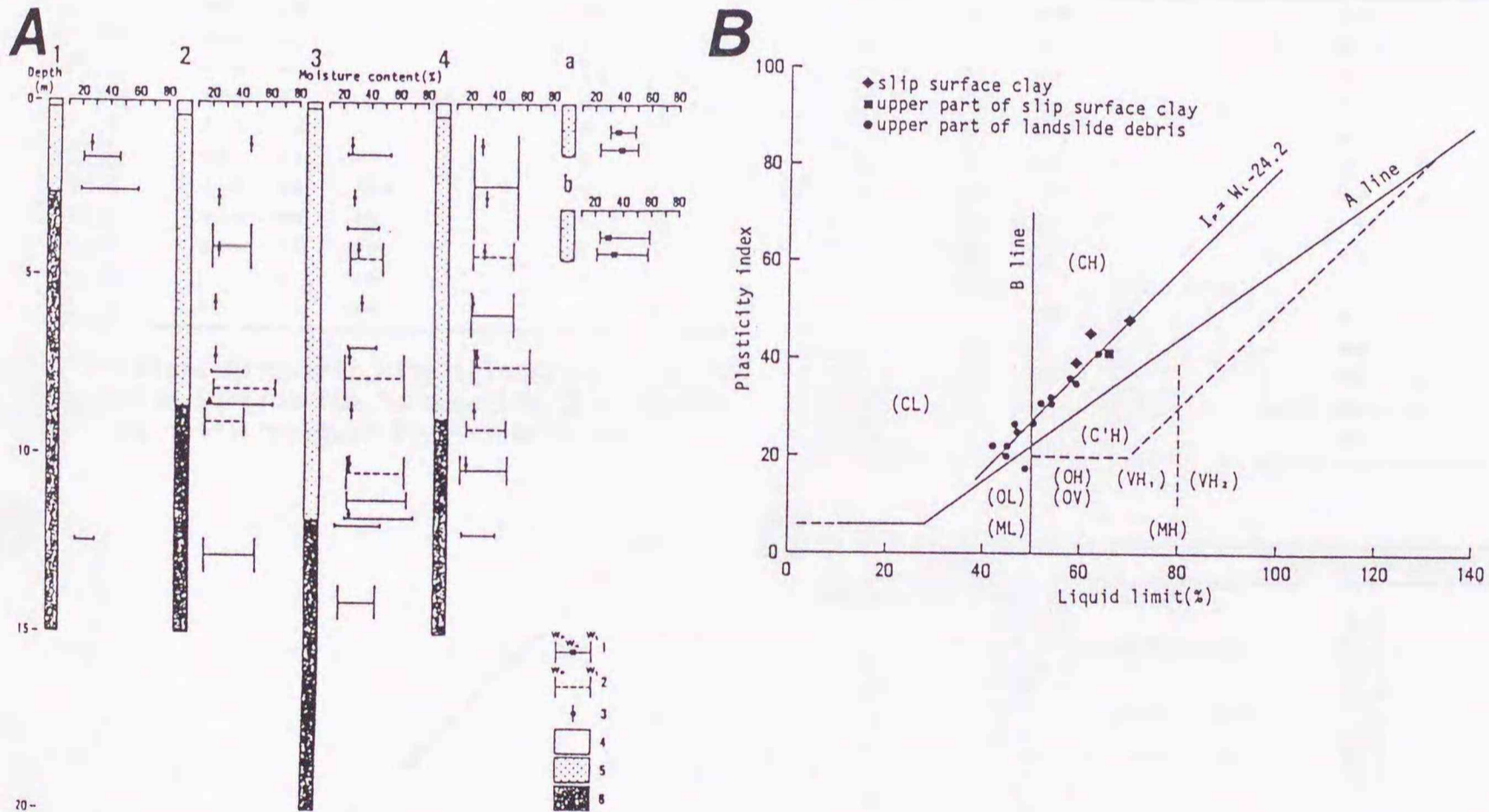


図3-10 滑動岩屑のコンシステンシー限界.

A: 液性限界および塑性限界とそれらの垂直的变化, B: 滑動岩屑細粒分の塑性図分類.

**A** Borehole No.1

Depth of sample(m)	Qt	Pl	Ca	Do	Sd	Sm	Ch	Il
1.50	++	++				+	-	-
1.80	++	+				+	-	-
2.55	+++	++				++	-	-
3.70	++	++	+			+	+	-
4.70	++	++	-			-	+	-
5.60	++	+	+			+	+	-
11.60	+++	+	+			-	+	-
12.40	++	-	+++			-	-	-
14.40	++	+	++			+	+	-

Borehole No.2

Depth of sample(m)	Qt	Pl	Ca	Do	Sd	Sm	Ch	Il
2.50		++				+++		
3.50	++	++				+++	-	-
4.80	++	+				+	-	-
5.50	+++	++				+++	-	-
7.70	+++	+				++	-	-
8.60	+++	++	-			++	-	-
8.70	+++	++				+++	+	-
8.90	++	+		-	+	+	-	-
9.90	+++	+	++	-	-	-	-	-
10.70	++	+	-	++	+	-	-	-
11.50	+++	++				+	-	-
12.30	+++	++				+	+	-
13.30	+++	++	-			++	-	-
13.70	+	-	+	++	++	-	-	-
13.80	++	+	+			-	-	-
14.50	++	+	+++	++	-	+	-	-

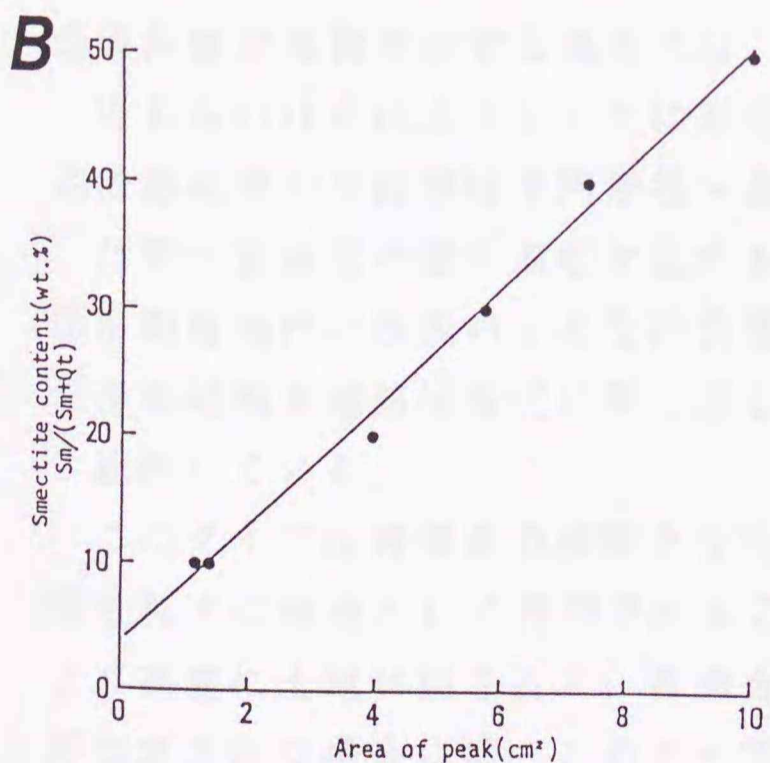
Borehole No.3

Depth of sample(m)	Qt	Pl	Ca	Do	Sd	Sm	Ch	Il
1.50	+++	++				+	-	-
2.60		+++				+++		
3.60	+++	+				+		
5.60	+++	+++				++	-	-
7.00	++	++				+	-	
8.00	++	++				+		
9.50	++	++				++	-	-
10.70	++	++				++	-	-
11.25	+++	+				+	-	-
11.75	+++	-				++	-	
11.98	+++	+		++	-	+	-	-
12.75	+++	++				+	-	-
13.55	++	++	-			+	-	-
14.00	+++	++	+++			+	-	-
14.60	+++	++	++			+	-	-
14.95	+++	++	++			+	-	-
15.70	-	-	++			+	+	-
18.80	++	++	++			+	+	-

Borehole No.4

Depth of sample(m)	Qt	Pl	Ca	Do	Sd	Sm	Ch	Il
0.90	+++	+++				++	-	
1.90	+	+				+	-	-
2.70	++	++				+	-	-
3.90	++	++				+	-	-
5.40	+++	++				+	-	-
5.80	++	++	+			+	-	-
6.40	++	++				++	-	
6.70	++	++				++	-	
7.70	++	++				++	+	
9.20	++	-	+++	+++		-	-	
10.40	++	++	++			+	-	
12.20	+++	+	-			++	-	
13.00	++	++	+			++	-	
13.70	++	+	+			+++	-	
14.90	++	+	+			++	-	

Abbreviations: Qt=quartz, Pl=plagioclase, Ca=calcite, Do=dolomite, Sd=siderite, Sm=smectite, Ch=chlorite, Il=illite, +++=large quantity --=small quantity.



Sample	Smectite content(wt.%)	
Borehole No. 1		
1	1.5-1.8	20.1
1	2.55(slip surface clay)	22.2
2	3.5-4.8	18.7
2	7.70	24.8
2	8.60(slip surface clay)	18.3
3	3.60	18.6
3	11.75(slip surface clay)	24.4
4	0.9-3.9	18.7
4	5.4-6.7	20.5
Test pit		
a	0.80	18.6
a	1.30	29.9

Equipment :Rigaku Denki Co.,Ltd.  
X-ray diffractometer  
Target :Cu  
Filter :Ni  
Divergence Slit:1°  
Receiving Slit :0.4 mm  
Scatter Slit :1°  
Voltage :30 kV  
Current :10 mA  
Scanning Speed :1°/min  
Chart Speed :10 mm/min  
Full Scale :1,000 cps  
Time Constant :1 sec

図3-11 滑動岩屑の鉱物組成

A: 粉末X線回折法によるコアサンプルの鉱物組合わせ. B: スメクタイト検量線, 標準試料は安山岩風化残積土から水篩によって濃集したスメクタイトと石英結晶粉末を混合, 検量線はスメクタイトの15Å回折線のピーク面積とスメクタイト含有量との関係から求めた. C: 滑動岩屑のスメクタイト含有量.

### 3. 3 ランドスライド地形の形態区分

空中写真判読による地形的な特徴および前述のように区分した地塊の運動タイプや滑動地塊の性状に関する地表踏査結果から、ランドスライド地形の基本形態は地すべりタイプと崩壊タイプとに大別され、さらに、地すべりタイプは岩屑スランプ、岩盤スランプ、岩屑スライド、ケスタ型岩盤スライド、断層型岩盤スライドおよびアースフローの6型に、崩壊タイプは岩屑崩壊、岩盤崩壊および岩屑なだれの3型に細分される（図3-12）。

#### 3. 3. 1 岩屑スランプ

岩屑スランプは、岩盤上の軟弱な礫混じり土砂～粘土からなる地塊が弧面状のすべり面に沿って滑動したものである。地形的には平面形が馬蹄形状～円弧状の、縦断形が凹型斜面状の、すなわち凹状谷型斜面をなす比高の小さな滑落崖と平面形が鼻形状をなす滑動地塊で特徴づけられる（図3-12a, 図3-13A）。ごく最近滑動したものでは滑落崖直下に地塊の転位を示す緩傾斜～逆傾斜の平坦面（Slumping platform）が形成されていることもある。しかし、これは短期間で開析されるため、地形形成から時間が経過した空中写真の判読では認められないことが多い。

岩屑スランプタイプの空中写真判読上の特徴は、次のようである。

- ① 滑落崖の平面形は馬蹄形状～円弧状を、縦断形はやや急傾斜の凹型斜面状を呈する。
- ② 滑落崖が複数存在する場合には、下方に位置する滑落崖は滑動地塊の中央付近あるいはそれよりも下方に形成されていることが多い。
- ③ 滑動地塊の平面形は半円形状～馬蹄形状～沢形状を、斜面縦断形はわずかに凸型～直線型の緩斜面状を呈する。
- ④ 滑動地塊内に起伏の小さな凹凸地形が発達する。
- ⑤ 滑動地塊末端部は舌状に押し出し、これによって河道が狭まったり、屈曲・蛇行している。

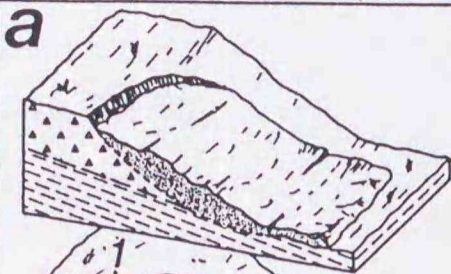
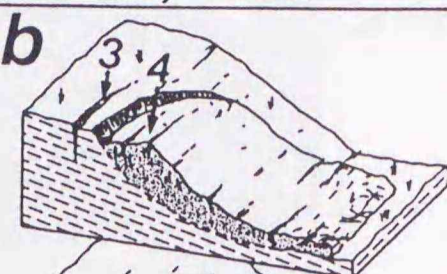
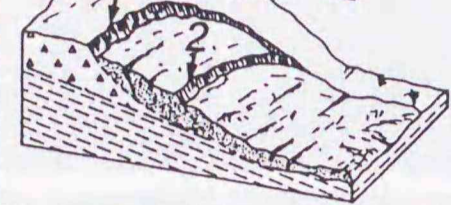
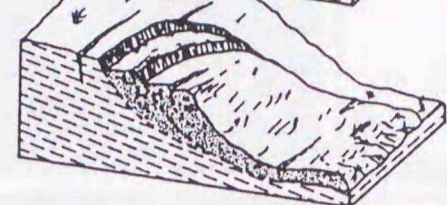
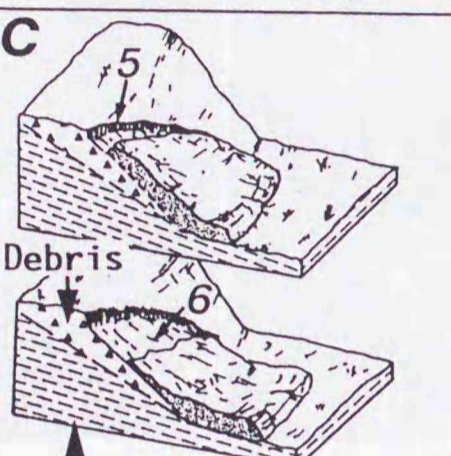
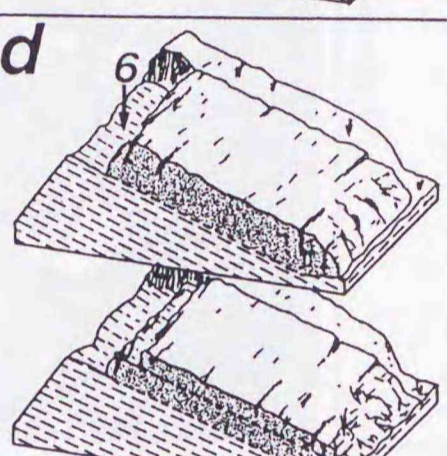
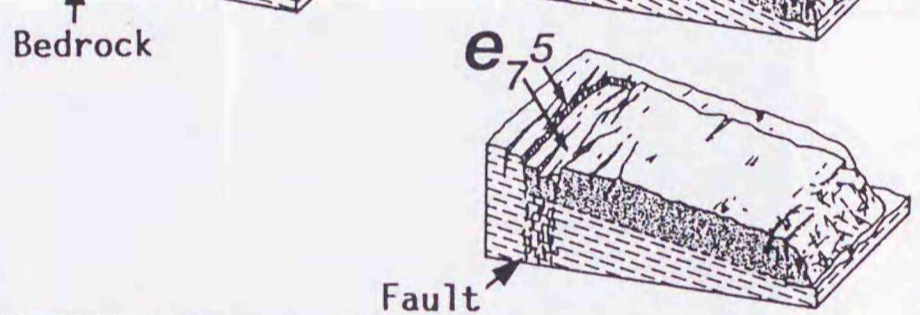
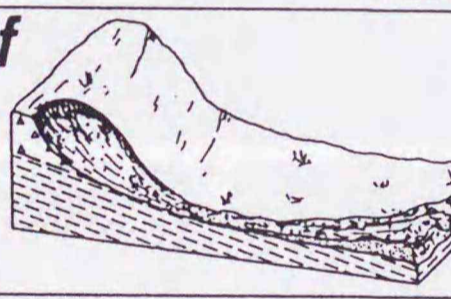
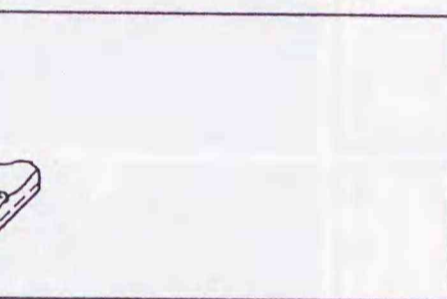
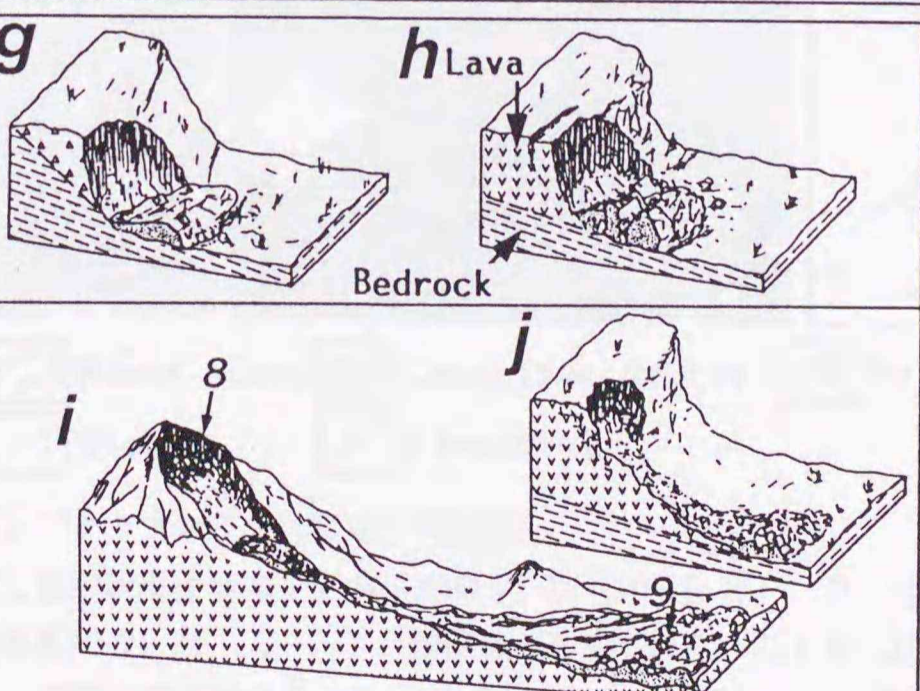
このタイプは緩傾斜の斜面をなし、水理条件も良いことから、さほど地形改変されずに耕地として利用されることが多く、また、大規模に地形改変され、より高度に土地利用されている場合もある（図3-13B）。人為的に大きく地形改変された場合には、このタイプの地形を空中写真から判読することが困難となる。しかし、埋積された滑落崖や亀裂のような開口部は周囲とは土壌条件が異なり、植生状態も異なることから識別することができ、変動域を把握でき

る場合がある（図3-13B，矢印部）。また，滑動岩屑が後に繰り返し滑動～流動したことがうかがえるものもある。その場合には多段状に滑落崖が形成され，地表面は凹凸に富み，滑動地塊下部が舌状～沢状に長く伸びている（図3-13C）。さらに，岩盤スランプや岩盤スライドタイプの斜面が繰り返し滑動し，現状では岩屑スランプタイプの斜面と判断されるものも少なくない（図3-13D）。

図3-13Dに示すダム堤体右岸側の斜面では滑動地塊内の階段状に配列する二次滑落崖，波打つように凹凸の著しい滑動地塊，舌状に押し出した滑動地塊末端部などの地形的な特徴から，滑動した地塊がその後も繰り返し変動したことが分かる。基盤岩層は北西方に傾斜しており，また，斜面を横断するように断層を指示するリニアメントも判読される。おそらく，この断層の存在と流れ盤構造を地質的素因として岩盤スランプが発生し，その後，この滑動地塊の風化による細粒化・粘土化が進み，小規模な移動ブロックに分かれて滑動を繰り返したものと推定される。現状では滑動地塊の末端域に沼地や湿地が点在し，切り土法面には常時，湧水が認められることから滑動岩屑の表層部は相当粘土化していると思われる。

岩屑スランプタイプには規模の小さなものが多く，80%以上が奥行き 300m・幅 200m・面積 4 ha未満のものであり，そのうち約80%が奥行き 250m・幅 150m・面積 2 ha未満の規模のものである（図3-14）。

アスペクト比（滑動地塊の奥行きと幅との比， $L/W$ ）は1.3を最頻値として，ほとんどのものは $1.0 \leq L/W \leq 2.0$ であり，ときに， $L/W$  が3～4に及ぶものもある。そのようなものでは，図3-13Cの例のように滑動岩屑の下半部が繰り返し滑動～流動した履歴が解析できる。

Type of Movement	Type of Material	
	Engineering Soil (Earth, Debris)	Rock
Slump Rotational slide Single Slump		
Multiple Slump		
Slide Translational slide		
Flow (Slump → Flow)		
Fall		
Avalanche Slump + Flow Fall + Flow		

- 1: Main scarp
- 2: Minor scarp
- 3: Crown cracks
- 4: Slumping platform
- 5: Separated scarp
- 6: Sliding slope
- 7: Graben
- 8: Amphitheater
- 9: Hummocky hills

図3-12 ランドスライド地形の形態区分

a: 岩屑スランプタイプ, b: 岩盤スランプタイプ, c: 岩屑スライドタイプ, d: ケスタ型岩盤スライドタイプ, e: 断層型岩盤スライドタイプ, f: アースフロータイプ, g: 岩屑崩壊タイプ, h: 岩盤崩壊タイプ, i: 岩屑なだれタイプ (巨大崩壊と岩屑なだれ), j: 岩屑なだれタイプ (小規模崩壊と岩屑なだれ).

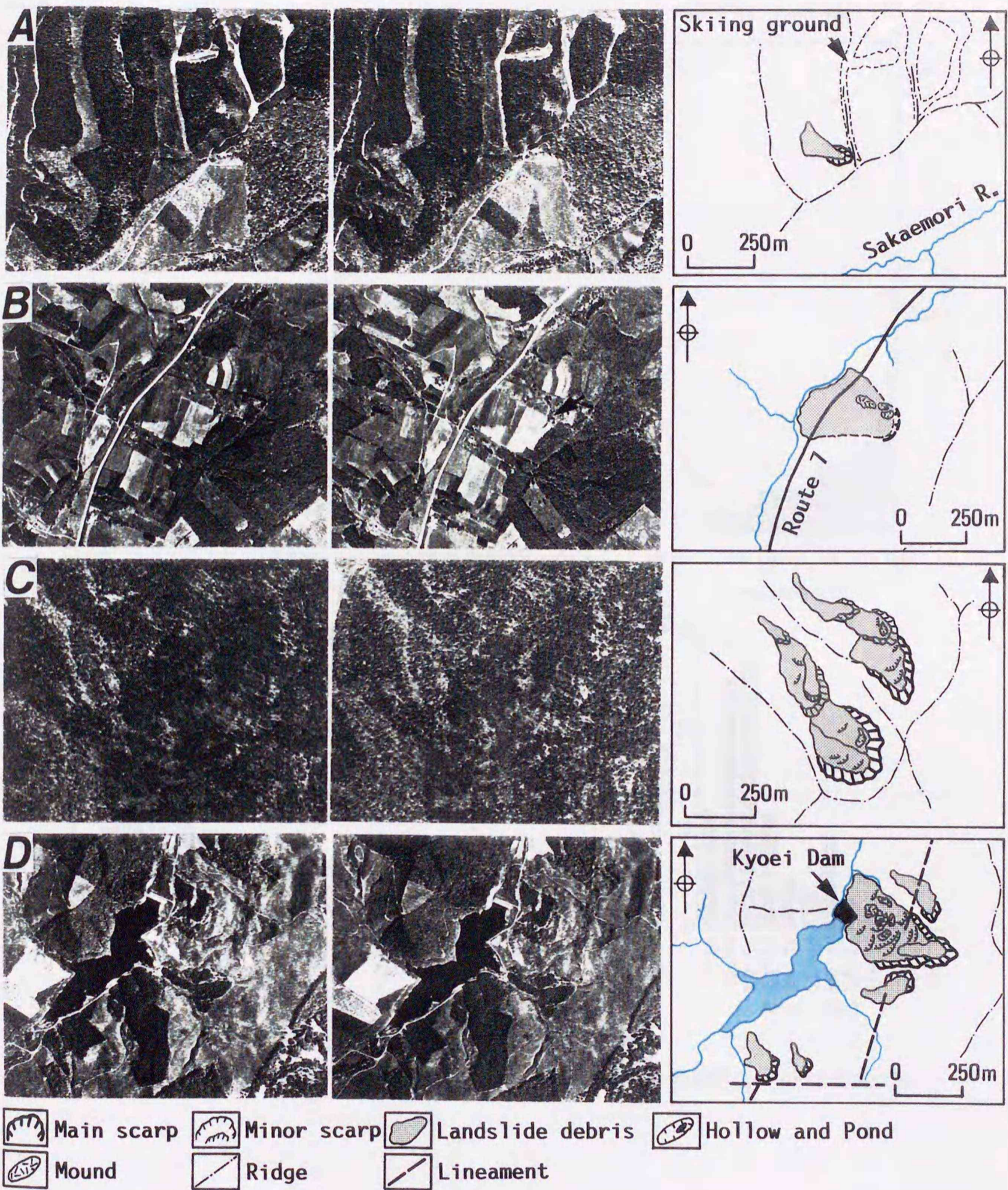


図3-13 岩屑スランプタイプの空中対写真と判読図。

A：馬蹄形滑落崖と鼻形状滑動地塊（空中写真H0-71-2X C10-15, 16）。B：地形改変によって不明瞭となった滑落崖（空中写真H0-71-2X C6-8, 9）。滑落崖が形成されていたと思われる部分（矢印）で円弧状に植生が異なる。C：滑動地塊下部でのスランプ～フローの繰り返（空中写真H0-84-3X C7-35, 36）。D：滑動地塊全体の滑動の繰り返（空中写真H0-71-2X C8-17, 18）。岩盤スランプの滑動地塊が風化の進行と滑動の繰り返によってより細粒化し、現状では岩屑スランプの斜面と認識される。

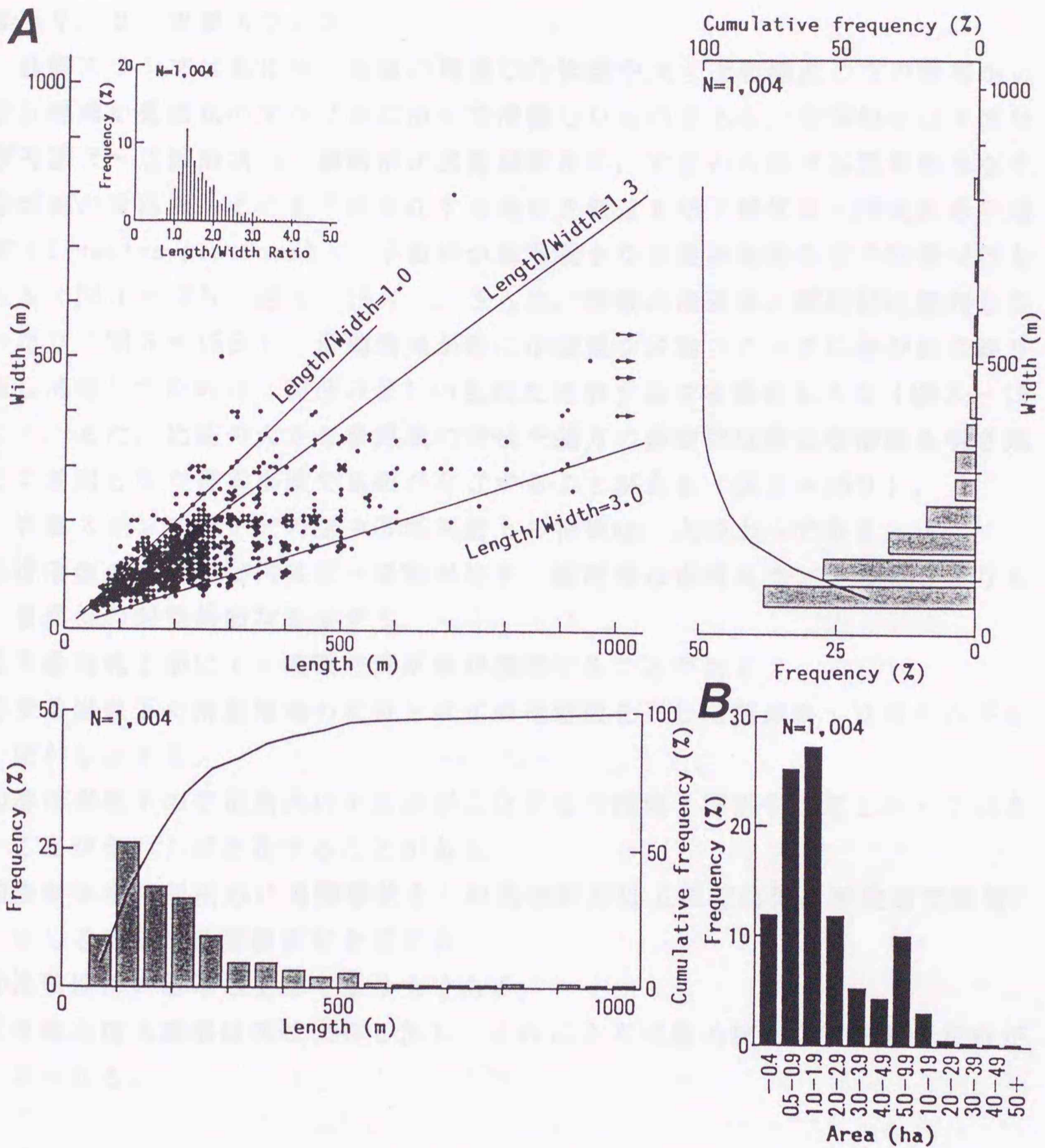


図3-14 岩層スランプタイプの規模.

A: 滑動地塊の奥行きと幅の頻度分布および奥行き・幅の関係. B: 滑動地塊の面積の頻度分布.

## 3. 3. 2 岩盤スランプ

岩盤スランプは風化岩，亀裂の発達した岩盤や大きな岩塊混じりの岩屑からなる地塊が弧面状のすべり面に沿って滑動したものである。地形的には平面形が円弧状～馬蹄形状の，縦断形が凹型斜面状の，すなわち凹状谷型斜面をなす急傾斜の滑落崖，その直下に存在する地塊の転位を示す緩傾斜～逆傾斜の平坦面（Slumping platform），平面形が鼻形状をなす滑動地塊などで特徴づけられる（図3-12b，図3-15A）。さらに，複数の滑落崖が階段状に配列していたり（図3-15B），滑動地塊が後に小規模な移動ブロックに分かれて繰り返し滑動したために，凹凸の著しい乱れた地形を呈する場合もある（図3-15C）。また，比高の大きな滑落崖の背後や側方の斜面には新たな滑動を引き起こす素因となり得る小崖や亀裂が存在することがある（図3-15D）。

岩盤スランプタイプの空中写真判読上の特徴は，次のようである。

- ① 滑落崖の平面形は円弧状～馬蹄形状を，縦断形は岩屑スランプの場合よりも急傾斜の凹型斜面状を呈する。
- ② 滑動地塊上部に1～複数の滑落崖が存在することがある。
- ③ 滑落崖直下に滑動地塊の転位を示す原地形面を残した緩傾斜～逆傾斜の平坦面が存在する。
- ④ 滑落崖直下の平坦面内に平面形が三日月状の窪地（湖沼や湿地となっていることが多い）が存在することがある。
- ⑤ 滑動地塊の平面形は馬蹄形状を，斜面縦断形は上部で凸型，中央部で凹型，そして下部で凸型斜面状を呈する。
- ⑥ 滑動地塊の層厚は上部でより大である。
- ⑦ 滑動地塊末端部は舌状に押し出し，これによる河道の狭まりや屈曲・蛇行が見られる。

岩盤スランプタイプでは図3-15Cでも見られるようにしばしば滑動の繰り返し認められ，当初の変動域の後背斜面が後に新たに滑動した後退型と当初の滑動地塊が順次斜面の下方へ向かって繰り返し変動した前進型とがある（図3-16，図3-17）。

後退型では先の滑動によって形成された微地形は，後の後背斜面の変動によって変形されたり，埋積されたりしている。また，前進型では先の滑動によって形成された崖が後の滑動によって形成された崖によって切られていることが多い。すなわち，滑落崖や小崖の切り合い関係や滑動地塊の被覆関係に注目することで滑動変遷が解析できる。

## 1) 後退型岩盤スランプの例 (図3-16: 羅臼町精神川左岸地すべり)

精神川左岸地すべりでは平面形がコの字形を、縦断形が最大比高60mの直線型斜面をなす頭部滑落崖 ( $S_2$ ) が明瞭であり、滑動地塊は奥行き約 1,200m・幅約 750m にわたって広がっている (図3-16A, C)。滑落崖直下や滑動地塊下部には階段状に配列する小崖・亀裂、地塊の転位を示す逆傾斜面、小規模な小丘・窪地・湖沼が発達する。小崖・亀裂には最近形成されたと思われる植生を欠くものも認められる。滑動地塊中央部には縦断形が凹型斜面状をなす滑落崖 ( $S_1$ ) と逆傾斜面が認められるが、これは断片的なものとなっている。おそらく後の後背斜面の滑動によって変形したり埋積されたためと思われる。

この地すべり斜面の北西側 (精神川上流側) には円弧状の滑落崖とその直下の逆傾斜平坦面の明瞭な岩盤スランプの斜面が認められる。

周辺の地質は頁岩を主とし凝灰岩をはさむ中新統越川層を基盤とし、これを不整合に覆って第四紀更新世の溶結凝灰岩が平坦な台地状斜面を形成している (三谷ほか, 1963)。越川層は西に緩く傾斜し、地すべり斜面は流れ盤となっている。さらに、滑動地塊の中央部を通る NW-SE方向の断層と南側側方崖に沿う NNE-SSW方向の背斜軸が推定されている。

精神川左岸地すべりではその北西側に存在する地すべりと同様に流れ盤構造、この地域の地すべり多発地質である越川層とこれを覆う溶結凝灰岩からなるキャップロック構造および断層に起因して、斜面脚部で岩盤スランプが発生した後、この滑動によって後背斜面が不安定となって、キャップロック (溶結凝灰岩) が滑動した“後退型”の履歴を解析することができる (図3-16D)。さらに、滑動地塊末端部では撮影年度の異なる空中写真 (1978年撮影 CH0-78-2 C2B-10, 11, 1980年撮影 山-920 C3-8, 9) の比較判読および1994年と1995年の航空機からの目視調査 (図3-16A) によって、小崖や亀裂の拡大・増加、植生変化 (裸地の増加) が認められることから、少なくとも滑動地塊末端部では現在も変動が継続しているものと判断できる。このような滑動地塊末端部での“前進型”の変動によって精神川には大量の土砂が供給されるため、施工された谷止め工や床固め工の一部は現在では埋没している (図3-16B)。

## 2) 前進型岩盤スランプの例 (図3-17: 知床半島, 遠音別岳南東斜面地すべり)

遠音別岳南東斜面地すべりは、現在の遠音別岳山頂 (標高 1,330.5m) を含む稜線を冠頂とする最大比高 250m・延長約 3kmの馬蹄形状滑落崖・側方崖、その滑落崖直下から幅1.6kmで南東方へ約4.5kmにわたって広がる滑動地塊、滑動地塊内に発達するさまざまな微地形で特徴づけられる大規模地すべりである (図3-17A)。この地すべりの東側には階段状に配列する比高70~10mの円

弧状滑落崖群と原地形面を残す逆傾斜平坦面群で特徴づけられるスランプタイプの遠音別岳南東山麓地すべりが隣接する（伊藤，1994d）。

遠音別岳は，標高 670m あたりまで分布する新第三紀中新世のハイアロクラスタイト・枕状溶岩層（イワウベツ川層）や頁岩層（越川層）からなる基盤岩層を基底として形成された厚い安山岩質溶岩と火山碎屑物が累重する第四紀の成層火山体である（勝井ほか，1985）。

遠音別岳南東斜面地すべりでは，明瞭な滑落崖として  $S_1 \sim S_6$  が認められる。滑落崖  $S_1$ ， $S_2$  および  $S_3$  に対応する滑動地塊には地塊の転位を示唆する逆傾斜面がみられ，滑落崖  $S_1$  に対応するそれには原地形面がよく保存されている（図 3-17B，E）。微地形として滑動地塊中央域では横断方向に伸びる小丘・窪地・湖沼群や滑落崖群  $S_4$  に対応する波状凹凸地形（おそらく圧縮性のしわ）が，そして末端域では移動方向に伸びる小丘，小谷地形（出口の不明瞭な断片的な沢地形）や点在する湖沼群が特徴的である。

滑落崖（ $S_1 \sim S_6$ ）の切り合い関係や後の滑動による変形，滑動地塊の被覆関係，微地形の発達状況などから，中新世の基盤岩層と火山体の基底とを境とする奥行き 2 km・幅 1.6 km の岩盤スランプ（滑落崖  $S_1$  を形成）→その滑動地塊下部のスランプ（滑落崖  $S_2$  を形成）→滑動地塊上部のスランプ（滑落崖  $S_3$  を形成，滑落崖  $S_2$  を変形・埋積）→滑動地塊下部のスライド（滑落崖群  $S_4$  や波状凹凸地形を形成）→滑落崖斜面での崩壊（滑落崖  $S_5$ ， $S_6$  を形成）・滑動地塊末端域での小規模スランプ～フローの繰り返し，といった滑動変遷が解析される。

すなわち，遠音別岳南東斜面の大規模ランドスライド地形の全体像は，滑落崖  $S_1$  を形成した大規模岩盤スランプによる滑動地塊が順次斜面下方に向かって滑動～流動を繰り返したことによって形成されたと言える。

岩盤スランプタイプの規模は岩屑スランプタイプのものよりも規模の大きなものが多く，約 70% が奥行き 500 m・幅 400 m 未満，面積 1 ha 以上 20 ha 未満のものである（図 3-18）。アスペクト比は約 49% が  $0.8 \leq L/W \leq 1.3$  である。これらは大局的には 1 回の滑動によって形成されたものであるが，先に例示したように岩盤スランプタイプでは滑落崖の後背斜面が新たに滑動した後退型地すべりや滑動地塊が繰り返し滑動した前進型地すべりも多く，それらではアスペクト比が大きくなる。このことが岩盤スランプタイプではアスペクト比の大きく，滑動地塊の面積の大きなものが多いことに反映している。

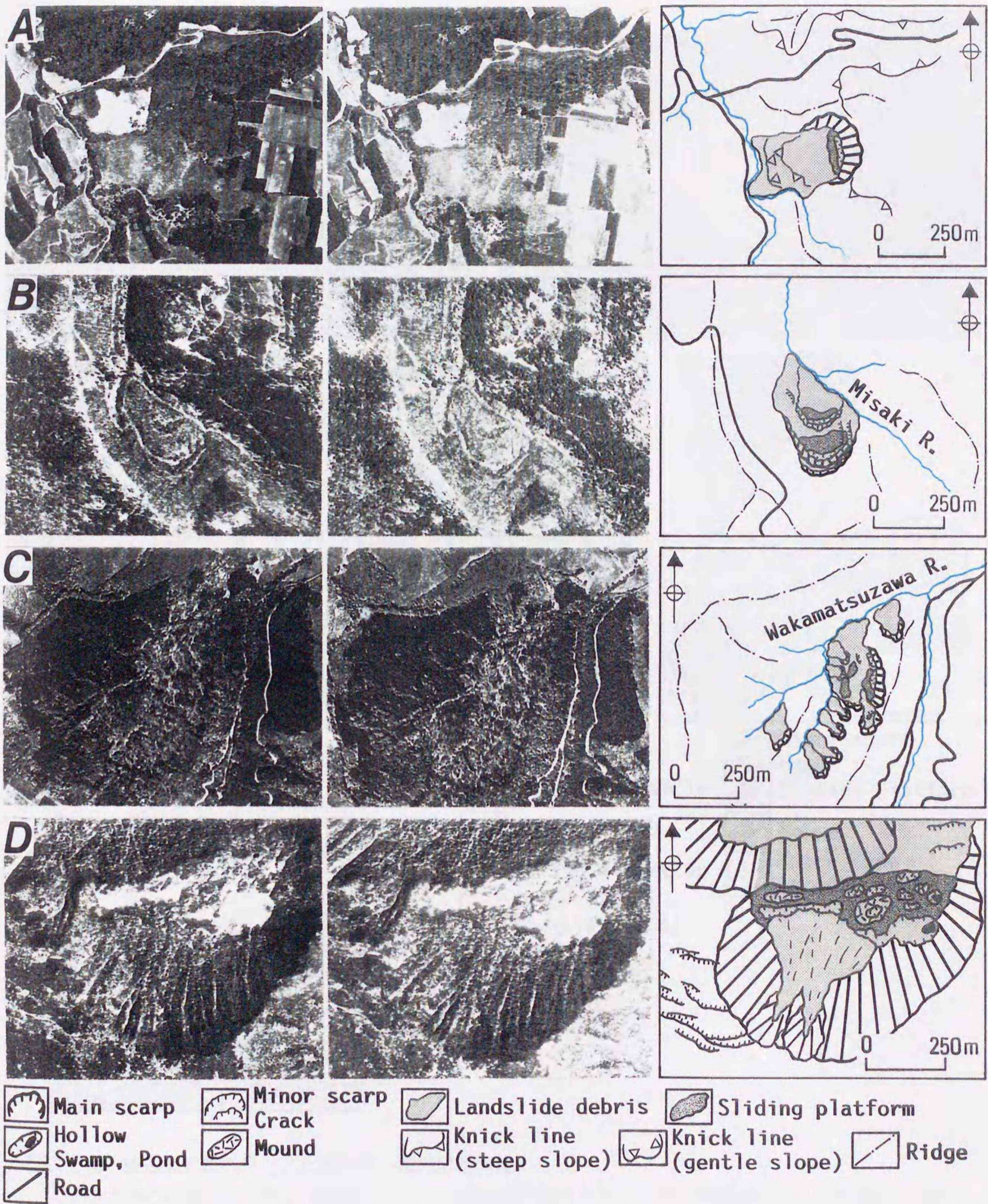


図3-15 岩盤スランプタイプの空中対写真と判読図。

A：単独型岩盤スランプ。滑落崖直下に滑動地塊の転位を示唆する逆傾斜平坦面が形成されている（空中写真H0-71-2X C12-21, 22）。B：多重型スランプ（空中写真H0-84-3X C7-36, 37）。C：多重型スランプの滑動の繰り返し（空中写真H0-71-2X C10-14, 15）。小ブロックに分かれて繰り返し滑動したために、多丘状の地形をなしている。D：滑落崖側方の小崖・亀裂地形（空中写真山-920 C7-3, 4）。

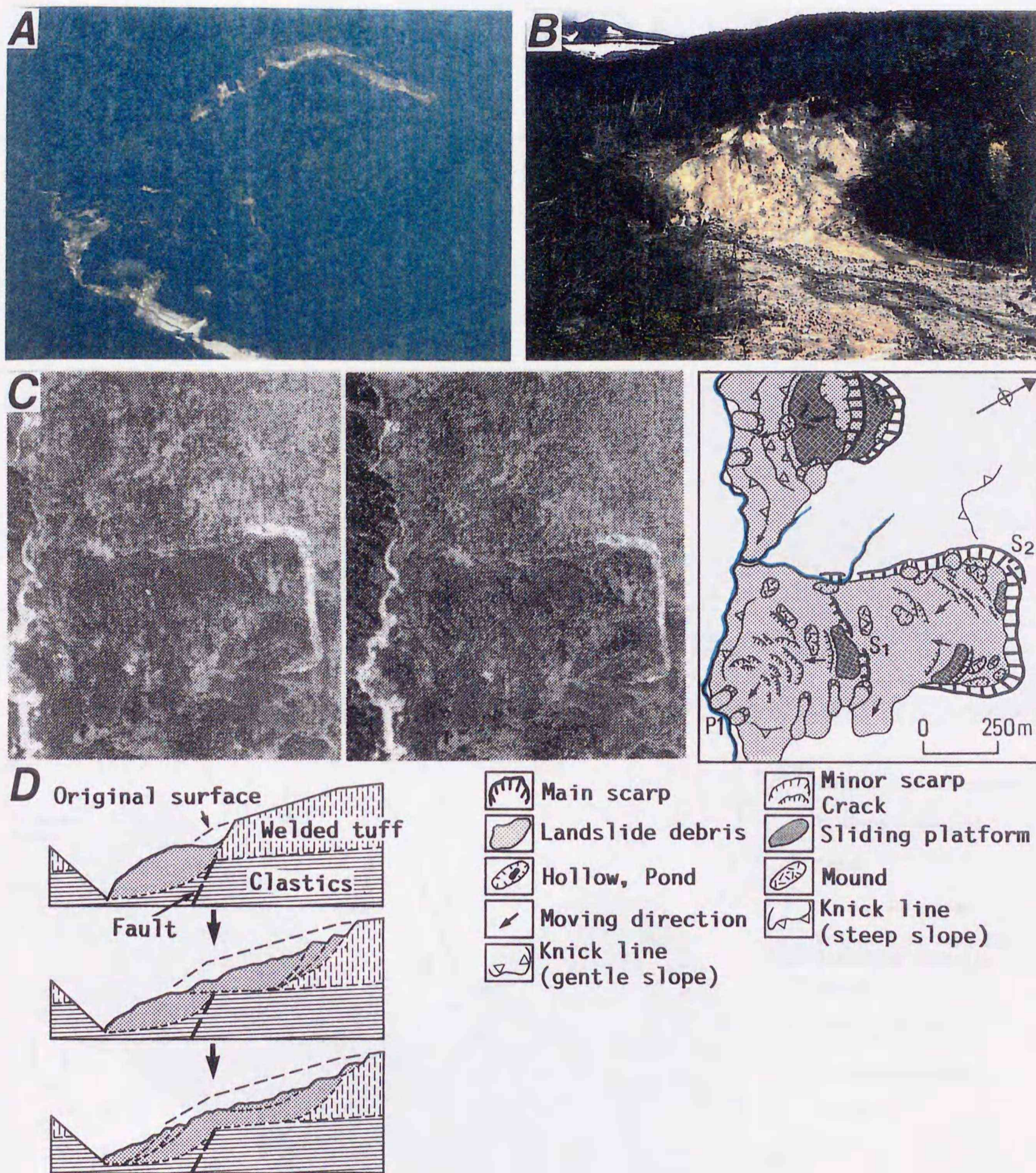


図3-16 後退型岩盤スランプー羅臼町，精神川左岸地すべり。

A：空中斜め写真（1995年9月撮影）。B：滑動地塊末端部（図3-16C判読図中のP1）の現況。現在でも活発に滑動している。C：空中対写真（CHO-78-2 C2B-10, 11）と微地形判読図。D：滑動変遷解析図，地質状況は三谷ほか（1963）を参考。

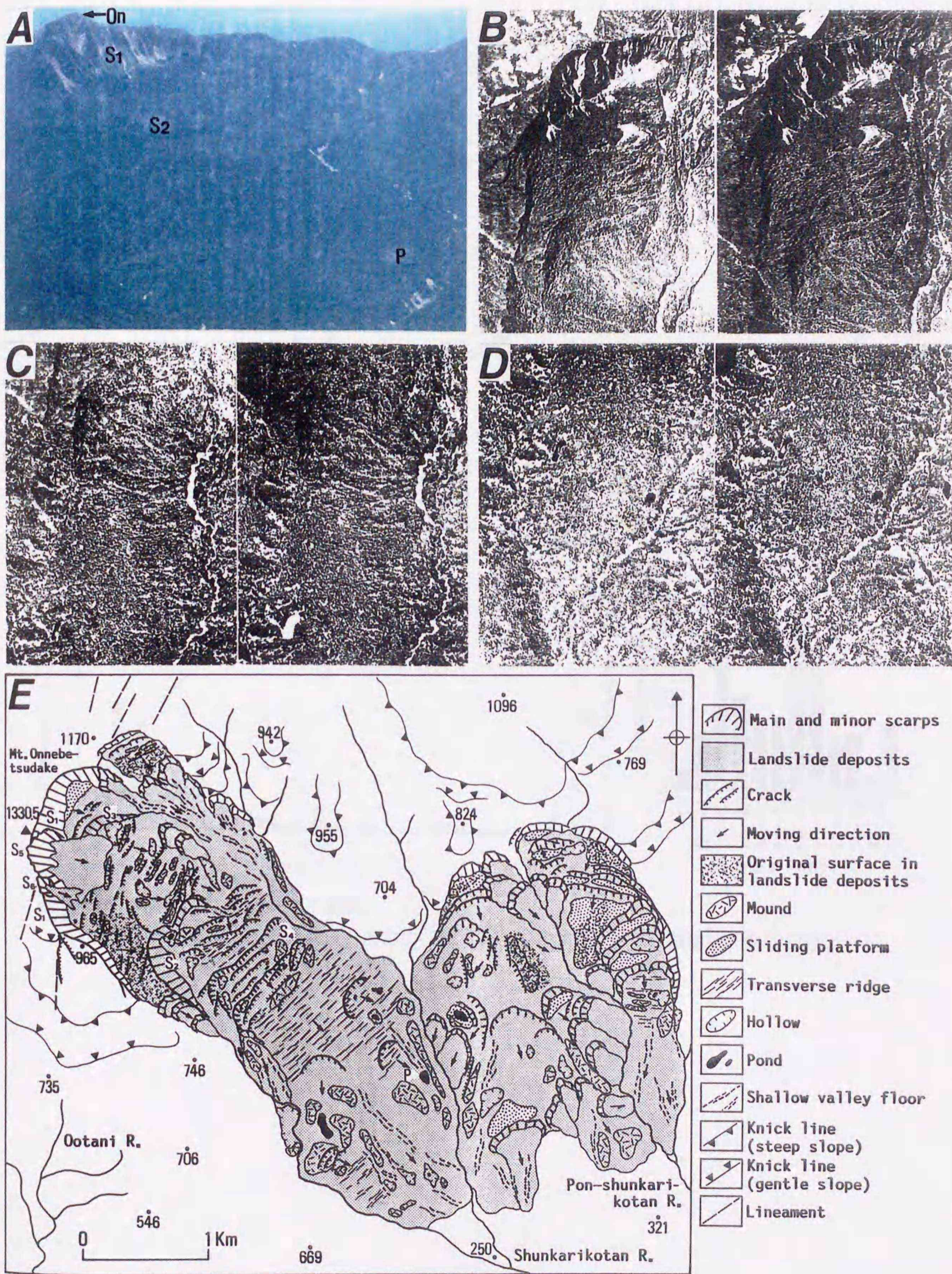


図3-17 前進型岩盤スランパー知床半島，遠音別岳南東斜面地すべり。

A：空中斜め写真（1995年9月撮影）。Onは遠音別岳山頂，S<sub>1</sub>，S<sub>2</sub>およびPは図3-12E中の滑落崖S<sub>1</sub>，S<sub>2</sub>および湖沼P。B：滑落崖域および滑動域の空中対写真（83-32 C5-18, 19）。C：滑動域～堆積域の空中対写真（山-920 C1-9, 10）。D：堆積域端部の空中対写真（山-920 C2-9, 10）。E：微地形判読図。

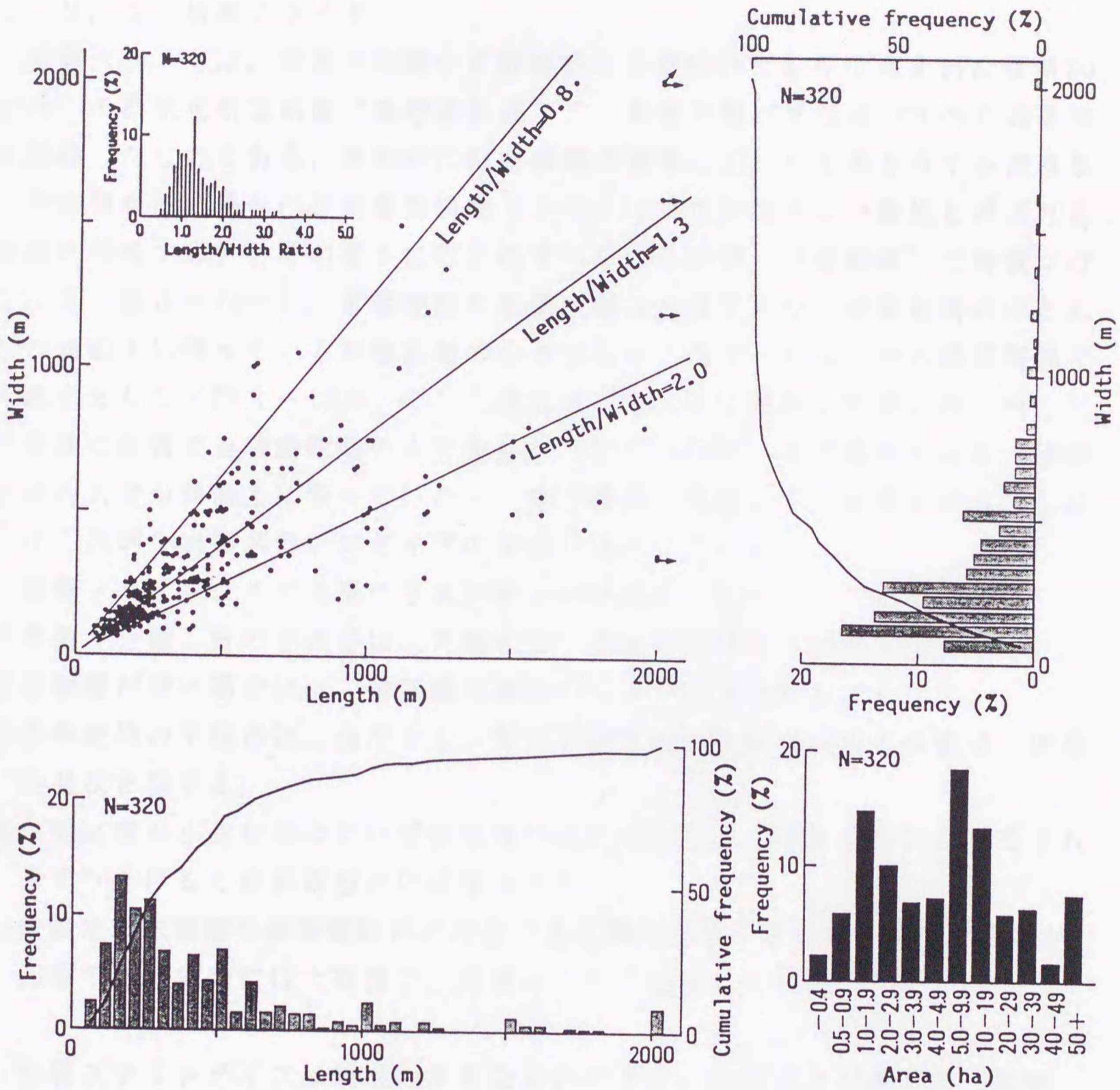


図3-18 岩盤スランプタイプの規模。

A: 滑動地塊の奥行きと幅の頻度分布および奥行き・幅の関係。 B: 滑動地塊の面積の頻度分布。

## 3. 3. 3 岩屑スライド

岩屑スライドは、周囲の斜面から縦断的にも横断的にもやや突き出た傾斜 $20\sim 35^\circ$ の凸状尾根型斜面“鼻形状斜面”で、表層岩屑が平面状のすべり面を境に滑動したものである。地形的には滑動層の層厚に応じた比高を有する滑落崖（滑動層が厚い場合には断層型岩盤スライドの項で詳述する分離崖と呼ばれる崖面を形成する）とその直下に現れたすべり面の斜面“滑動斜面”で特徴づけられる（図3-12c）。滑動地塊の集積状態は多様であり、滑動岩屑のほとんどが斜面上に残っている移動距離の小さなもの（図3-19A）から斜面脚部に集積するもの（図3-19B, C）、発生域から大きく離れて舌状に押し出して平坦面に集積する移動距離の大きなもの（図3-19D）まで認められる。滑動岩屑の大半が斜面上に残っていたり、斜面脚部に集積している場合には、しばしば二次的な岩屑スランプタイプの滑動が発生している。

岩屑スライドタイプの空中写真判読上の特徴は、次のようである。

- ① 滑落（分離）崖の平面形は三角形状を、縦断形は直線型斜面状を呈する。
- ② 滑動層が薄い場合には、滑落崖は崖というよりは滑落斜面状をなす。
- ③ 滑動地塊の平面形は三角形状を、斜面縦断形は比較的急傾斜の直線型～凹型斜面状を呈する。
- ④ 移動距離が小さな場合には滑動地塊の乱れは少なく、滑動斜面に沿ってそれをずり上げると原斜面形がほぼ復元できる。
- ⑤ 滑動地塊末端部の斜面縦断形が凸型である場合は押し出しは小規模であるが、凹型である場合には大規模で、河道は大きく屈曲している。

岩屑スライドタイプは規模の小さなものが多く、80%以上が奥行き 250m・幅 200m・面積 3 ha未満である（図3-20）。アスペクト比はほとんどのものが  $1.0 \leq L/W \leq 1.5$  である。しかし、ときには図3-19Dの例のように、滑動岩屑が大規模に押し出し、 $L/W$ が2～3といった値を示すものもある。

このタイプは全体的に規模が小さく、滑動岩屑の移動距離の小さなものでは地形的な乱れも少ないため空中写真判読上、見逃し易いので注意を要する。

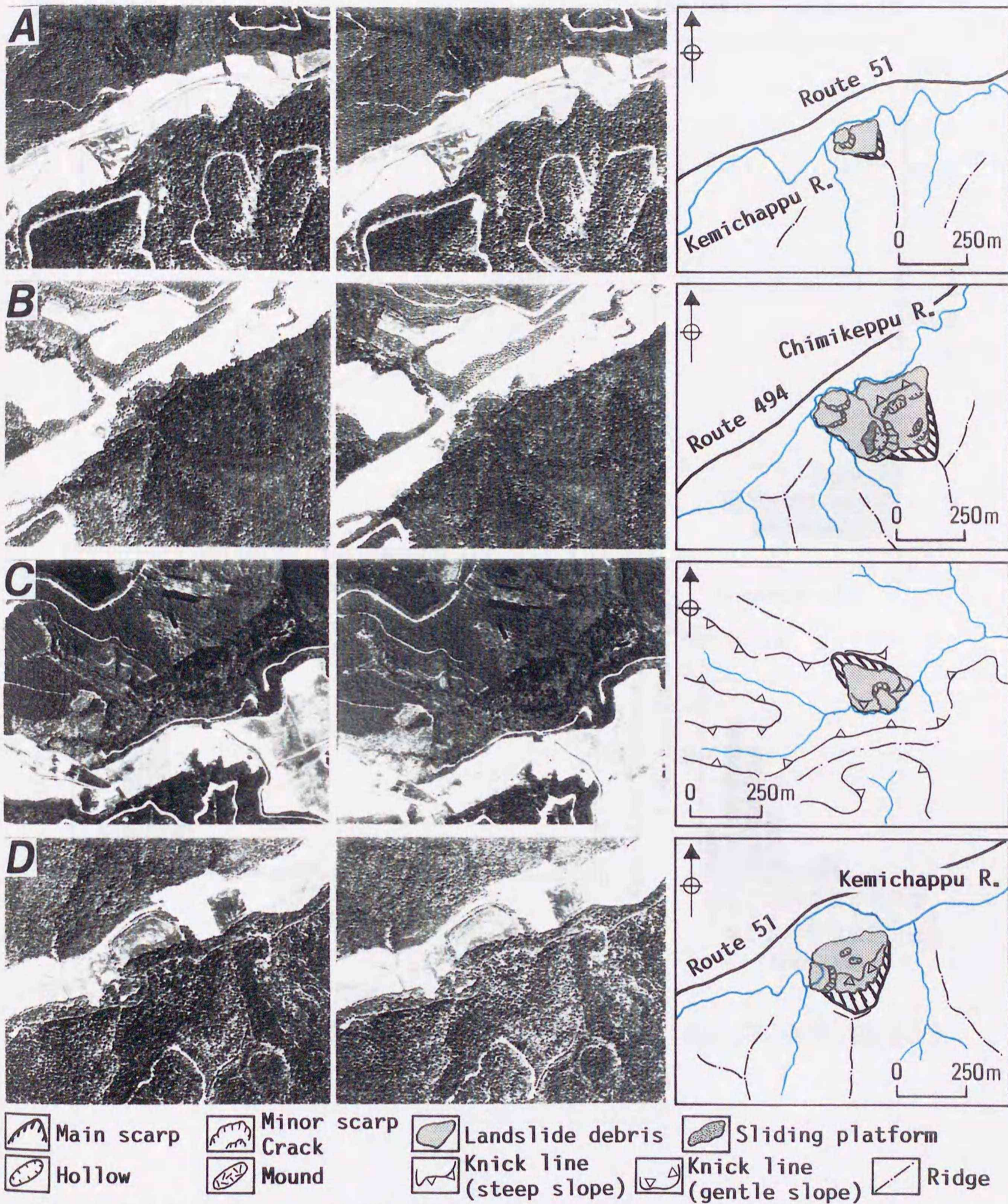


図3-19 岩屑スライドタイプの空中対写真と判読図。

A: 移動距離が小さなもの(空中写真84-29 C8-23, 24)。 B: 移動距離がやや大きなもの(空中写真84-29 C6-21, 22)。 C: 移動距離が大きなもの(空中写真H0-84-3X C7-30, 31)。 D: 移動距離が非常に大きく、滑動地塊のほとんどが平坦面に集積したもの(空中写真84-29 C8-22, 23)。河道が大きく屈曲している。

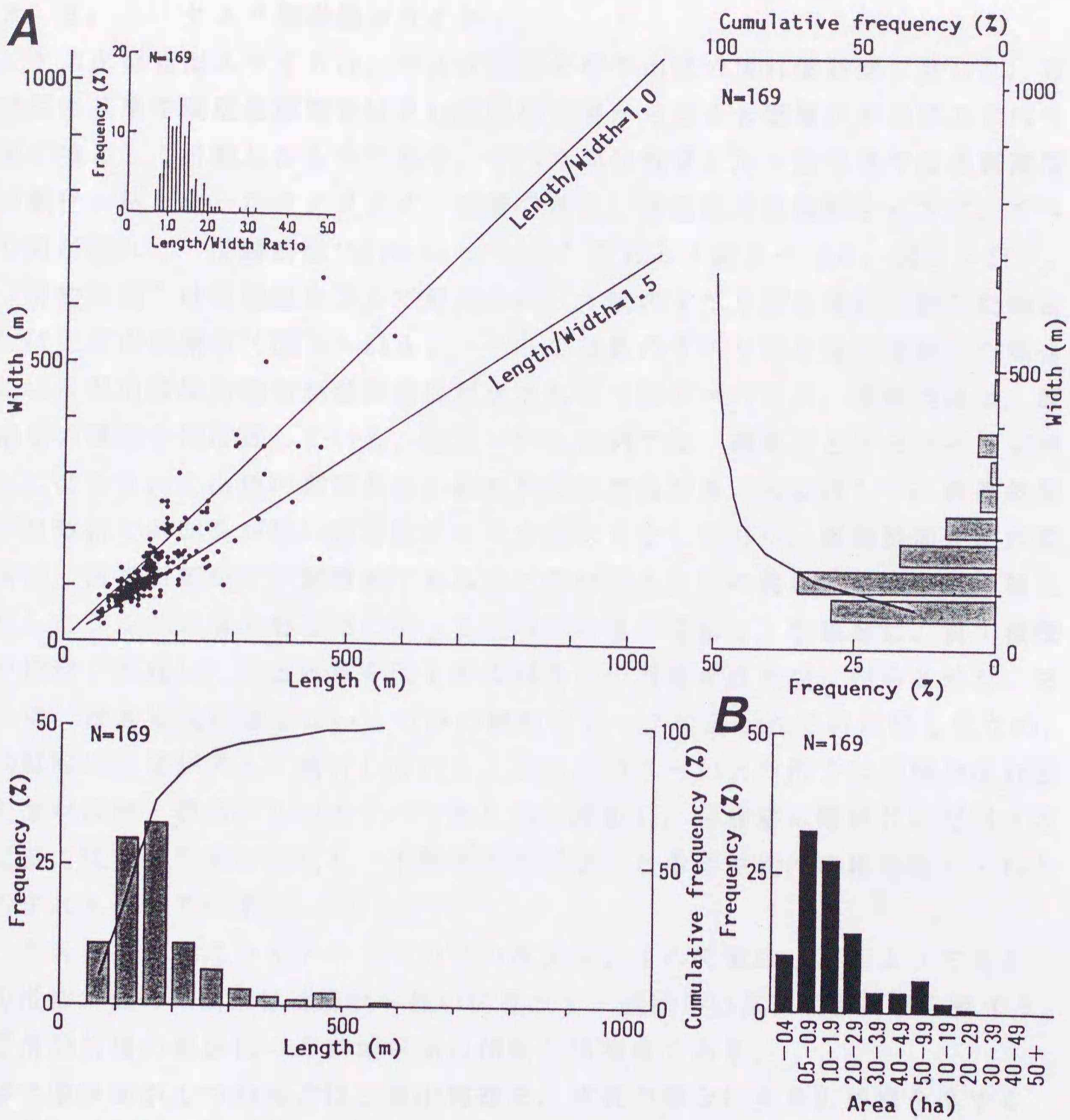


図3-20 岩屑スライドタイプの規模。

A: 滑動地塊の奥行きと幅の頻度分布および奥行き・幅の関係。 B: 滑動地塊の面積の頻度分布。

## 3. 3. 4 ケスタ型岩盤スライド

ケスタ型岩盤スライドは、ケスタ地形をなす山地の流れ盤斜面に見られ、頁岩泥岩互層や凝灰岩薄層をはさむ泥岩砂岩層からなる岩盤層が平面状のすべり面を境として滑動したものである。すべり面は軟質シルト岩薄層や凝灰岩薄層が風化・粘土化したスメクタイト質層である。滑落崖は崖地形を示さず、すべり面が現れた“滑動斜面(Sliding slope)”である(図3-12d, 図3-21)。

“滑動斜面”は原稜線を切って形成され、1枚のすべり面を境に滑動した場合には二重山稜様の(図3-21A)、そして複数のすべり面を境に滑動した場合には多重山稜様の地形が稜線部に形成される(図3-21B)。滑動地塊は、原地層の構造をほぼ残している。図3-21Aの例では、網走川とケミチャップ川とははさまれた山地の東側斜面が緩傾斜で斜面長が長いのに対して、西側斜面が急傾斜で斜面長が短い非対称のケスタ地形をなしており、東側斜面が流れ盤斜面、西側斜面が受け盤斜面であることが分かる。その流れ盤斜面では、粘土化したシルト岩層の層理面に沿って泥岩砂岩層が滑動し、稜線部に二重山稜様の地形を形成し、斜面脚部を流下する網走川の河道を直角状に屈曲させた。さらに、滑動地塊表層部がいくつかの移動ブロックに分かれて再滑動したため、局部的に河道が大きく蛇行している。また、図3-21Bの例では西側の流れ盤斜面が浅部と深部の2つのすべり面を境に滑動し、稜線部に階段状に配列する二重山稜様の地形を形成し、不動域の地形面 $P_1$ と滑動地塊内の地形面 $P_2 \cdot P_3$ とのずれを生じている。

ケスタ型岩盤スライドタイプの空中写真判読上の特徴は、次のようである。

- ①滑動斜面の平面形は直線状～緩い円弧状を、縦断形は直線型斜面状を呈する。
- ②滑動斜面の傾斜は、不動域斜面の傾斜と同程度である。
- ③滑動斜面が1つの場合は二重山稜様を、複数の場合は多重山稜様を呈する。
- ④滑動地塊の平面形は矩形状を、斜面縦断形は直線型斜面状を呈する。
- ⑤滑動地塊全体の乱れは少なく、滑動地塊を滑動斜面に沿ってずり上げると原斜面形がほぼ復元できる。
- ⑥末端部の押し出しによって斜面脚部を流下する河道は直角状に屈曲している。

ケスタ型岩盤スライドタイプの規模は、約65%が奥行き500m・幅400m未満、面積2ha以上30ha未満のものである(図3-22)。アスペクト比は、多くのものが $0.8 \leq L/W \leq 1.3$ である。奥行き600m以下のものと奥行き1,000m以上のものとの二分され、後者のものはアスペクト比が大きく、これは図3-21Aのように滑動地塊が小さな移動ブロックに分かれて、岩盤スランプや岩屑スランプタイプの滑動を繰り返したものであることが多い。

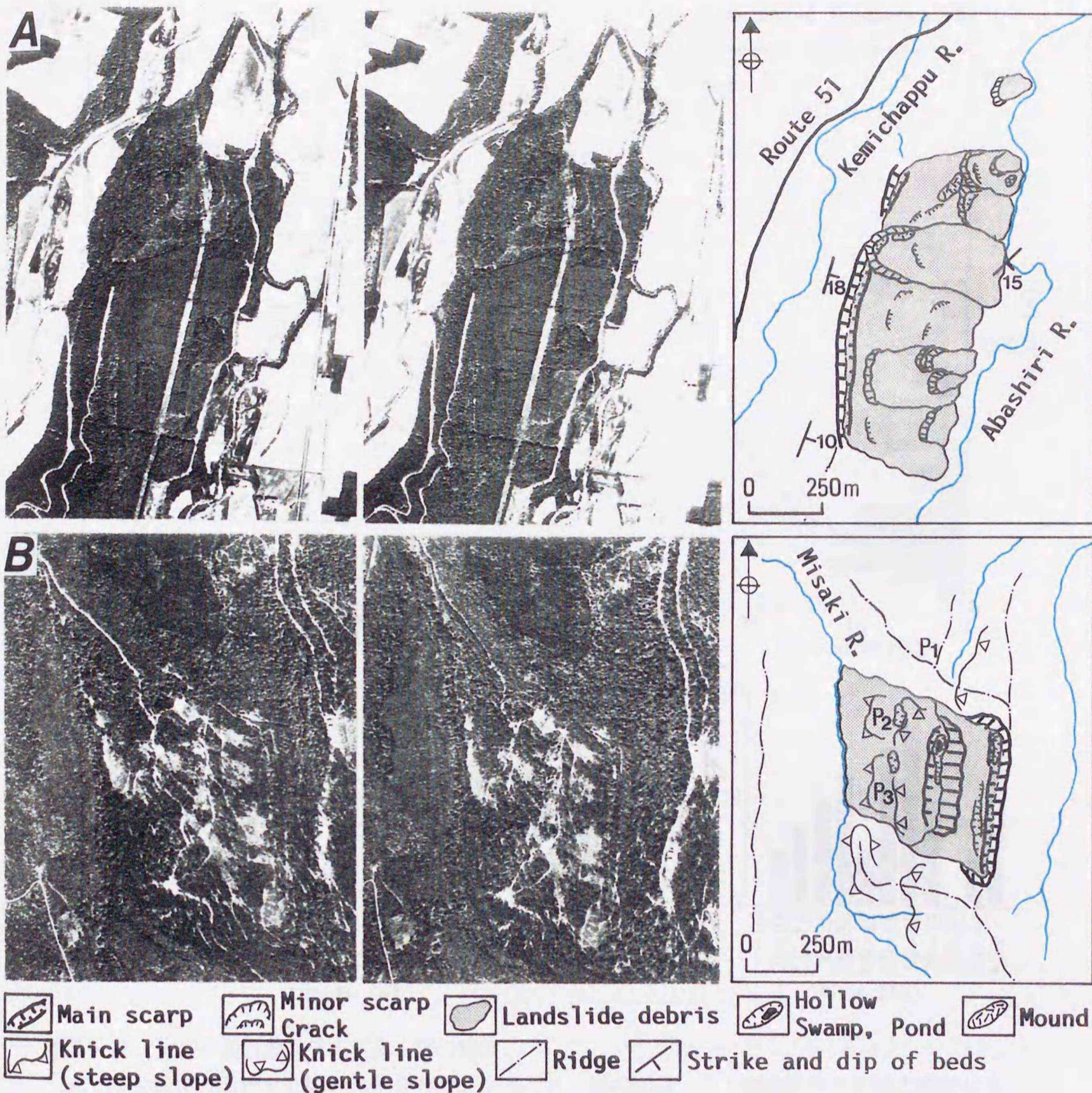


図3-21 ケスタ型岩盤スライドタイプの空中対写真と判読図。

A: 単独型スライド (空中写真84-29 C6-23, 24)。滑落崖は急斜面～崖ではなく傾斜15°前後の“滑動斜面”となっている。基盤地質の中新統頁岩シルト岩層は傾斜10～18°で東南東へ傾き, “滑動斜面”と同構造である。B: 多重型スライド (空中写真H0-84-3X C6B-12, 13)。基盤地質の中新統泥岩頁岩層の層理面は走向N20～25°E・傾斜30～35°Wであり, 斜面は層理面とやや斜交する流れ盤である。浅部とより深部のすべり面を境に滑動したため階段状の“滑動斜面”が形成された。原斜面では不動域の地形面P<sub>1</sub>と滑動地塊内の地形面P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub>は連続していたと思われる。

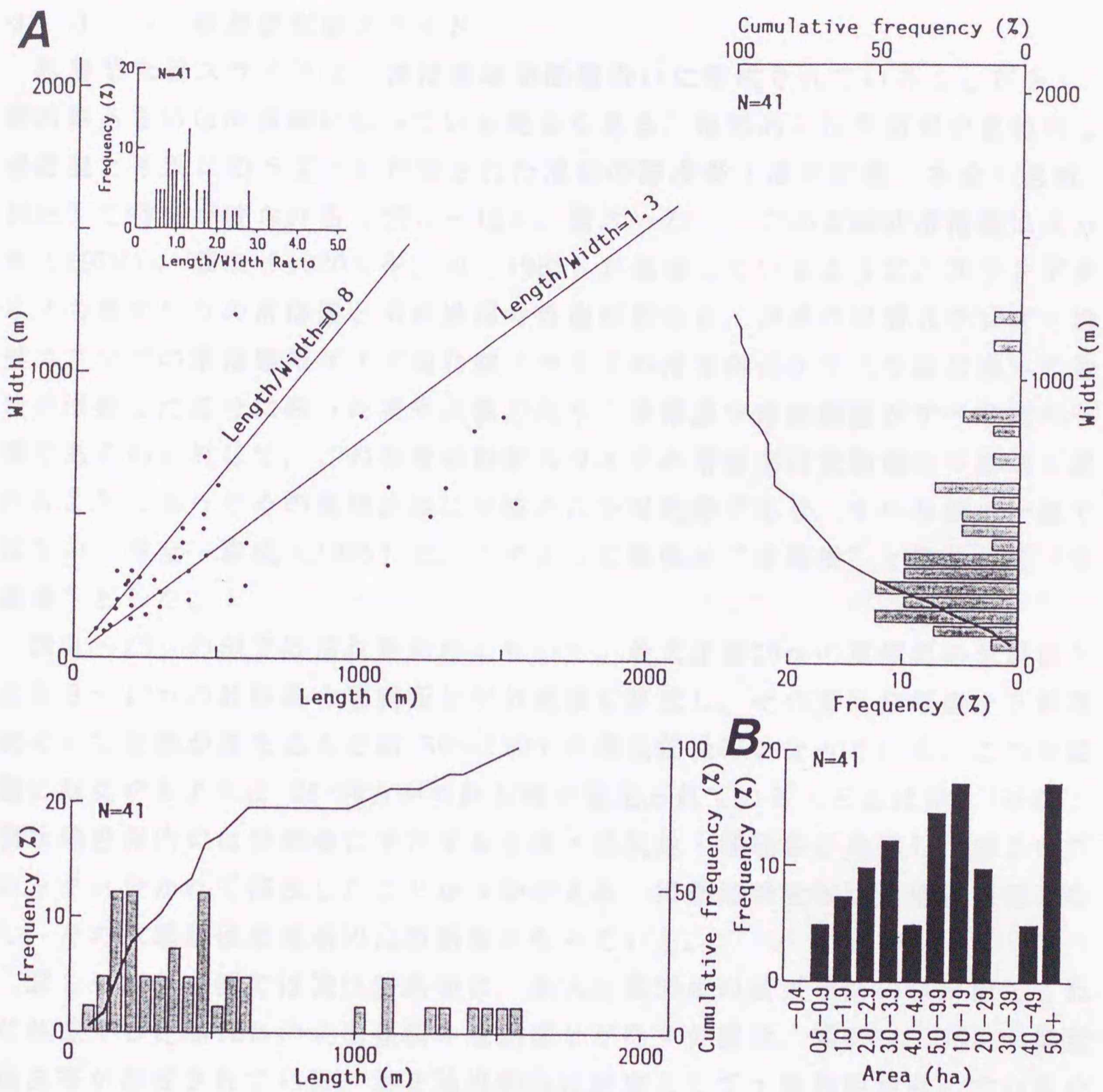


図3-22 ケスタ型岩盤スライドタイプの規模。

A: 滑動地塊の奥行きと幅の頻度分布および奥行き・幅の関係。 B: 滑動地塊の面積の頻度分布。

## 3. 3. 5 断層型岩盤スライド

断層型岩盤スライドは、滑落崖域が断層沿いに形成されていることが多く、背斜軸あるいは向斜軸に沿っている場合もある。地形的には平面形が直線的な滑落崖とそれに沿うように形成された溝状の陥没帯（溝状凹地；木全・宮城，1985）で特徴づけられる（図3-12e，図3-23）。この直線状滑落崖は大八木（1979），藤原（1980）や江川（1982）が指摘しているように、スランプタイプの地すべりの滑落崖と形成過程や性格が異なる。前述の岩屑スランプ・岩盤スランプの滑落崖やケスタ型岩盤スライドの滑落斜面がすべり面に沿って地塊が滑動した部分に残った崖や斜面であり、滑落崖や滑動斜面がすべり面の一部であるのに対して、この断層型岩盤スライドの滑落崖は変動域が不動域と離れることによってその後背斜面に形成された崖地形であり、すべり面の一部ではない。木全・宮城（1985）は、このような崖面を“滑落崖”と区分して“分離崖”とした。

図3-23Aの例では流れ盤斜面において、最大比高25mの南傾斜の急斜面と比高5～10mの北傾斜の急斜面とが分離崖を形成し、その間には分離崖を正断層面として地塊が落ち込んだ幅50～110mの溝状陥没帯となっている。この分離崖に斜交するようにNE-SW方向の向斜軸が推定されている（石田ほか，1968）。溝状陥没帯内には分離崖に平行する小崖・凸状地・窪地群が発達し、細かなブロックに分かれて陥没したことがうかがえる。滑動地塊全体は台地状斜面をなし、その末端部は急傾斜の凸型斜面となっている。

図3-23Bの例では流れ盤斜面に、最大比高35mの南東傾斜の急斜面とこれに並走する比高10mの北西傾斜の急斜面とがなす分離崖、幅60～150mの溝状陥没帯が形成されている。溝状陥没帯内は耕地として土地利用が進んでいるため微地形は改変され、ほとんど残っていない。台地状斜面をなす滑動地塊末端の傾斜遷急線に沿いには小規模なスランプタイプの地すべり斜面がみられる。

断層型岩盤スライドタイプの空中写真判読上の特徴は、次のようである。

- ①並走する分離崖の平面形は直線状～ゆるい円弧状を、縦断形は直線型斜面状を呈する。
- ②分離崖の間は陥没によって形成された溝状陥没帯となっている。
- ③溝状陥没帯内には断片的ではあるが、分離崖と並走する小崖・凸状地・窪地が存在する。
- ④滑動地塊の平面形は矩形状を、斜面縦断形は溝状陥没帯から末端部付近までは緩傾斜の直線型斜面状で、末端部では急傾斜の凸型斜面状を呈する。
- ⑤滑動地塊末端の押し出しによって河道は直角状に屈曲している。
- ⑥滑動地塊末端部の傾斜遷急線に沿って、しばしば岩屑～岩盤スランプタイプ

の変動が発生している。

断層型岩盤スライドタイプではしばしばその滑動地塊末端急斜面に小規模な二次的滑動が発生しており，さらに，事例は多くはないが滑動地塊が大規模に，かつ繰り返し滑動したために地形的に相当開析された事例もある（図3-24）。

図3-24に示す羅臼町知西別川右岸地すべりは，この地域の地すべり多発地質である中新統とこれを不整合に覆う第四紀更新世の溶結凝灰岩とがなすキャップロック構造，基盤岩層中に発達する背斜構造および断層を素因とする岩盤スライドであり，延長約1kmの分離崖とこの間の最大幅200mの溝状陥没帯が明瞭である（図3-24A，矢印）。この分離崖は当初約2kmにわたって伸びていたと思われるが，奥行き約1.5km・幅約2kmの規模を有する滑動地塊のうち南東側半部が複数の移動ブロックに分かれて繰り返し変動したために分離崖や溝状陥没帯が開析され，滑動地塊も約450mほど押し出して知西別川の河道を屈曲させている（図3-24B）。

断層型岩盤スライドタイプでは前述のケスタ型岩盤スライドタイプと比較して，規模の大きなものがやや多く，滑動地塊の奥行き500m・幅400m未満のものは55%を占める程度である（図3-25A）。面積的には10ha以上のものが約60%を占める（図3-25B）。アスペクト比（L/W）では1.0を最頻値として $L/W \leq 1.0$ であるものが約52%であり，他のタイプと比較するとL/Wの小さなものが多い。とくに，海岸沿いや大きな河川沿いの斜面では $L/W=0.4 \sim 0.7$ とアスペクト比の小さなものが数多く認められる。これらは滑動地塊の脚部が波浪や流水によって侵食されたものと推定される。一方，アスペクト比の大きなものでは滑動地塊の下半部で二次的なスランプが繰り返し発生していることが多い。

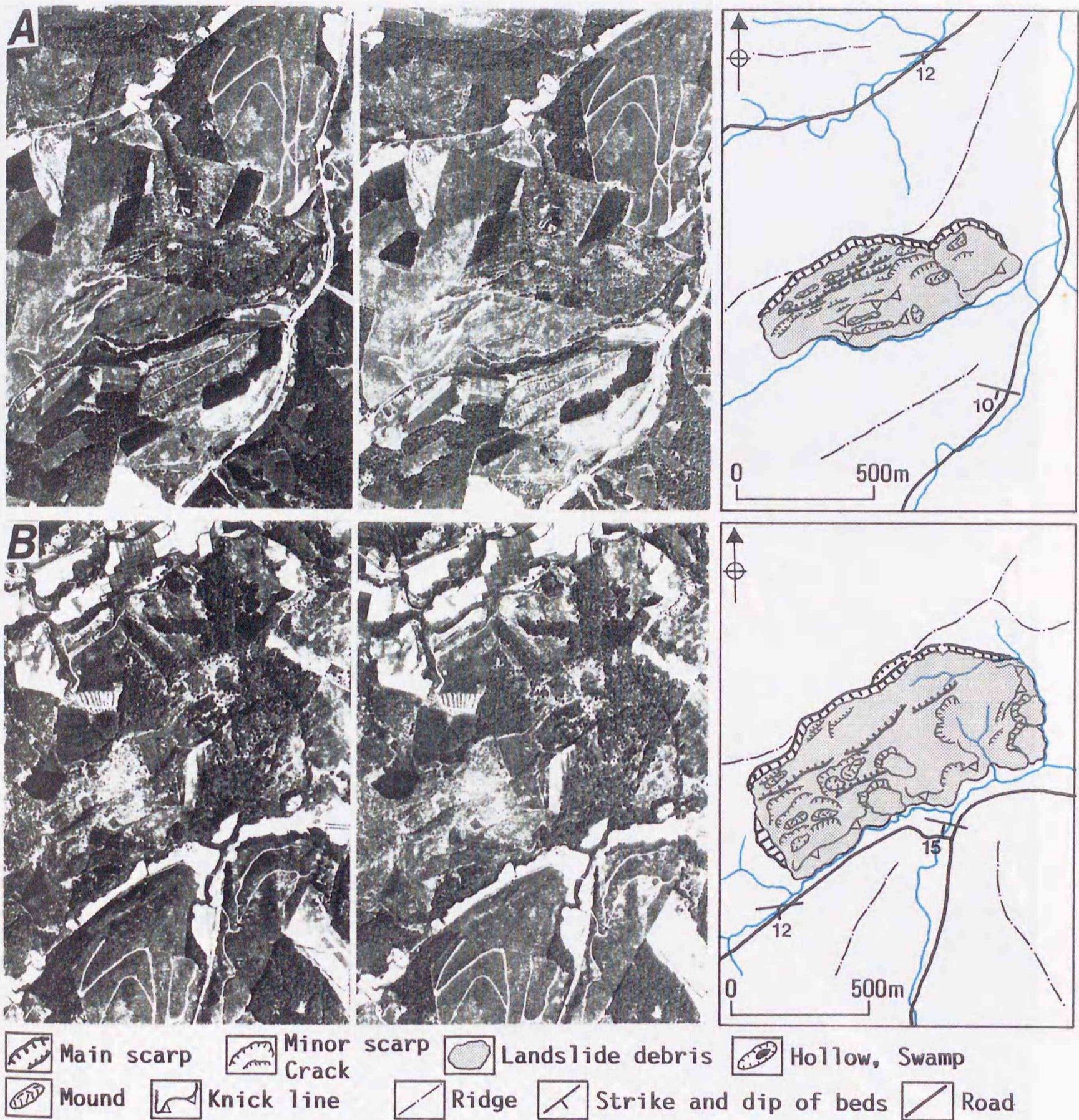


図3-23 断層型岩盤スライドタイプの空中対写真と判読図。

A：分離崖と溝状陥没帯（空中写真H0-71-2X C2-9, 10）。溝状陥没帯内は小ブロックに分かれて陥没したため、凹凸が著しい。B：分離崖と溝状陥没帯（空中写真H0-71-2X C2-9, 10）。溝状陥没帯内は耕地となっており、微地形はほとんど失われている。滑动地塊末端部の急斜面には多くの二次的な岩盤～岩屑スランプが認められる。

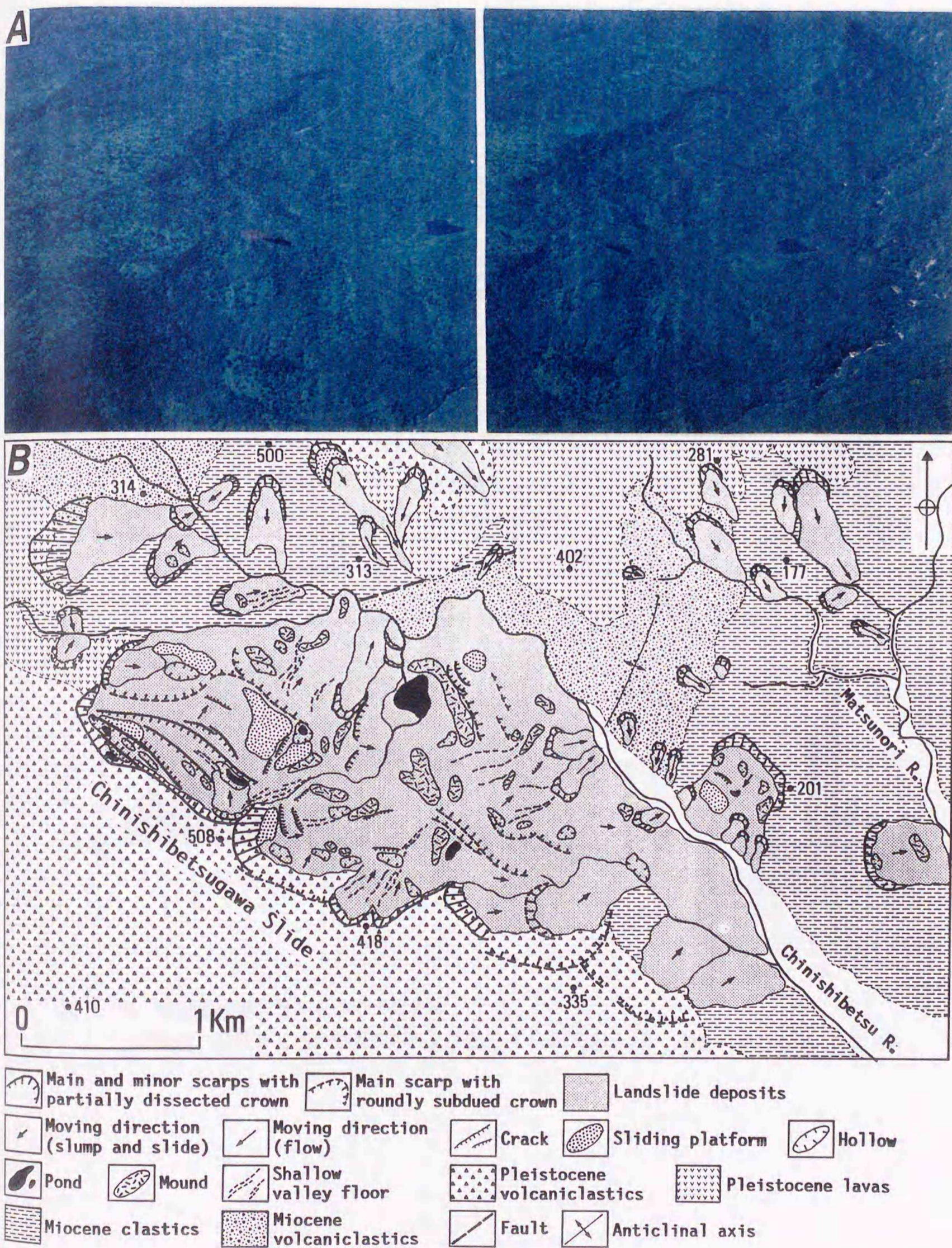


図3-24 断層型岩盤スライドタイプの再滑動；知床半島，知西別川右岸知地すべり。

A：空中斜め対写真（1995年9月撮影）。分離崖（矢印）で境される最大幅 200mの溝状陥没帯が明瞭である。B：空中写真（山-920 C2-12~15, C3-9~11, C4-9~11）判読図，地質は5万分の1地質図幅（三谷ほか，1963；土居ほか，1970）による。分離崖・溝状陥没帯の南東側半部は滑動の繰り返しのよって開析された。

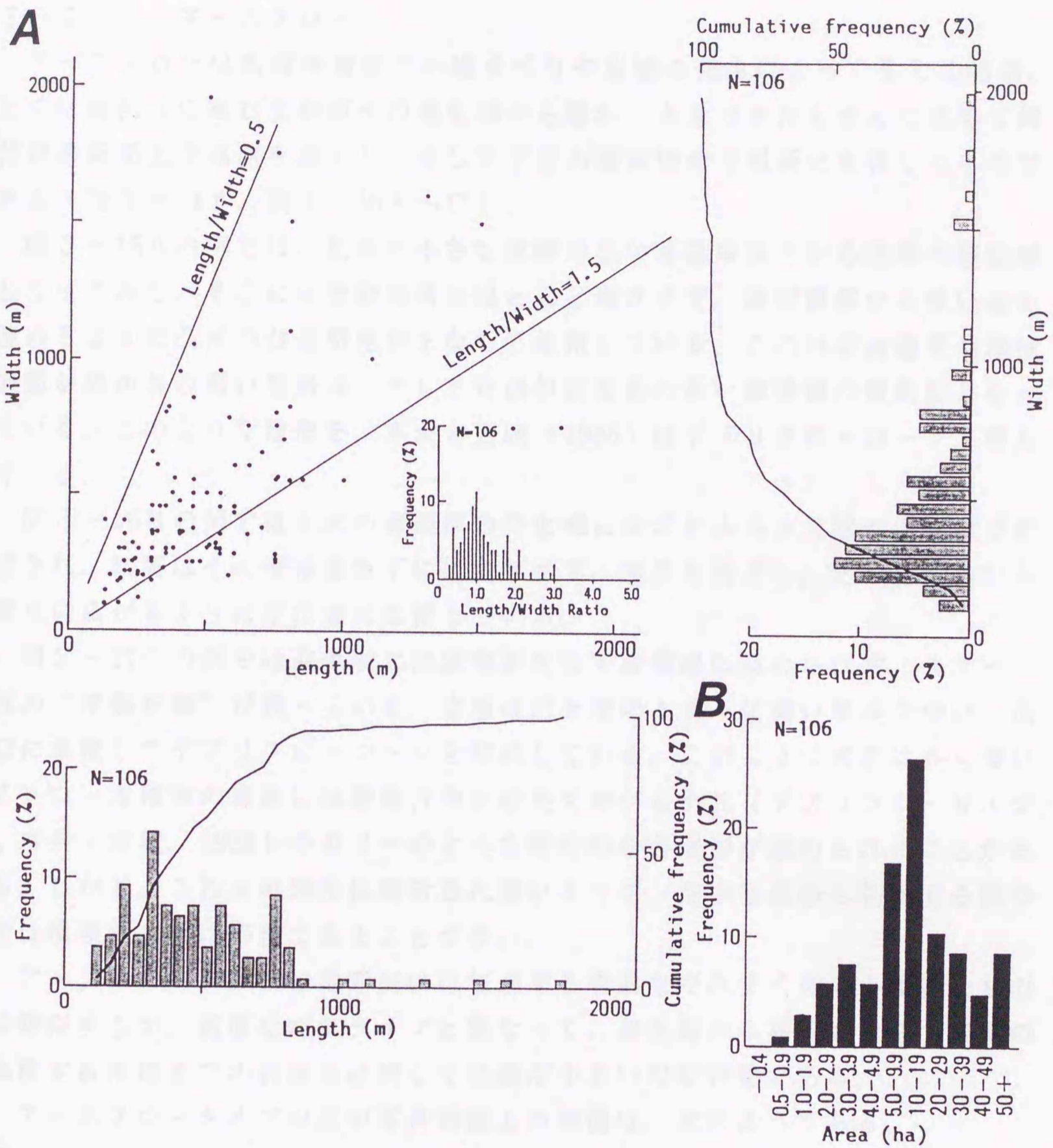


図3-25 断層型岩盤スライドタイプの規模。

A: 滑動地塊の奥行きと幅の頻度分布および奥行き・幅の関係。 B: 滑動地塊の面積の頻度分布。

## 3. 3. 6 アースフロー

アースフローは斜面表層部での地すべりや崩壊の発生によって生じた岩屑、とくに細粒分に富む土砂がその発生域から離れ、多量の水分を含んだ状態で緩傾斜の斜面上や溪床を流下し、そして下方の緩斜面や平坦面に集積したものである（図3-12f, 図3-26A～C）。

図3-26Aの例では、比高の小さな馬蹄形状の滑落崖直下から岩屑の移動域となっており、そこには滑動岩屑はほとんど残存せず、斜面脚部から狭い谷を埋めるように凸状の台地型地形をなして集積している。この凸状台地型地形は前面が斜面長の短い急斜面、そして背面が斜面長の長い逆傾斜の緩斜面となっている。このような地形を、木全・宮城（1985）はデブリフローコーンと呼んでいる。

図3-26Bの例では小沢の源頭部の発生域にはボトルネック状の滑落崖が形成され、岩屑はその滑落崖直下には残存せず、溪床を流下し、そして沢口から扇状に広がるように平坦面に堆積している。

図3-27Cの例では発生域には崖地形をなす滑落崖は認められず、スプーン状の“滑動斜面”が残っている。岩屑は沢を埋めるように薄い層厚で伸び、沢口に集積してデブリフローコーンを形成している。このように沢状に長く伸びるフロー堆積物の表面には移動方向に細長く伸びる小丘（デブリフローリッジ；木全・宮城，1985）やガリーのような断片的な谷地形が認められることがある。しかし、これら微地形は開析され易いようで、空中写真から判読する限りでは堆積物表面は平滑であることが多い。

アースフロータイプは地形的には後述する岩屑なだれタイプの小規模なものに類似するが、岩屑なだれタイプと異なって、発生域から移動域を経て岩屑の集積する末端までの斜面長に対して比高が小さいのが特徴である。

アースフロータイプの空中写真判読上の特徴は、次のようである。

- ① 滑落崖の平面形はボトルネック状～馬蹄形状を、縦断形は緩傾斜の凹型斜面状を呈する。
- ② 滑落崖の崖地形が不明瞭な場合もあり、その場合には緩傾斜のスプーン状斜面が残っている。
- ③ 滑動地塊の平面形は末端部で扇状に広がる沢形状をなし、斜面縦断形は末端部までは緩傾斜の凹型斜面状を呈し、末端部では急傾斜の凸型斜面となって“デブリフローコーン”を形成している。
- ④ 滑動岩屑内に移動方向に伸長する小丘“デブリフローリッジ”が発達するが、開析されていることも多い。
- ⑤ 末端押し出しによって河道は大きく屈曲・蛇行する。

また、図3-13Cや図3-15Cでも見られるように、しばしば岩屑スランプや岩盤スランプタイプの斜面の末端域がアースフローとして副次的に滑動していることがある。これは滑動地塊が風化されたり繰り返し滑動することによって次第に細粒化・粘土化し、それが集中豪雨や融雪によって高含水状態で流動したためと思われる。

図3-26Dの例において、南北に伸びる山地はケスタ地形をなしており、稜線の東側が斜面長の短い、急傾斜の受け盤斜面、西側が斜面長の長い、緩傾斜の流れ盤斜面である。地塊の滑動によって稜線は途切れており、流れ盤斜面側には明瞭な側方崖が認められる。これはケスタ型岩盤スライドタイプの滑動によって稜線が変位し、後にその滑動地塊が繰り返し変動したために、ケスタ型岩盤スライドの特徴である二重山稜様の稜線も開析されたものと思われる。現状では滑動地塊は斜面上にほとんど残っておらず、斜面脚部から谷内の平坦面を埋めるように集積し、その末端部ではデブリフローコーンが形成されている。したがって、ここでは、流れ盤斜面でのケスタ型岩盤スライド→滑動地塊内の岩盤～岩屑スランプの繰り返し→アースフロー、といった滑動履歴が推定でき、アースフローがケスタ型岩盤スライドタイプの斜面における変遷過程の末期の形態となっている。

アースフロータイプは小規模なものが多く、80%以上が奥行き300m・幅150m・面積3ha未満のものである(図3-27)。当然のことながら岩屑はその幅に比して長く伸びているためアスペクト比は大きい。多くのものは $1.5 \leq L/W \leq 3.0$ であり、時に3.5～6に及ぶものもある。

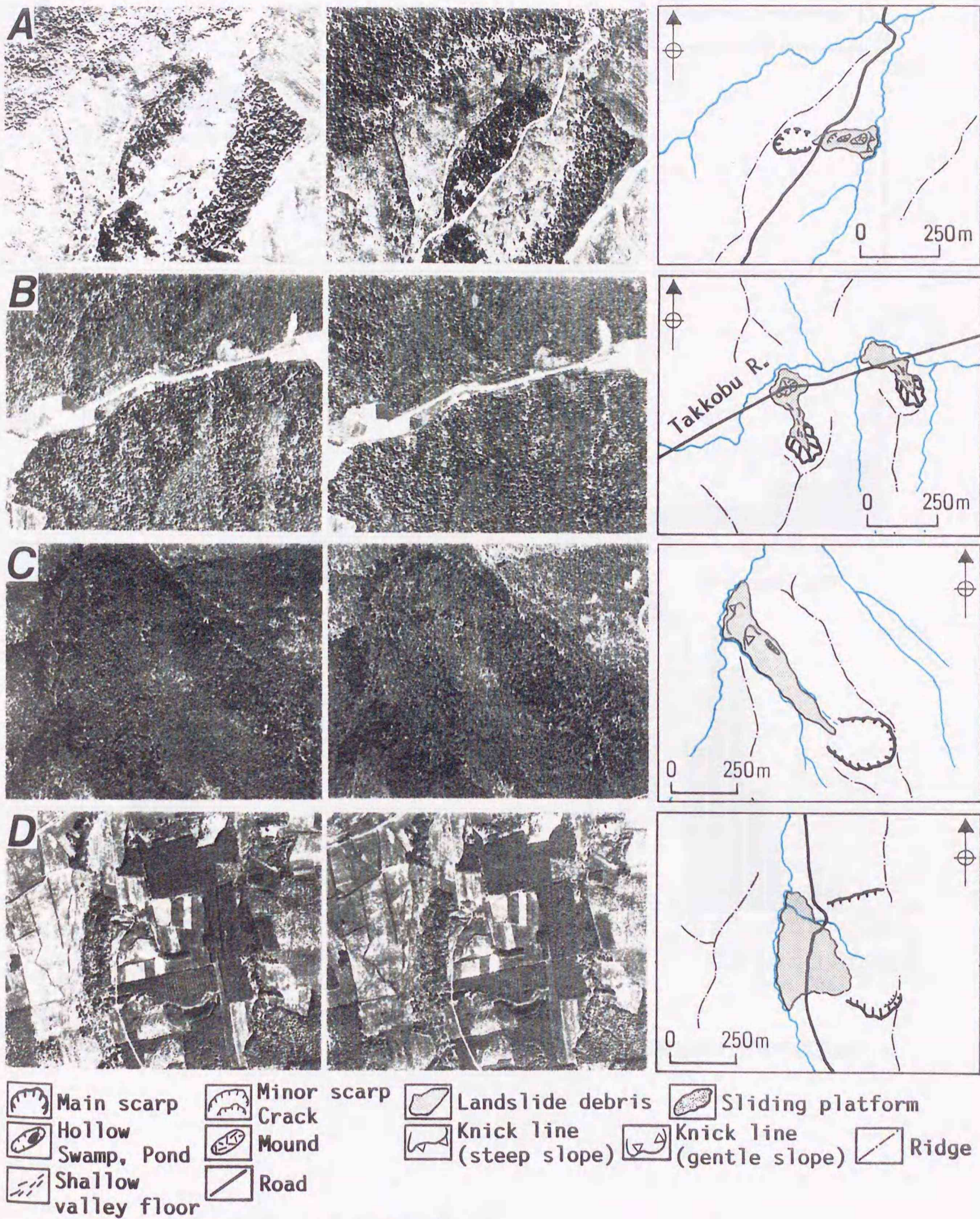


図3-26 アースフロータイプの空中対写真と判読図。

A: 発生域を離れて沢状に伸びる岩屑(空中写真H0-71-2x C10-16, 17)。流動岩屑内には移動方向に伸びる小丘(デブリフローリッジ)が、そして末端部には凸型台地状斜面(デブリフローコーン)が形成されている。B: 溪床を流下し、沖積平坦面に集積した岩屑(空中写真H0-71-2x C12-13, 14)。C: スpoon状の滑动斜面と谷を埋めて緩斜面をなす岩屑(空中写真H0-69-1x C9-8, 9)。D: 斜面脚部に集積する岩屑(空中写真H0-71-2x C6-5, 6)。ケスタ型岩盤スライド→岩盤スランプ、岩屑スランプの繰り返→アースフローといった滑动履歴が推定され、最終的に岩屑は大きく押し出すように緩斜面脚部に集積した。

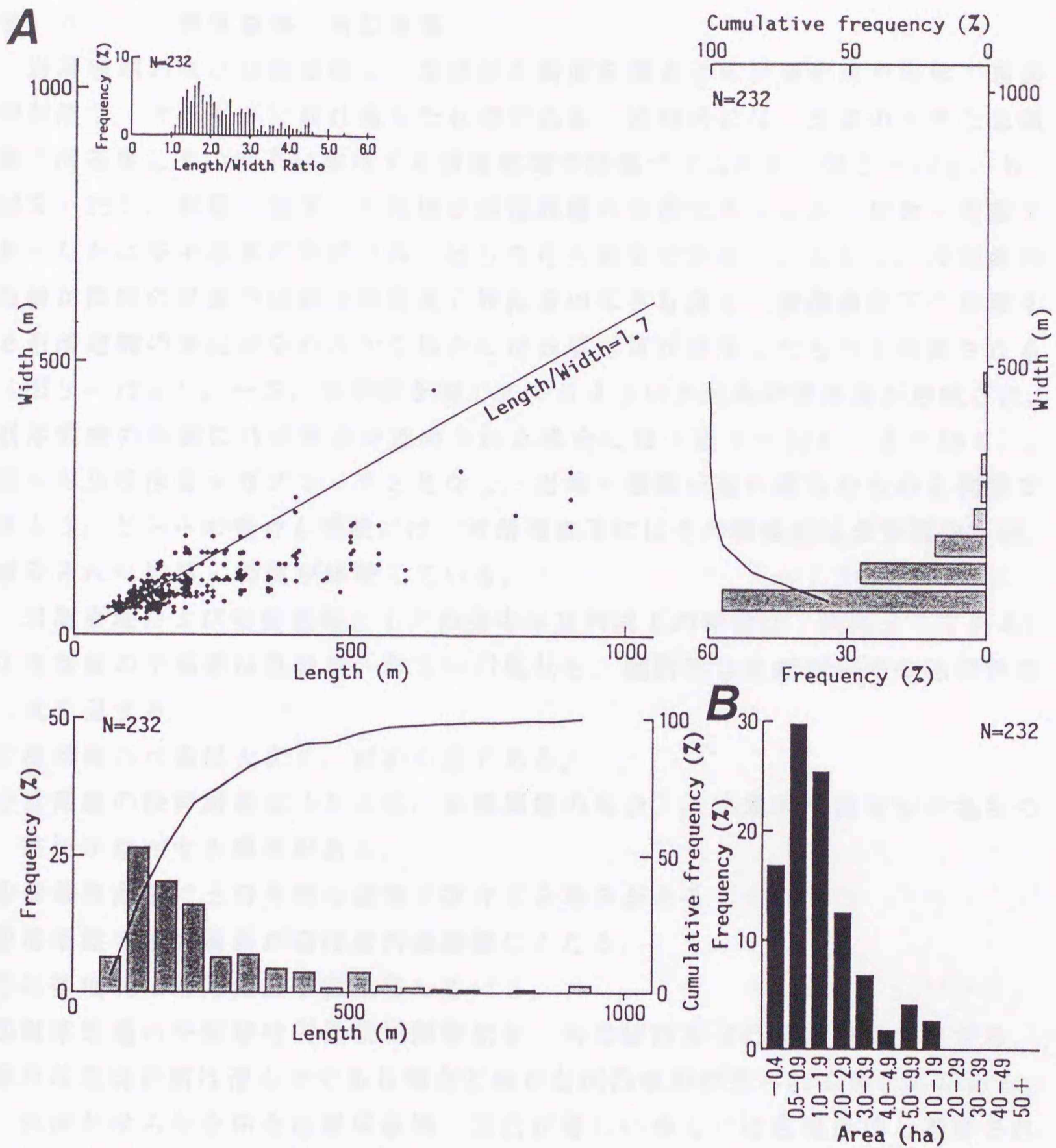


図3-27 アースフロータイプの規模.

A: 流動岩屑の奥行きと幅の頻度分布および奥行き・幅の関係. B: 流動岩屑の面積の頻度分布

## 3. 3. 7 岩屑崩壊・岩盤崩壊

岩屑崩壊および岩盤崩壊は、急傾斜の斜面を構成する表層岩屑や岩体・岩盤が剥離し、その直下に崩れ落ちたものである。地形的には、比高の大きな急傾斜の滑落崖とその直下に集積する崩落地塊で特徴づけられる（図3-12g, h, 図3-28）。剥離・崩落した地塊が斜面表層の岩屑であったか、岩体・岩盤であったかは空中写真の判読のみではもちろん断定できない。しかし、滑落崖の傾斜が周囲の斜面の傾斜と同程度で崩落層の厚さも薄く、滑落崖直下に集積する崩落地塊の表面がなめらかな場合には表層岩屑が剥落したものと判断される（図3-12g）。一方、急斜面を深くえぐるように大比高の滑落崖が形成され、崩落地塊の表面に凸状地形が認められる場合には（図3-12h, 3-28A）、個々の凸状体をメガブロックと見なし、岩体・岩盤が崩れ落ちたものと判断できよう。どちらの場合も現状では、滑落崖直下にはその構成比は多少異なるが、破碎された岩屑・岩塊が集積している。

岩屑崩壊および岩盤崩壊タイプの空中写真判読上の特徴は、次のようである。

- ① 滑落崖の平面形は直線状～ゆるい円弧状を、縦断形は直線型～やや凹型斜面状を呈する。
- ② 滑落崖の比高は大きく、傾斜も急である。
- ③ 滑落崖の後背斜面に（とくに、岩盤崩壊の場合）、小規模な崖地形や亀裂の痕跡が存在する場合がある。
- ④ 滑落崖直下に三日月状の窪地が存在する場合がある。
- ⑤ 滑落崖の下方延長がほぼ原斜面脚部にあたる。
- ⑥ 崩落地塊は滑落崖直下に集積している。
- ⑦ 崩落地塊の平面形は円弧状馬蹄形状を、斜面縦断形は凸型斜面状を呈する。
- ⑧ 崩落地塊表面は滑らかである場合と細かな凹凸地形が見られる場合とがある。表面が滑らかな場合は岩屑崩壊、凹凸が著しい場合には岩盤崩壊と判断される。
- ⑨ 崩落地塊によって河道が大きく屈曲していたり、谷が埋積され上流側にせき止め湖が形成されている場合がある。

崩壊タイプでは図3-28Aの例のように崩落地塊のほとんどが平坦面に集積しているような場合には崩落地塊の安定性はその状態では高いと判断される。しかし、崩落地塊が狭い谷部や斜面中腹に集積した場合にはその一部が二次的に溪床を流下していることがある（図3-28B）。

図3-28Bの例では崩落した岩屑・岩塊が狭い谷を埋めてランドスライドダムを形成し、その上流側にはせき止め湖を形成している。下流側の谷沿いには

岩屑堆積物が長く伸びており、その内部には“流れ山”と思われる半球状の小丘群が認められる。ランドスライドダムを形成した岩屑・岩塊の一部が後にフロー（DF）として谷沿いに流下したものと推定される。また、比高の大きな滑落崖（ $S_1$ ）の側方斜面には小崖（ $S_2$ ）が認められる。このような滑落崖背後や側部の小崖・亀裂は崩落地塊末端部の河川による侵食や人為的な斜面脚部の開削などによって滑落崖の後背斜面が大きく変動する素因となるものである。滑落崖背後に形成された小崖に起因して、滑落崖斜面が新たに変動した事例を図3-28Cに見ることができる。

図3-28Cの例では、2段の滑落崖（ $S_1$ ,  $S_2$ ）と南の沢の河道を大きく屈曲させるように押し出した変動地塊が特徴的である。比高の小さな滑落崖（ $S_2$ ）は円弧状の平面形をなし、冠頂もシャープである。その直下には一部原地形を保った状態の滑動地塊が存在し、その舌端部は大きく押し出した変動地塊の上面を覆っている。比高60~80mを有する滑落崖（ $S_1$ ）は地形的にやや不明瞭であり、滑落崖（ $S_2$ ）に対応する滑動地塊によって変位したように見える。地質は泥岩や火山碎屑岩からなる中新統とこれを不整合に覆う玄武岩溶岩からなり、滑落崖を通る NNE-SSW方向の断層が推定されている（八幡ほか，1988）。

この斜面ではキャップロック構造と断層を地質的素因として、比高の大きな滑落崖（ $S_1$ ）を形成した岩盤崩壊とそれに伴う後背斜面での小崖・亀裂形成→その後背斜面での滑落崖（ $S_2$ ）を形成した新たな岩盤スランプ→平坦面に集積した崩落岩屑表層～末端部でのスランプ～フロータイプの再滑動、といった変遷を解析することができる（図3-28D）。

また、火山地域では特徴的な崩壊現象を見ることができる。一つは第四紀火山体の山頂や山腹に噴出した溶岩ドームの崩壊（図3-29）であり、もう一つは火山体そのものの山容を大きく変貌させるような規模を有する崩壊（図3-30）である。

図3-29は、知床半島中央部の知西別岳山頂部に見られる溶岩ドームの崩壊の典型的な例である。知西別岳は知床半島中軸上に配列する第四紀更新世の成層火山の一つであり（勝井ほか，1985），その山頂部には直径約2kmの火口縁が崩壊などによって相当開析されているが残っている。火口原には長さ850m・幅120mの火山性地溝（図3-29C・Dの矢印，図3-29EのCG）に関連して基底直径650m・比高100mの溶岩ドーム（CLd）が噴出したが、その西半部は崩壊し、崩落岩屑・岩塊の一部は谷沿いに崩れ落ちている（Ito, 1997）。

図3-30は火山体の山容を変貌させるような規模の崩壊例で、遠音別岳の北西側斜面に存在する巨大崩壊である。遠音別岳は知西別岳と同様に厚い安山岩質溶岩と火山碎屑物とが互層状に累重した第四紀成層火山体である（勝井ほか，

1985)。巨大崩壊の滑落崖は傾斜 $35\sim 40^\circ$ ・最大比高 300mで馬蹄形状に開き、その直下は滑動斜面と思われる傾斜 $15^\circ$ ほどの緩斜面となっている（図3-30A）。その緩斜面の前面に大量の崩落地塊が集積し、その表面には基底直径15~90・最大比高50mの半球状小丘の群集が見られる（図3-30B, C）。この半球状小丘群はメガブロック群と思われ、膨大な量の地塊が緩斜面を急速に滑落し、破碎された巨大な岩塊が集積したことを示している。滑落崖・滑動斜面直下に集積した地塊は後にスランプを繰り返す、また、山麓緩斜面に押し出した岩屑はフローとなって長く伸び、結果として滑動地塊の舌端部は崩壊域から約7.5km離れたオホーツク海岸付近まで達している（図3-30C）。

岩屑崩壊および岩盤崩壊タイプには奥行き・幅がともに数10mの規模のものから火山体の山容を著しく変貌させるような規模のものまであるが、約86%が崩落地塊の奥行き250m・幅250m・面積4ha未満のものであり、アスペクト比は1.0を最頻値として $0.8 \leq L/W \leq 1.3$ のものが約78%を占める（図3-31）。もちろん崩落地塊が後に再滑動したり、比高の大きな滑落崖の後背斜面が後に新たに変動したような履歴を有するものでは奥行きは長くなり、アスペクト比も2~3と大きくなる。

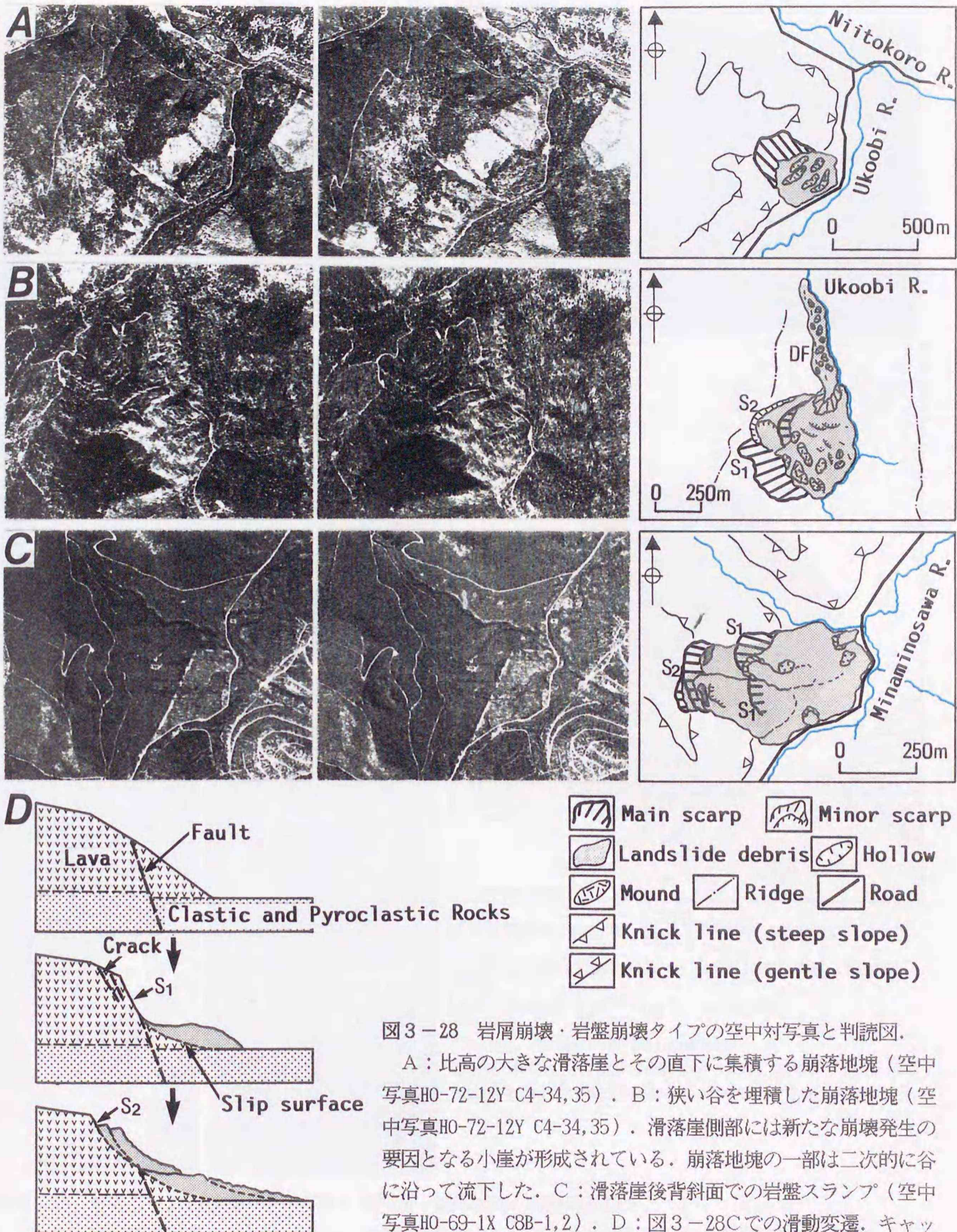
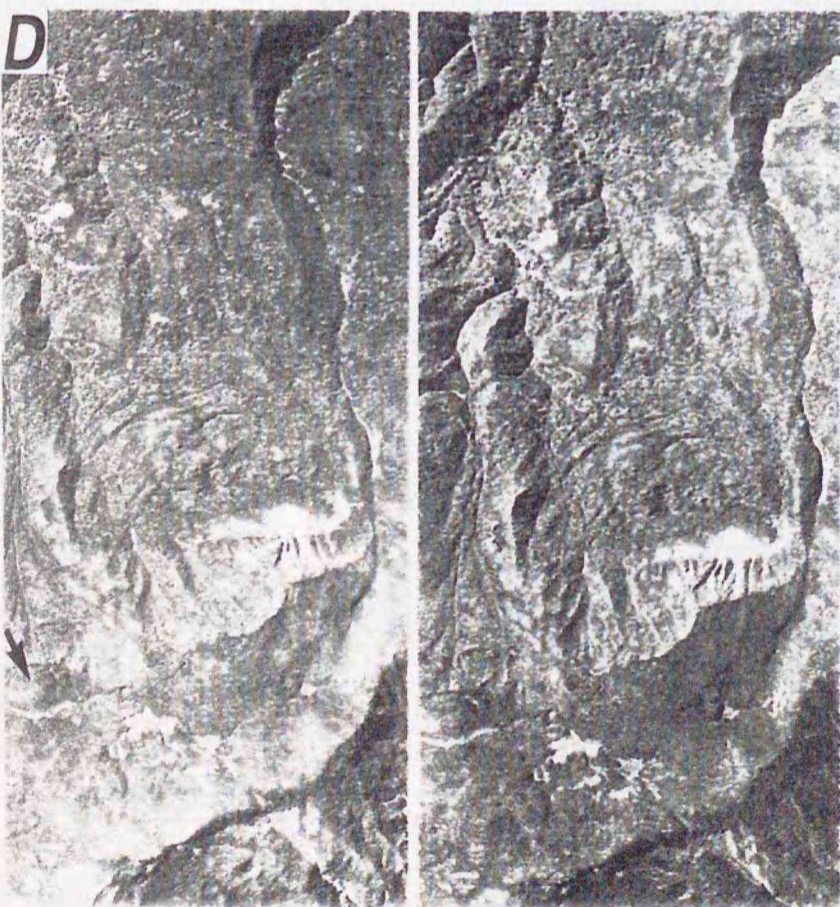
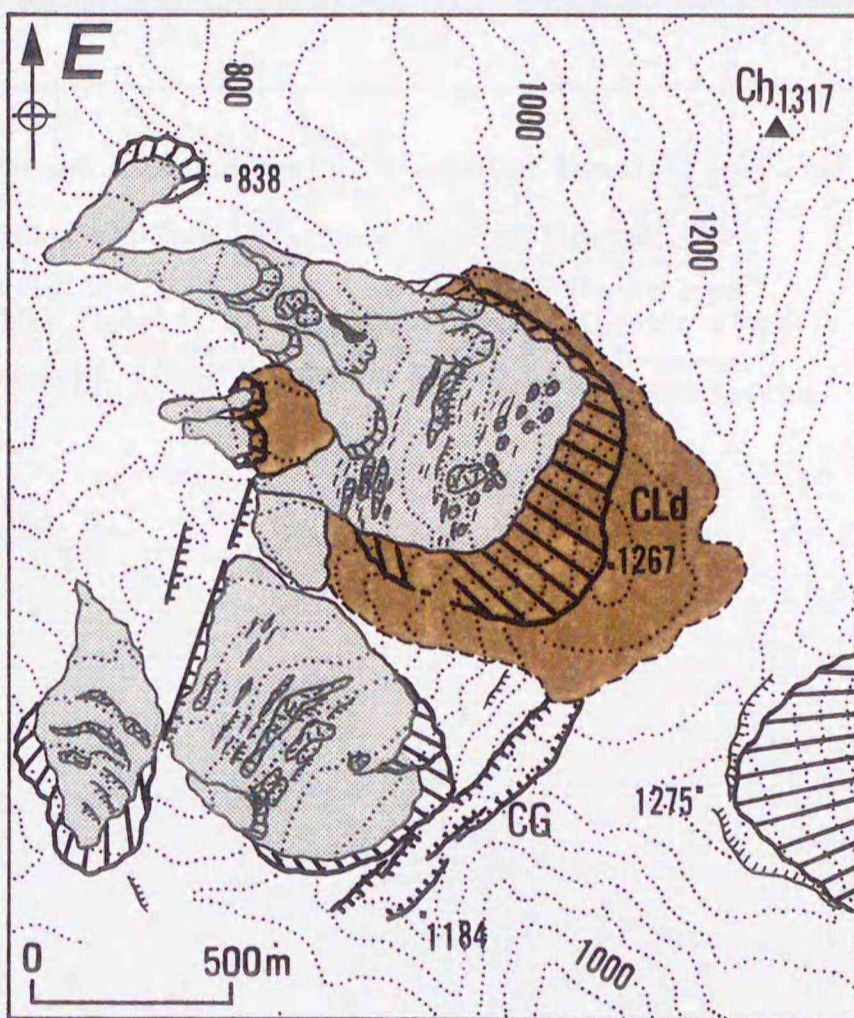
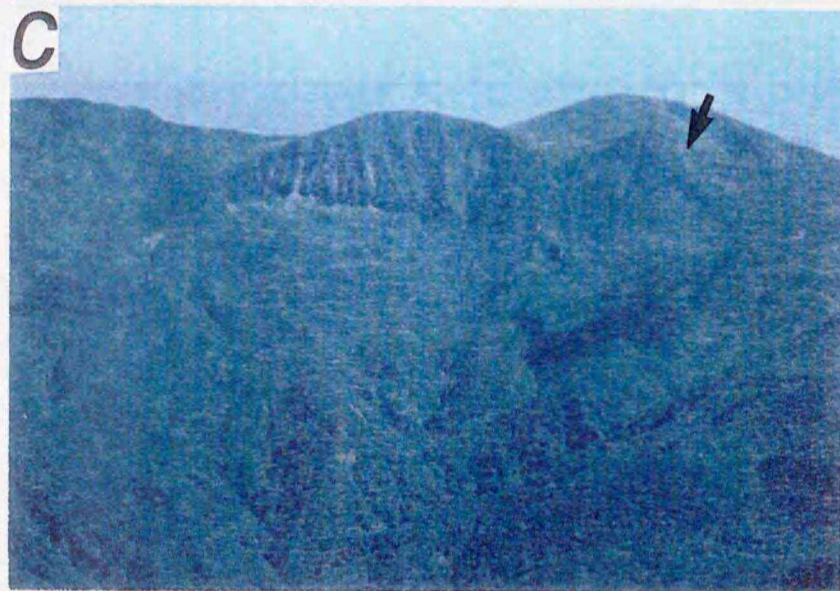
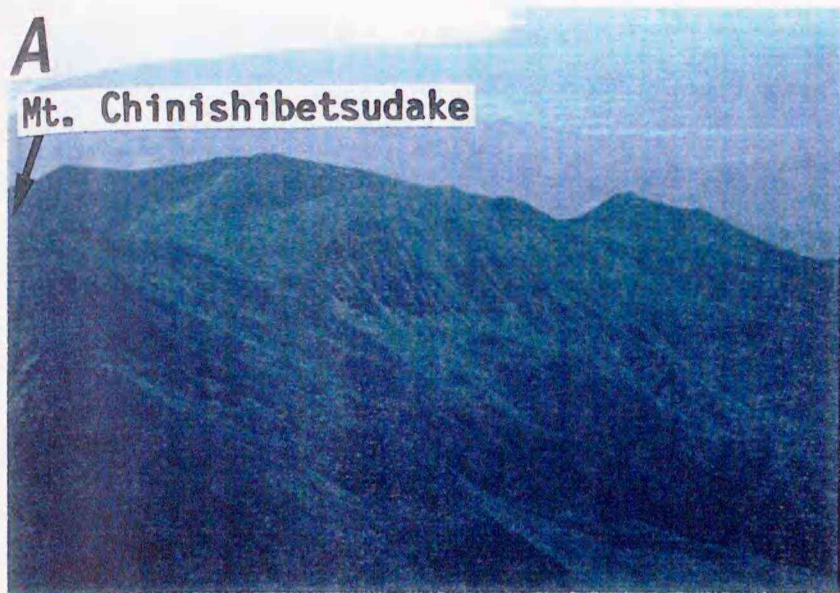


図3-28 岩屑崩壊・岩盤崩壊タイプの空中対写真と判読図。  
 A：比高の大きな滑落崖とその直下に集積する崩落地塊（空中写真HO-72-12Y C4-34, 35）。B：狭い谷を埋積した崩落地塊（空中写真HO-72-12Y C4-34, 35）。滑落崖側部には新たな崩壊発生の要因となる小崖が形成されている。崩落地塊の一部は二次的に谷に沿って流下した。C：滑落崖後背斜面での岩盤スランプ（空中写真HO-69-1X C8B-1, 2）。D：図3-28Cでの滑動変遷。キャップロック構造・断層に起因した岩盤崩壊と滑落崖後背斜面での亀裂発生→その亀裂に起因した岩盤スランプ、崩落岩屑末端表層のスランプ～フローといった滑動履歴が解析できる。地質は、八幡ほか（1988）による。









 Main scarp   
  Minor scarp, Crack  
 Landslide debris   
  Hollow, Pond  
 Mound   
  Fault scarplet  
 Ch: Mt. Chinishibetsudake  
 CLd: Chinishibetsudake lava dome  
 CG: Chinishibetsudake volcanic graben

図3-29 溶岩ドームの崩壊の空中写真と判読図：知床半島，知西別岳南方。

A～C：空中斜め写真（北北東，北および北北西方向から1995年9月撮影）。D：空中対写真（83-32 C5-20, 21）。E：微地形判読図。CLdは知西別岳溶岩ドーム，CGは知西別岳溶岩ドーム形成に関与した火山性地溝。

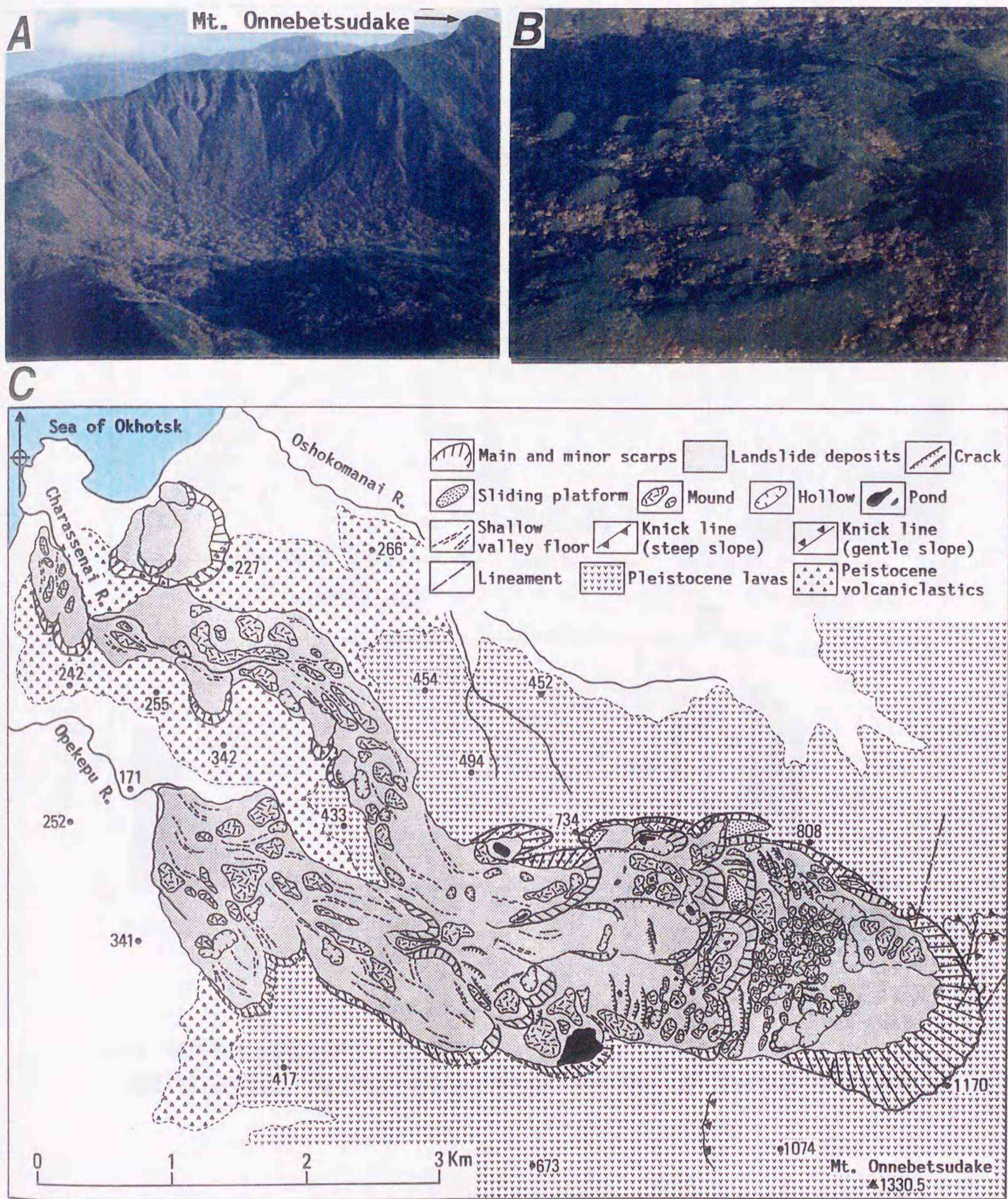


図3-30 巨大崩壊の空中写真と判読図：知床半島，遠音別岳北西斜面。

A：滑落崖および地塊集積域の空中斜め写真（1994年10月撮影）。B：滑落崖直下の半球状小丘群“メガブロック”群（1994年10月撮影）。C：微地形判読図。崩落地塊は後にスランプ、フローを繰り返し、末端部はオホーツク海岸まで伸びている。地質は杉本・松下（1961），杉本ほか（1962），三谷ほか（1963），土居ほか（1970）および勝井ほか（1985）による。

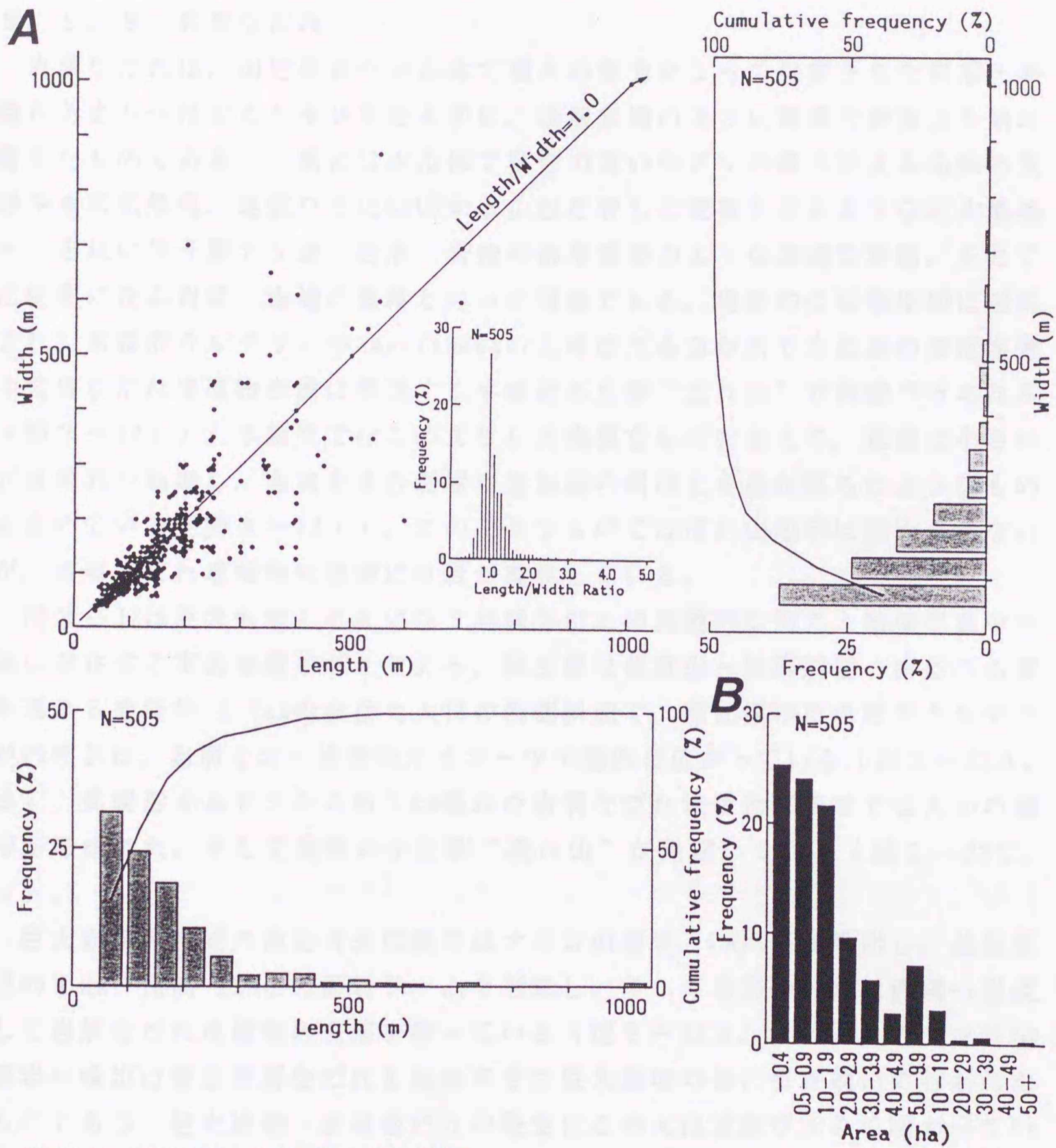


図3-31 岩屑崩壊・岩盤崩壊タイプの規模

A: 崩落地塊の奥行きと幅の頻度分布および奥行き・幅の関係. B: 崩落地塊の面積の頻度分布.

## 3. 3. 8 岩屑なだれ

岩屑なだれは、山地斜面や火山体で種々の営力によって生産された岩屑・岩塊があまり～ほとんど水分を含まずに、表層雪崩のように高速で斜面上を崩れ落ちたものである。一般には火山体で粘性の高いマグマの貫入による山体の変形や水蒸気爆発、地震などに起因する山容を著しく変貌させるような巨大崩壊と、それに伴う膨大な量の岩屑・岩塊の表層雪崩のような急速な移動、そして広範囲に及ぶ岩屑・岩塊の堆積といった現象である。地形的には発生域に形成された馬蹄形カルデラとかAmphitheaterと呼ばれる急傾斜で大比高の滑落崖壁や岩屑なだれ堆積物表面に発達する半球状小丘群“流れ山”で特徴づけられる(図3-12i)。本論文ではこのような大規模なものに加えて、規模は小さいが急斜面が崩壊し、岩塊を含む岩屑が急傾斜の斜面上を崩れ落ちたようなものも含めている(図3-12j)。このようなものでは流れ山地形は認められないが、岩屑なだれ堆積物末端域に巨岩が集積している。

図3-32は巨大崩壊とそれに伴う岩屑なだれの典型的な例で、知床半島中央域に存在する南岳岩屑なだれである。発生域は硫黄山-知円別岳-南岳の山頂を連ねる直径約2.2kmの南岳大火口の西側斜面で、西に開いた馬蹄形カルデラが形成され、岩屑なだれ堆積物がオホーツク海側に広がっている(図3-32A, B)。馬蹄形カルデラから約7km離れた岩屑なだれ堆積物末端域では大小の湖沼が形成され、そして無数の小丘群“流れ山”が発達している(図3-32C, D)。

巨大崩壊発生域の南岳大火口底ではナマコ山溶岩(NkL)が噴出し、基底直径約1km・比高220mの溶岩ドームを形成し、そして溶岩の一部は西側へ溢流して岩屑なだれ堆積物の上部を覆っている(図3-32B, E)。このナマコ山溶岩の噴出は南岳岩屑なだれを発生させた巨大崩壊の後に引き続いて行われたものであり、巨大崩壊・岩屑なだれの発生にこの火山活動が大きく関わっていた可能性が大きい。さらに、このナマコ山溶岩を覆って小規模な南峰溶岩ドーム(NpL)が噴出している。

図3-33の例は知床半島先端域の知床岳南側斜面～山麓に見られる崩壊・岩屑なだれであり、北側からウナキベツ岩屑なだれ、クズレハマ岩屑なだれ、そしてカモイウンベ岩屑なだれである(図3-33A, D)。

ウナキベツ岩屑なだれ発生域の馬蹄形カルデラは地形的により開析されたものから、すなわち、より古い形成時期のものからウナキベツ川源頭部の側壁をなす傾斜35~40°・比高150~300mの急斜面S<sub>1</sub>、そのS<sub>1</sub>の後背斜面の崩壊によって形成され、冠頂が現稜線となっている傾斜35°・比高300mの急斜面S<sub>2</sub>、そして比高250mの植生を欠く滑落崖S<sub>3</sub>の3つに区分される(図3-33D)。

また、比高の小さな滑落崖群 $S_3 \sim S_5$ は、岩盤・岩屑スランプの滑落崖である。これらのうち崖面の切り合い関係から、滑落崖 $S_3$ および $S_4$ は植生を欠く滑落崖 $S_5$ よりも古い時期に形成されたものと判断される。急斜面 $S_1 \cdot S_2$ に対応する岩屑はウナキベツ川のV字谷を埋積し、そして滑落崖 $S_5$ に対応する岩屑の一部は滑落崖直下に残存しているものの、その大部分は先の岩屑なだれ堆積物によって埋積されて平坦となったウナキベツ川の谷を流下し、海岸近くまで達したものと推定される。空中写真判読からはこの滑落崖 $S_5$ に対応する岩屑なだれ堆積物内には“流れ山”は認められないが、岩屑なだれの移動域の屈曲部に“自然堤防”のように移動方向に伸長する小丘群が見られる。これは岩屑なだれ堆積物内に裸地も点在することから最近にまで至る二次的なフローによって形成された可能性もあるが、岩屑が谷部に崩れ落ちたためにややウェットな環境下で溪床を流れ下った結果なのかもしれない。

クズレハマ岩屑なだれおよびカモイウンベ岩屑なだれでは、発生域における微地形の開析程度や植生状態は、ウナキベツ川源頭部の急斜面 $S_1$ と同程度であり、最大幅420mの埋積谷を形成する岩屑なだれ堆積物表面は微地形もほとんど開析され、平坦な状態になっている。クズレハマ岩屑なだれおよびカモイウンベ岩屑なだれの発生は、ウナキベツ川源頭部を発生域とする岩屑なだれと同時期と推定される。これら3つの岩屑なだれでは、前述の南岳岩屑なだれのように発生域における火山活動の痕跡は認められない。

図3-34の例はともに知床半島先端域のオホーツク海に面する海岸で、規模は小さいが急傾斜の山地斜面が崩壊し、岩屑・岩塊が急斜面上を崩れ落ちたものである。

図3-34Aの例は海食崖背後の尾根状に伸びる標高470mの山地斜面が崩壊したもので、発生域には最大比高15m・幅350mの規模を有する平面形がU字形状の滑落崖が形成されている。滑動地塊の一部はその発生域にも傾斜 $30^\circ$ の斜面をなして残っているが、大部分は比高50mの海食崖を埋め、そして海中に崩れ込んだものと思われる。海食崖を埋積した岩屑なだれ堆積物の急斜面は、小規模に崩れ落ちている(図3-34B)。

図3-34Cの例は尾根端の崖面が崩壊し、崩落岩屑が崖直下の傾斜 $40^\circ$ の岩屑斜面上をその急斜面を構成する岩屑を巻き込みながら崩れ落ちたものである。岩屑は急斜面脚部～狭い海浜にやや扇状に広がるように集積しており、その端部には直径が数mもあるような巨岩が見られる(図3-34D)。

岩屑なだれタイプでは発生要因、発生場の地形条件、崩壊岩屑の量や運搬機構などの違いによって地形的には相当異なる。山容を大きく変貌させるような規模のものでは空中写真判読上、岩屑なだれの発生域、移動域および堆積域に

において次のような特徴が見られる。

- ① 滑落崖の平面形はU字形状～馬蹄形状を，縦断形は比高の大きな急傾斜の直線型～やや凹型斜面状をなす。
- ② 岩屑なだれの移動域では側端部に“自然堤防”のような移動方向に伸びる凸状地形が見られる。
- ③ 岩屑なだれ堆積物の大部分は発生域には残存せず，発生域から離れた緩斜面や平坦面に集積する。また，谷源頭部が発生域である場合には埋積谷を形成する。
- ④ 岩屑なだれ堆積物末端域では半球状小丘の群集“流れ山”，大小の窪地地形や湖沼群が発達する。

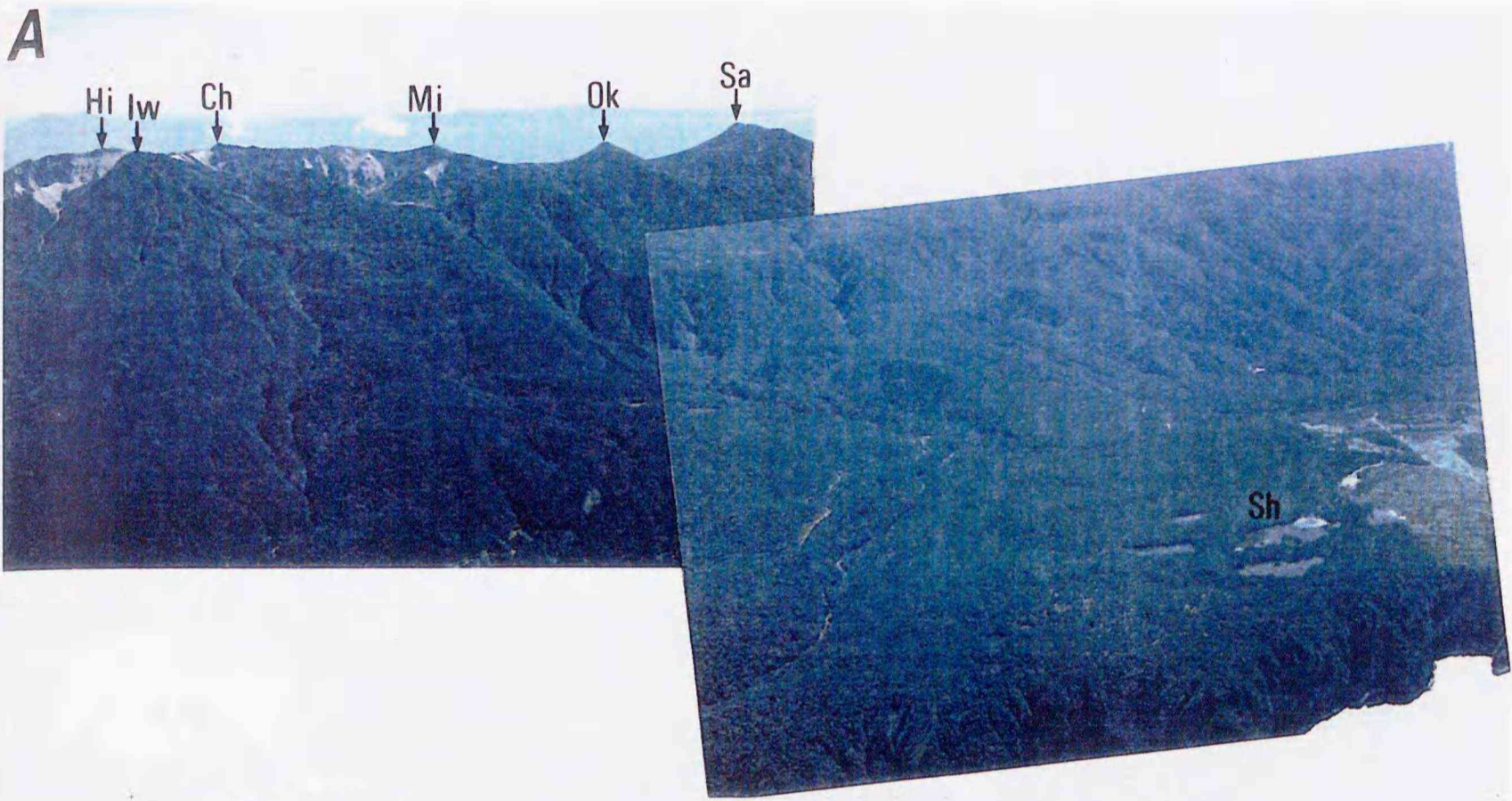
また，規模の小さなものでは発生域に比高の大きな急傾斜の滑落崖が形成され，岩屑がその直下から急斜面上に伸び，そして急斜面脚部から前面の緩斜面～平坦面に扇状をなして集積している。

岩屑なだれタイプの規模は広範囲に及び（図3-35），規模の面からみると規模のより大きなものからⅠ～Ⅲの3つのグループに区分できる。

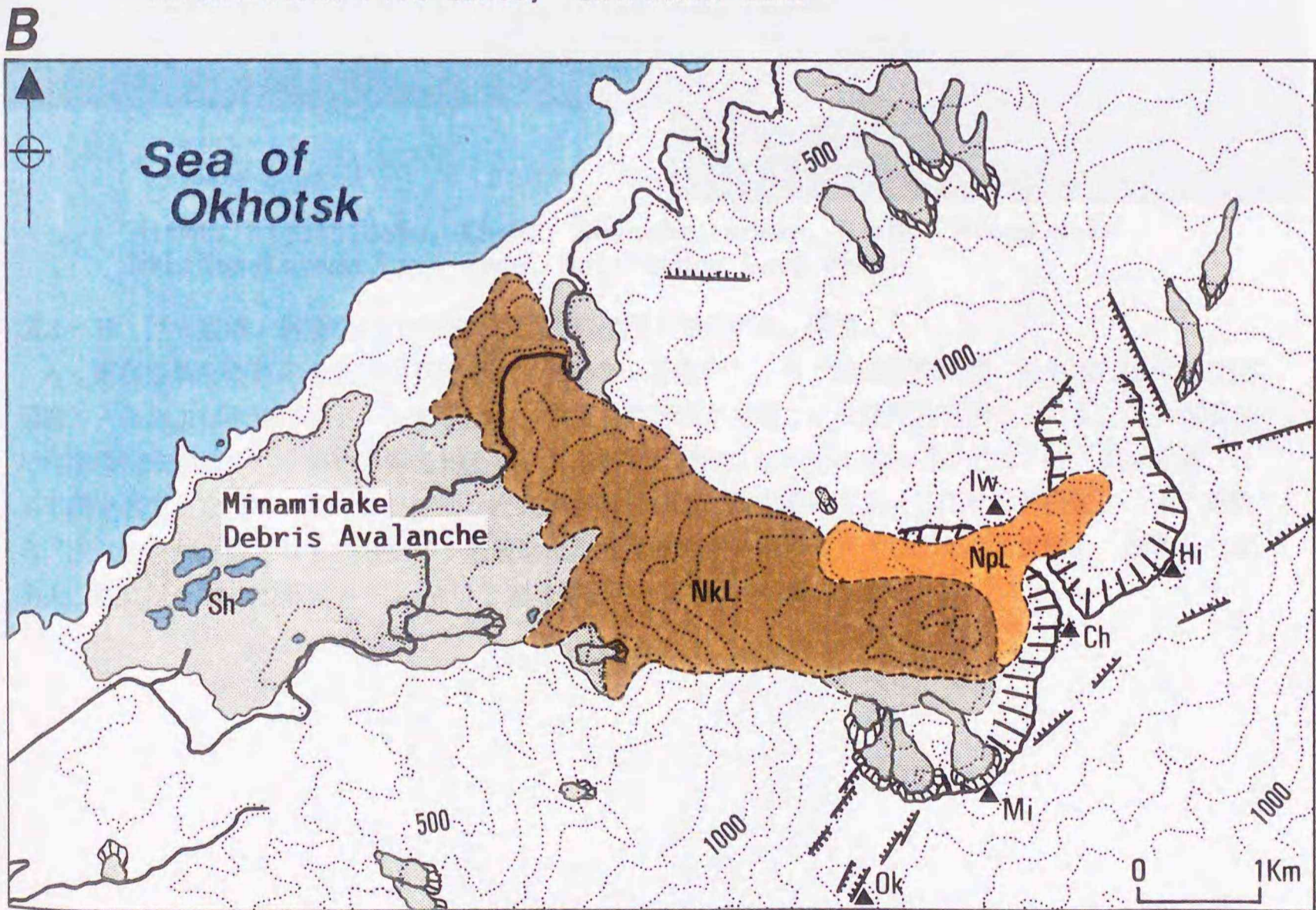
Ⅰグループは，南岳岩屑なだれやウナキベツ岩屑なだれのように“流れ山”や“自然堤防”のような特徴ある微地形が認められるものであり，これらでは岩屑なだれ堆積物のアスペクト比が大きい。とくに，発生域が谷源頭部に位置し，崩壊岩屑が狭い谷を埋めながら流下したものではアスペクト比が8以上に及ぶものがある。箇所数は，次に述べるⅡおよびⅢグループのものと比較して少ない。

Ⅱグループは，岩屑なだれ堆積物が奥行き1,000～2,000m・幅数100～1,000mにわたって広がるもので，Ⅰグループのものと比較すると発生域の幅は同規模であるが岩屑なだれの移動距離が短い。したがって，アスペクト比もやや小さい。これは発生域の地形的条件によって崩落岩屑・岩塊の移動が規制され，崩落地塊の相当量が発生域に残存したためと思われる。

最も規模の小さなⅢグループは，岩屑なだれ堆積物の規模が奥行き1,000m・幅300m以下のもので，アスペクト比は2～5である。このグループのものは，崖面からの崩落岩屑が崖直下の急斜面上をその斜面を構成する岩屑を巻き込みながら崩れ落ちたもので，発生箇所は多い。



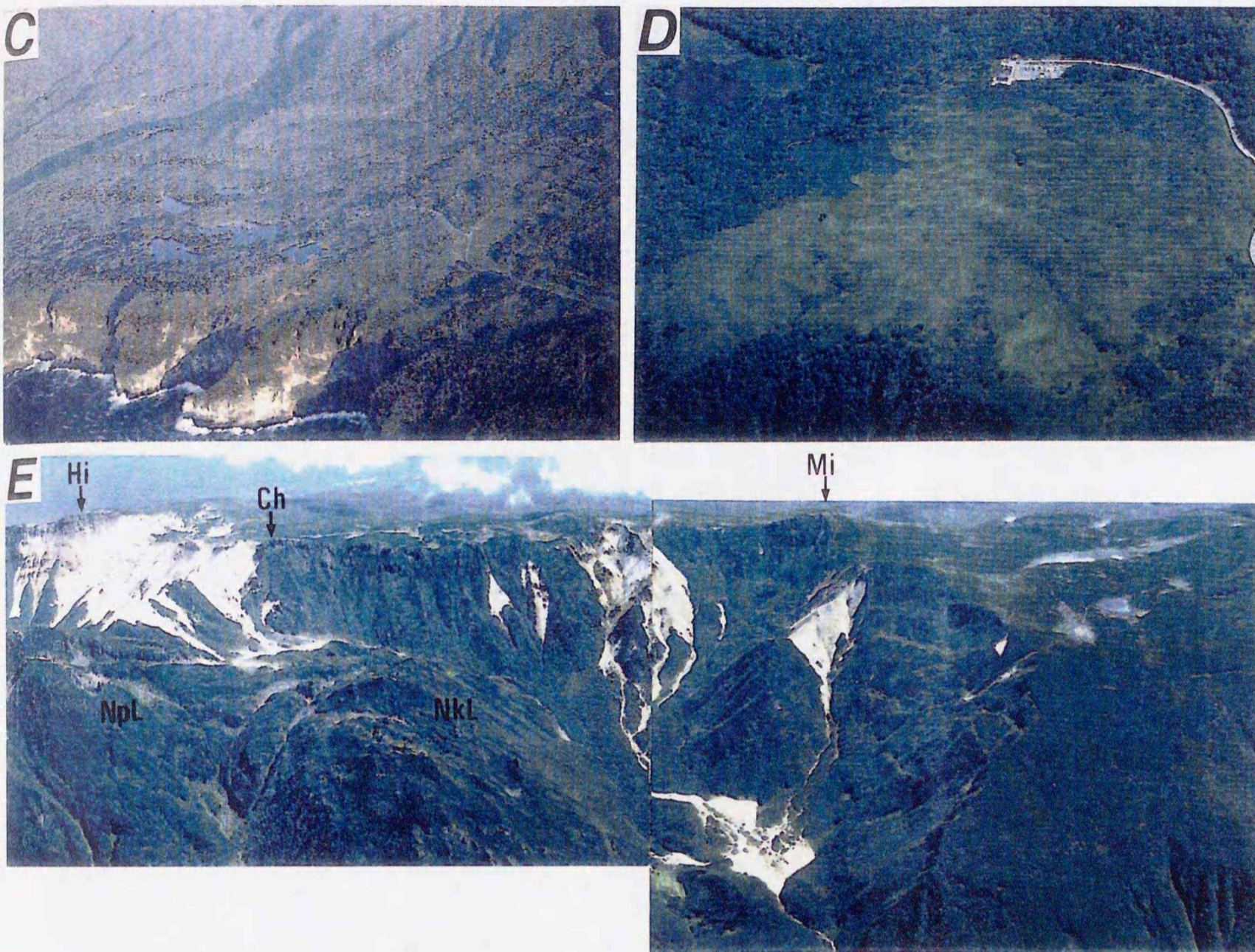
Hi: Mt. Higashidake, Iw: Mt. Iwozan, Ch: Mt. Chienbetsudake  
 Mi: Mt. Minamidake, Ok: Mt. Okkabakedake, Sa: Mt. Sashiruidake  
 Sh: Shiretoko Five Lakes; "Shiretoko Goko"



Main scarp,  
 Landslide debris
  Fault scarplet
  Crater wall
  Road

NkL: Namakoyama Lava dome, NpL: Nanpou Lava dome, Sh: Shiretoko Goko  
 Hi: Mt. Higashidake(1,520m), Iw: Mt. Iwozan(1,563m), Ch: Mt. Chienbetsudake(1,544m),  
 Mi: Mt. Minamidake(1,459m), Ok: Mt. Okkabakedake(1,450m)

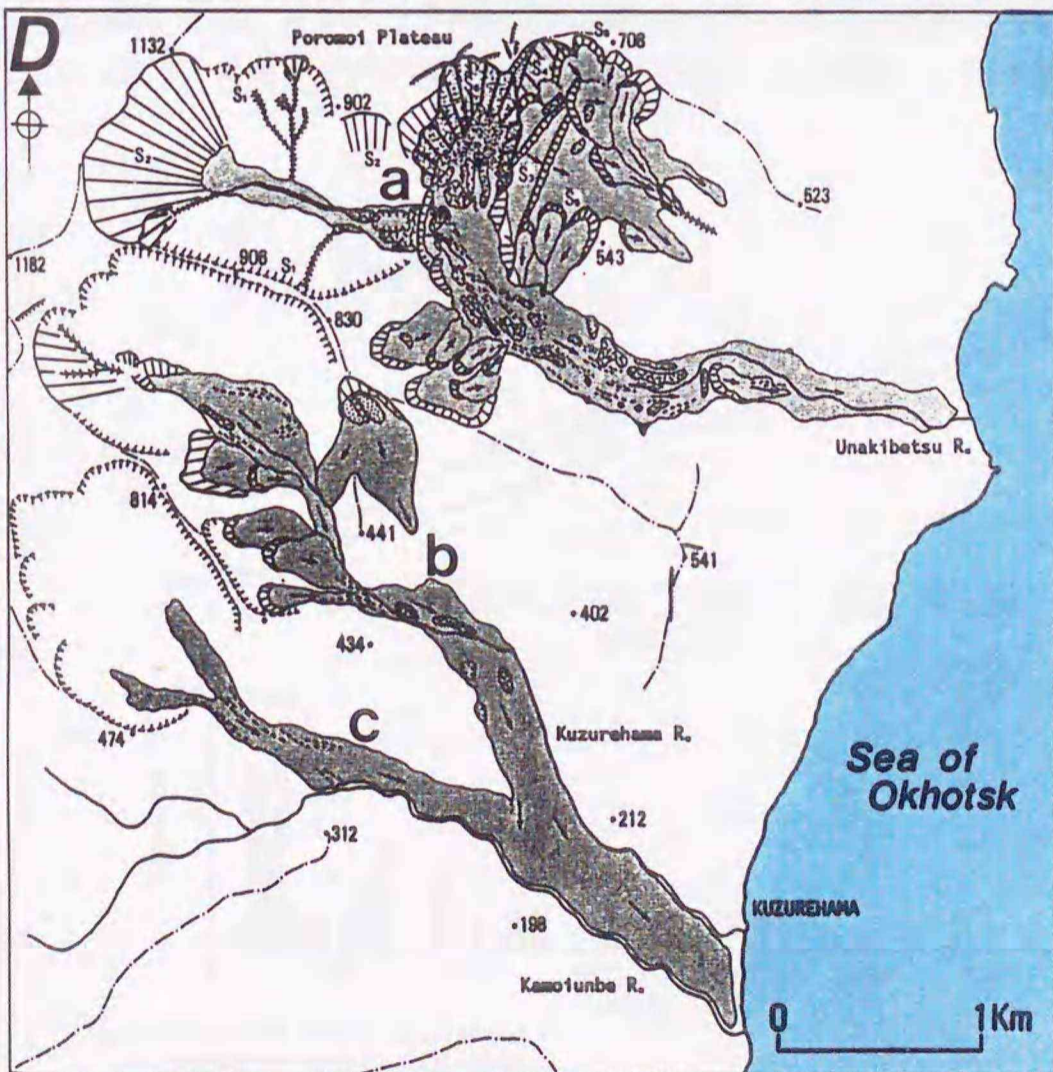
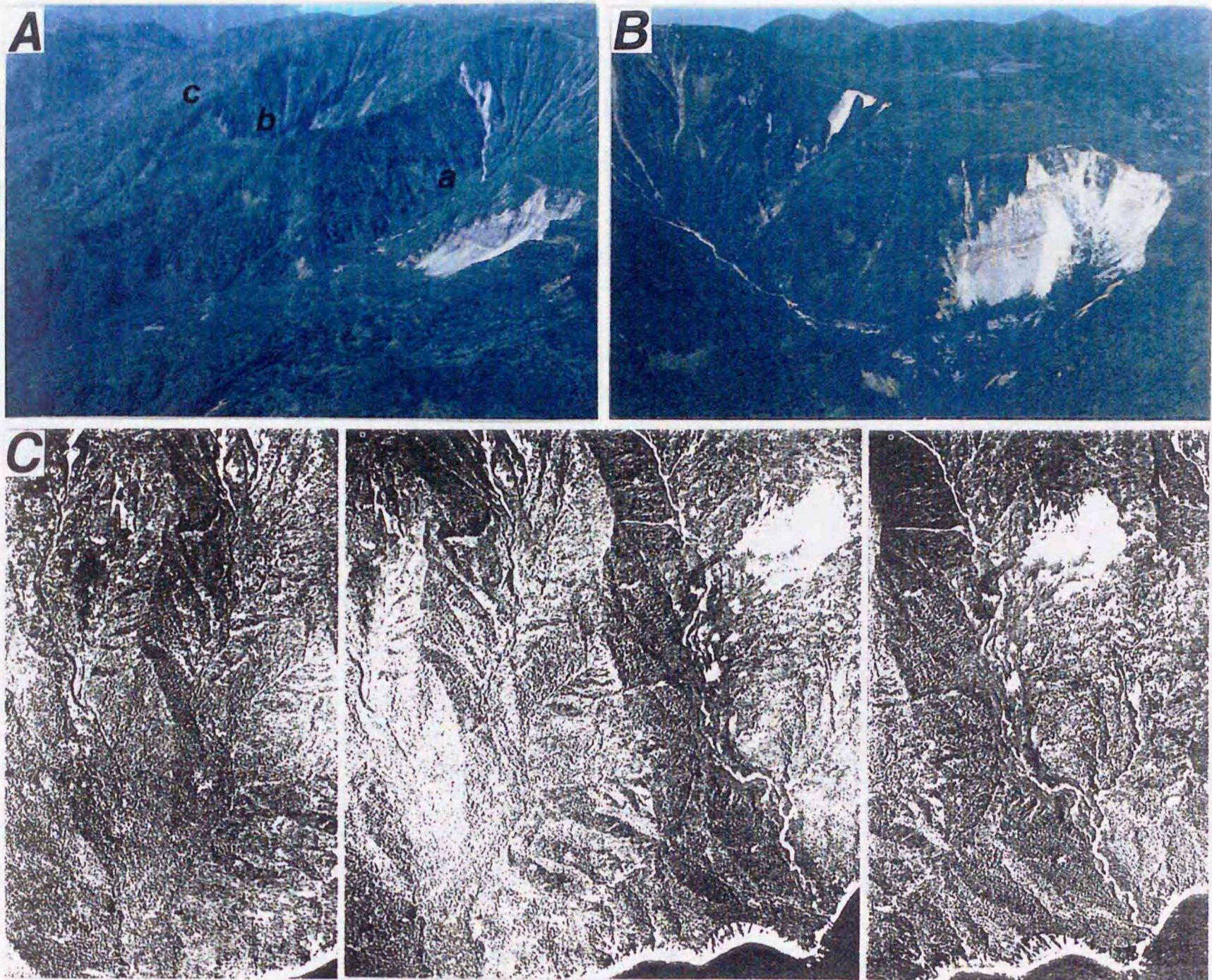
図3-32 図の説明は次ページ.



Hi: Mt. Higashidake, Ch: Mt. Chienbetsudake, Mi: Mt. Minamidake  
 NkL: Namakoyama Lava dome, NpL: Nanpou Lava dome

図3-32 巨大崩壊・岩屑なだれの空中写真と判読図：知床半島，南岳。

A：南岳岩屑なだれの全景空中斜め写真（1995年9月撮影）。B：微地形判読図。発生域にはナマコ山溶岩ドームおよび南峰溶岩ドームが噴出し，溢流した溶岩が岩屑なだれ堆積物を覆っている。C：岩屑なだれ堆積物末端域の空中斜め写真（1995年9月撮影）。窪地には大小の湖沼群が形成され“知床五湖”として観光名所となっている。D：岩屑なだれ堆積物末端域の空中斜め写真（1995年9月撮影）。大小無数の“流れ山”が形成されている。E：岩屑なだれ発生域の空中斜め写真（1995年9月撮影）。崩壊した南岳火口底にはナマコ山溶岩ドーム(NkL)と南峰溶岩ドーム(NpL)が噴出している。



- Main scarp with fresh crown
- Main and minor scarps with partially dissected crown
- Main scarp with roundly subdued crown
- Landslide debris
- Crack
- Moving direction (slump, slide)
- Moving direction (flow)
- Sliding platform
- Hollow
- Pond
- Shallow valley floor
- Mound
- Gully
- Ridge
- Area lacking in vegetation

a: Unakibetsu Debris Avalabche  
 b: Kuzurehama Debris Avalanche  
 c: Kamoiunbe Debris Avalanche

図3-33 岩屑なだれの空中写真と判読図  
 : 知床半島, 知床岳南東斜面.

A: ウナキベツ岩屑なだれ (a), クズレハマ岩屑なだれ (b) およびカモイウンベ岩屑なだれ (c) の発生域の空中斜め写真 (1995年9月撮影). B: ウナキベツ岩屑なだれ発生域の空中斜め写真 (1995年9月撮影). C: 空中対写真 (83-32 C6-15~17). D: 微地形判読図.

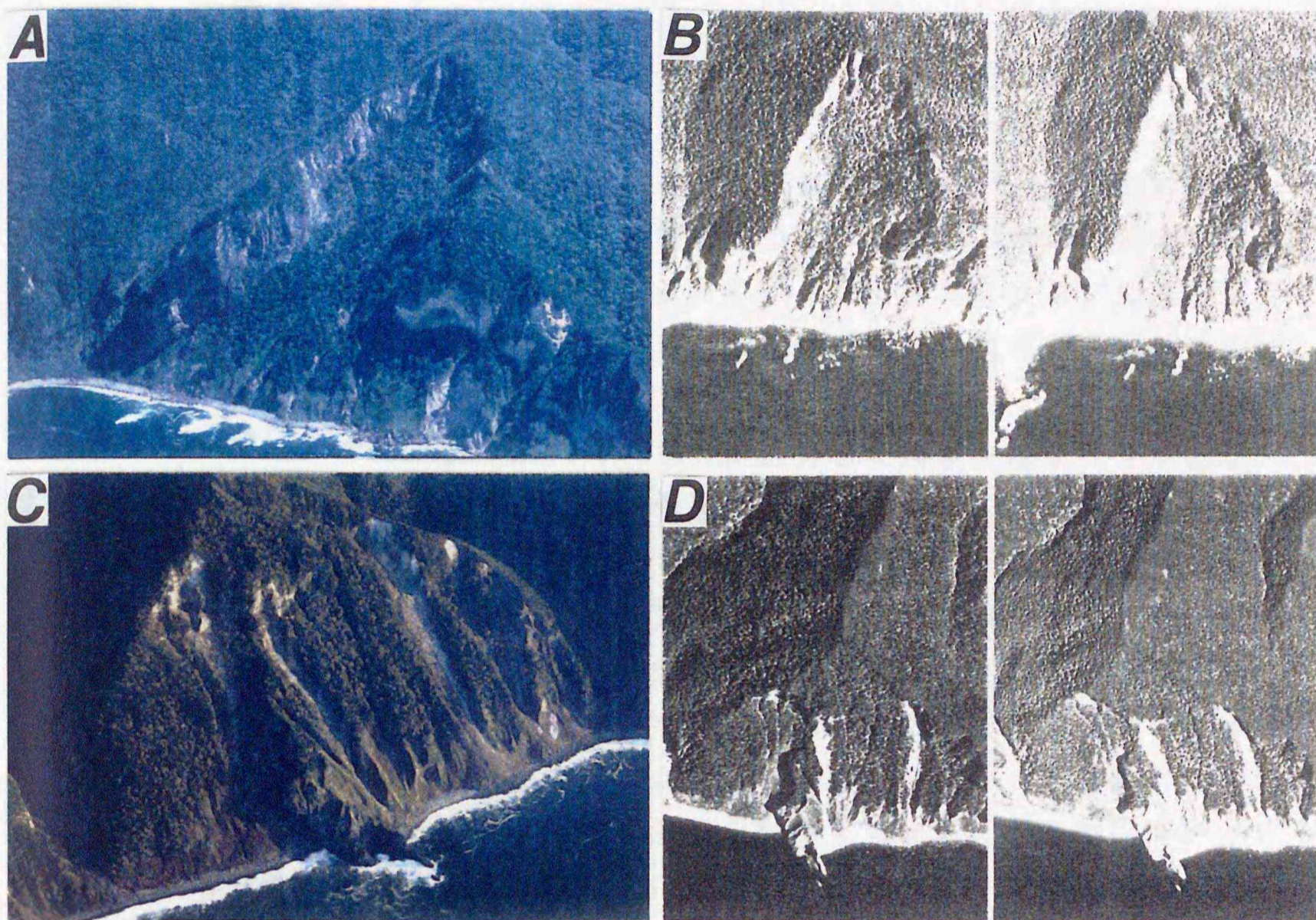


図3-34 小規模岩屑なだれの空中写真。

A: 知床半島イタシュベワタラ海岸, 岩屑なだれの空中斜め写真 (1995年9月撮影)。岩屑の大部分は海食崖を埋め, オホーツク海に崩れ落ちた。B: 同空中対写真 (83-32 C3-41, 42)。C: 知床半島オラップイ海岸, 岩屑なだれの空中斜め写真 (1994年10月撮影)。D: 同空中対写真 (83-32 C3-38, 39)。

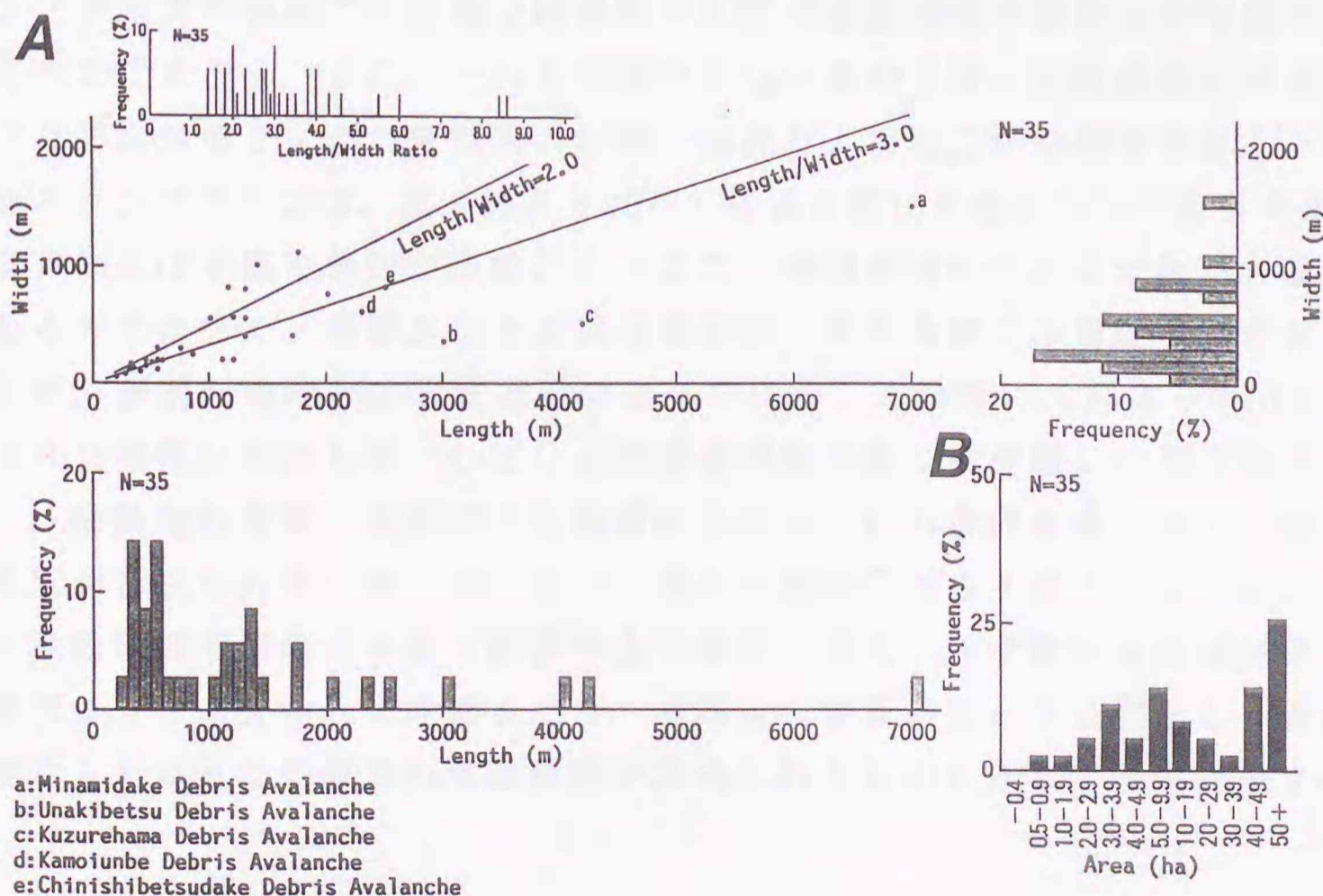


図3-35 岩屑なだれタイプの規模

A: 岩屑なだれの奥行きと幅の頻度分布および奥行き・幅の関係。B: 岩屑なだれの面積の頻度分布。

## 3. 4 形態変遷からみたランドスライド地形の斜面安定性

空中写真から判読されるランドスライド地形は、ある誘因によって不安定となった地塊が斜面下方に変動することによって安定化へ向かい、自然的に変動を停止した跡地である。したがって、現状ではランドスライド地形の斜面の多くが安定を保った状態にあると判断される。しかし、前節で9タイプに区分したランドスライド地形のそれぞれで認められる形態変遷は、現状での斜面の安定性はタイプ毎に異なることを示唆する。

岩屑スランプタイプは、渡・酒井（1975）が区分した崩積土地すべりや粘質土地すべりに相当する。地形的には滑動岩屑は傾斜 $5\sim 15^\circ$ の緩斜面を形成するが（図3-36a）、滑動岩屑末端域から順次後退型の滑動を繰り返して多段状の緩斜面となっていたり、小さな移動ブロックに分かれて繰り返し滑動したために、多くの小丘や凹地の見られる多丘型緩斜面を形成している場合も少なくない（図3-36b）。さらに滑動を繰り返し、凹凸地形がほとんど見られない、沢状に伸びる緩斜面となっている場合も多い（図3-36c）。これらのことは岩屑スランプタイプの斜面は降雨や融雪の影響を受け易く、滑動岩屑の一部があるいは全体が小さな移動ブロックに分かれてスランプやフローとして再滑動し易い状況にあることを示しており、斜面の安定性は低いものと評価できる。渡・酒井（1975）は崩積土地すべりでは斜面の平均的な安全率を $F_s=1.03\sim 1.05$ と見積もり、粘質土地すべりではより小さく、切り土・盛り土は不可能で、少量の土工でも再滑動する可能性が高いとしている。規模にもよるが岩屑スランプタイプの斜面では重要な構造物の設置や斜面脚部の安易な切り取りは避けるべきであろう。また、それを回避できない場合には、当該斜面に対する地すべり防止対策を含めた構造物の計画、設計および施工が必要である。

岩盤スランプタイプは、渡・酒井（1975）による風化岩地すべりに相当する。滑落崖背後には小崖や亀裂が形成され、また、滑動地塊の性状は全体が岩盤状態にあるのではなく、厚層をなす滑動地塊頭部や中央深部では岩盤状態を保っているが、表層～末端部は岩屑状態になっていることが多い（図3-36d）。そのような条件に起因して、しばしば滑落崖背後が新たに滑動したり（図3-36e）、滑動地塊表層・末端部が小規模なスランプ状の滑動を繰り返し、粘土質の岩屑が舌状に大きく押し出している状況が認められる（図3-36f）。さらに、滑動地塊下部の再滑動の影響が上方斜面に波及し、滑動地塊全体が小さな移動ブロックに分かれて滑動したり、滑落崖の後背斜面が不安定化し、新たに滑動するといった後退型の滑動履歴が認められるものもある。風化岩地すべ

りでの平均的安全率は  $F_s=1.05\sim 1.10$  と見積もられている（渡・酒井，1975）が，滑動地塊の風化の進行や滑動の繰り返しによってその表層部や末端部は岩屑スランプタイプと同様な条件下にあることを認識しなければならない。加えて，このタイプの斜面では滑落崖背後の小崖・亀裂地形の把握や後背斜面の新たな滑動を想定した対応も重要である。

岩屑スライドタイプの多くは，傾斜  $20\sim 30^\circ$  の縦断的にも，横断的にも凸型の斜面“鼻形状斜面”に発生している。このタイプには滑動岩屑のほとんどが斜面上に残存する移動距離の小さなものから岩屑が大規模に押し出す移動距離の大きなものまでである（図3-36g）。滑動岩屑のほとんどが前面の平坦面に押し出しているものではその状態での安定度は高いと判断されるが，滑動岩屑のほとんどが斜面上に残存し，急斜面を形成している場合には滑動岩屑脚部の侵食や人為的な開削によって岩屑崩壊として急激に変動したり（図3-36h），斜面脚部から大きく押し出したりする可能性が高い（図3-36i）。移動距離が小さなものでは地形的な乱れはほとんどなく，また，規模の小さなものが多いことから認識し難く，見過ごされ易いので充分注意が必要である。

ケスタ型岩盤スライドタイプは，流れ盤斜面で層理面などをすべり面として地層構造を保ったまま岩盤層が滑動したもので，地形的な乱れは少ない（図3-36j）。斜面全体としては比較的高い安定性を有しているものと思われ，渡・酒井（1975）も岩盤地すべりでは  $F_s > 1.10$  と見積もっている。しかし，滑動地塊末端部は急傾斜で，亀裂の発達も著しく，しばしば二次的な岩屑・岩盤スランプや崩壊が発生している（図3-36k）。少なくとも，滑動地塊末端の急斜面が防災上の対象となる。さらに，河川沿いや海岸沿いでは滑動地塊の脚部が流水や波浪によって侵食され，滑動を停止した時点と比較して安定度が低下していると推定されるものがある（図3-36l）。これらでは滑動地塊全体が再滑動する可能性が大きく（図3-36m），とくに，アスペクト比が  $0.5\sim 0.9$  であるようなものでは注意が必要である。

断層型岩盤スライドタイプも主に層理面をすべり面として岩盤斜面が滑動したもので，分離崖に沿って断層や褶曲軸が推定される場合が多い（図3-36n）。滑動地塊は凸状台地型斜面をなし，末端部は急斜面となっている。岩盤地すべりの平均的な安全率（渡・酒井，1975）や地形的な乱れが少なく微地形がよく残されているものが多いことなどから判断して滑動地塊全体での安定度は高いと思われる。しかし，滑動地塊末端の急斜面には岩盤～岩屑スランプタイプの副次的な滑動が認められることが多く（図3-36o），これは滑動地塊末端部では亀裂が発達していたり，著しく破碎されていることに起因している。このタイプの斜面でも急傾斜の滑動地塊末端斜面に注意を向けなければならない。

また、分離崖近傍は破碎帯となっていることが予想されることから分離崖域も防災上留意すべき箇所となる。さらに、海岸沿いや河川沿いの斜面ではケスタ型岩盤スライドと同様にしばしば滑動地塊のアスペクト比の小さなものが認められ（図3-36p）、溝状陥没帯が大きく開き、滑動地塊が大きく押し出しているものもある（図3-36q）。断層型岩盤スライドタイプではアスペクト比が1前後であるものが多いが、ときには0.3~0.6のものがあり、これらでは当初の滑動地塊末端部が侵食され、現状での安定度は相当低下しているものと評価した方がよい。

アースフロータイプのうち、岩屑のほとんどが発生域を離れ、下方の緩斜面や平坦面に集積するもの（図3-36r）では、その岩屑斜面の安定性は高いと判断される。しかし、発生域が小さな集水地形を形成していたり、岩屑が谷を埋めているような場合には、集中豪雨や急激な融雪によって発生域が新たな変動の発生場となったり、溪床に残存している岩屑が流下する可能性がある（図3-36s）。また、岩屑スランプや岩盤スランプの滑動地塊末端域で、不動域の斜面を覆って粘土化の著しい土砂がフローとなって伸びているような場合には（図3-36c）、岩屑スランプタイプの斜面と同様に、あるいはそれ以上に安定度は低いものと思われる。

岩屑崩壊および岩盤崩壊タイプでは、崩落地塊が比高の大きな滑落崖直下の平坦面に集積しているような場合にはその状態での安定度は高いものと判断される（図3-36t, u）。しかし、大比高の滑落崖背後には小崖・亀裂が形成されていることが多く、これに起因して新たな崩壊が発生することが考えられる（図3-36v）。また、崩落地塊が狭い谷部に集積しているような場合には河道をせき止めてダムを形成していることが多く、集中豪雨などに起因して一気に岩屑や岩塊が流出することもあり得る（図3-36w）。したがって、岩屑崩壊および岩盤崩壊タイプの斜面では滑落崖後背斜面での小崖・亀裂地形と崩落地塊の集積する場の地形が斜面防災上の鍵となる。

岩屑なだれタイプ（図3-36x）では、流れ山が発達するような岩屑なだれ堆積物末端域においてはほとんど問題は生じないと思われるが、その発生域の急崖は新たな崩壊の発生場となり得る（図3-36y, z）。また、発生域直下や埋積谷を形成するように集積した岩屑・岩塊は二次的な岩屑なだれやアースフローの発生源となる。防災上、新たな変動の素因となる発生域後背斜面の小崖・亀裂地形の把握と岩屑なだれ堆積物の集積する場の地形条件の解明が重要である。

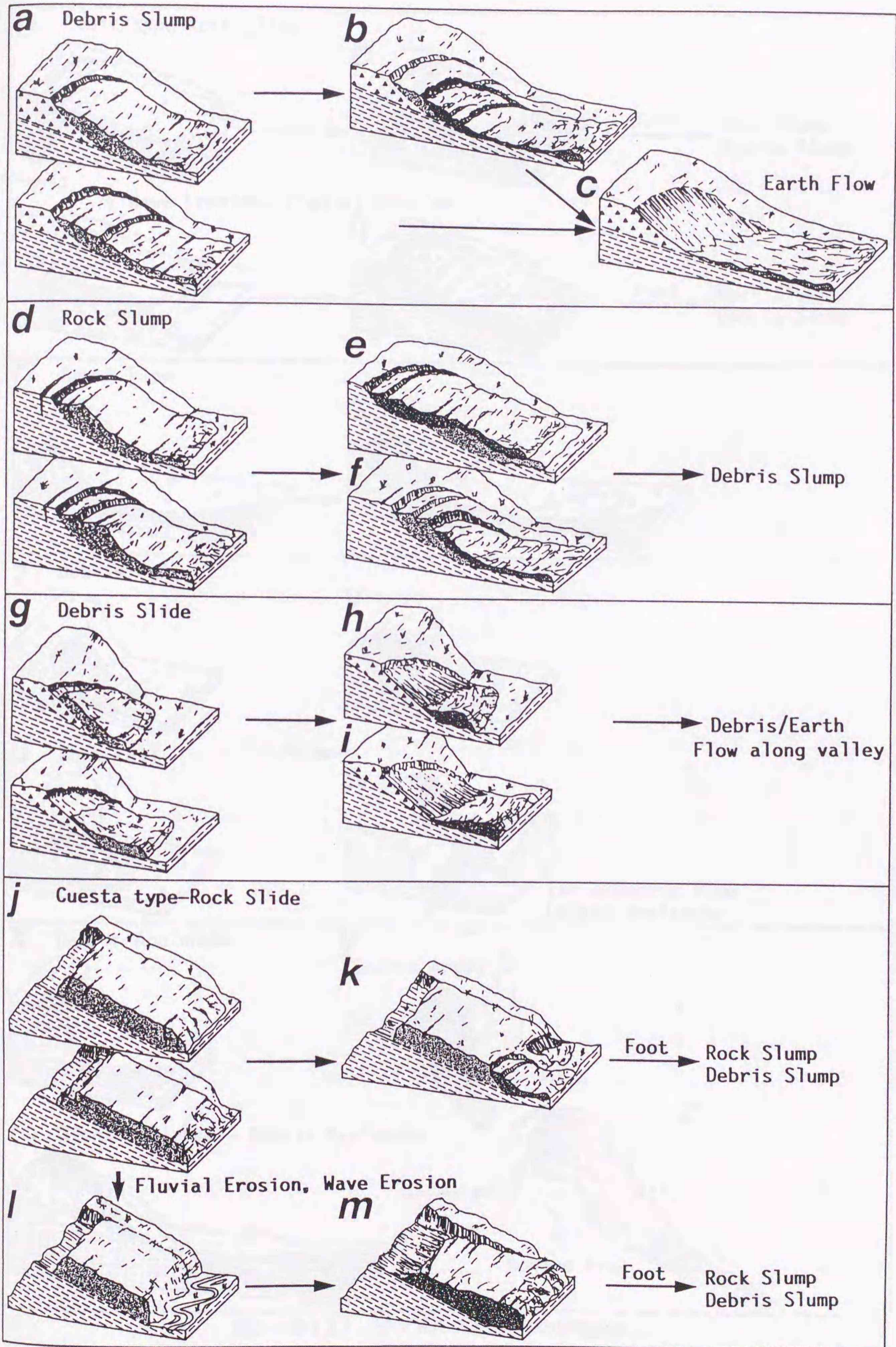


図3-36(1) ランドスライド地形の形態変遷

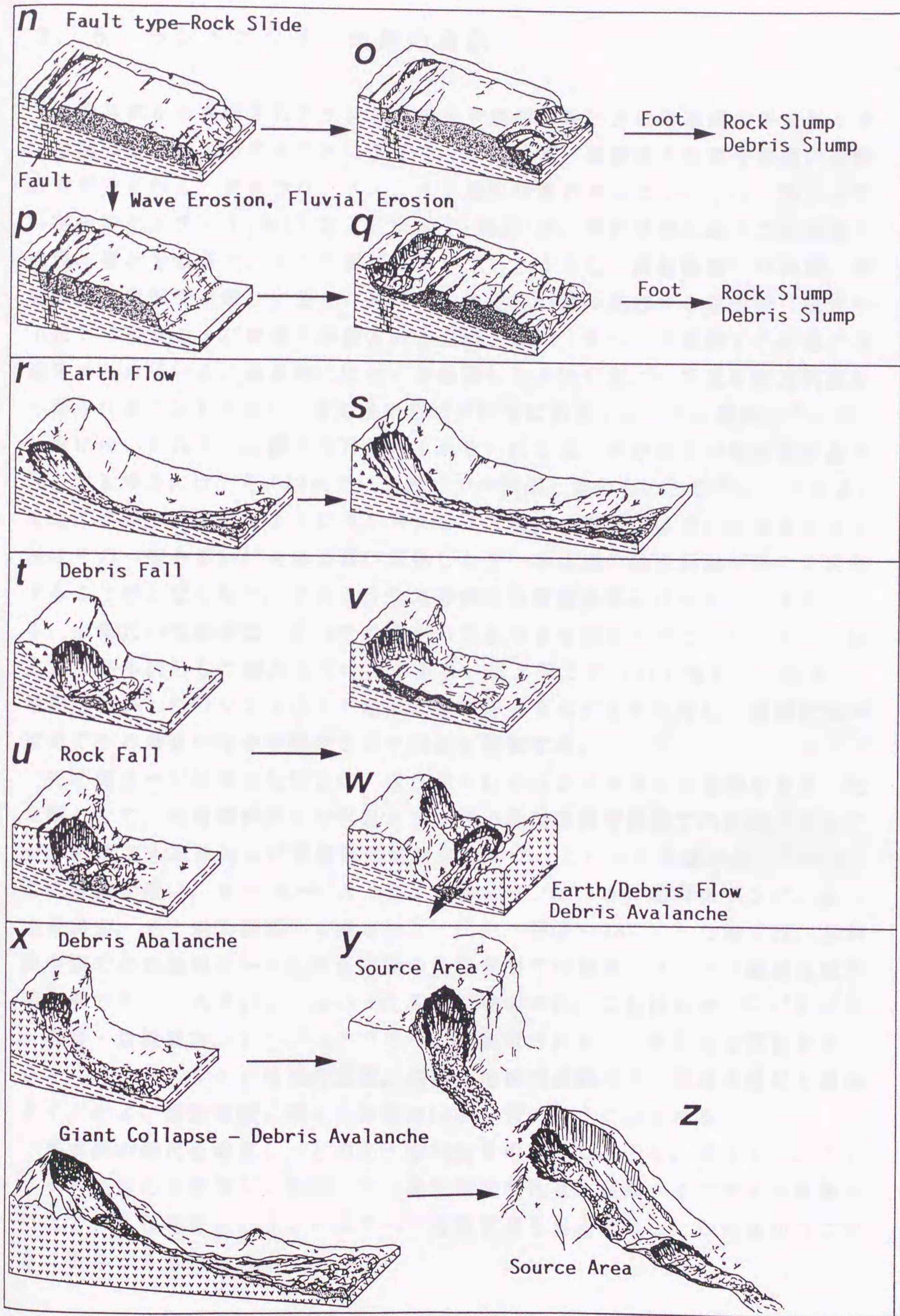


図3-36(2) ランドスライド地形の形態変遷

## 3. 5 ランドスライド地形の表示

空中写真から判読されたランドスライド地形は地形図に滑落崖の平面形と滑動地塊の範囲を図示することによって、その位置、変動域の規模や地塊の滑動方向が示される。詳細なランドスライド地形情報の表現については、国立防災科学技術センター（1982）および清水（1983）が、開析状態に応じた滑落崖の表現、崖状を呈さず、すべり面が露出しているような“滑動斜面”の表現、滑動地塊の新旧や明瞭さに応じた表現、滑動地塊内部に発達する微地形（窪地や小丘）の表現および地塊の移動方向と運動タイプ（すべりや流動）の表現の図法をまとめている。基本的には彼らが提案した方法に基づいて空中写真判読から得られるランドスライド地形情報を地形図等に表現することに異論はないが、一般に用いられている縮尺5万分の1あるいは2万5千分の1の地形図を基本図とする場合には、その図法では煩雑でやや読図し難いものとなりがちである。また、前節で例示したようにランドスライド地形の斜面では当初の滑動地塊が後にその一部あるいは全体が再び変動したり、滑落崖の後背斜面が新たに変動することが少なくなく、そのような地形形成の履歴情報も斜面防災上重要である。大縮尺の地形図などではそのためのさまざまな図法が考えられるが、本論文では基本図として縮尺5万分の1あるいは2万5千分の1地形図を想定し、地形図に表したランドスライド地形に基本形態を示す記号を付し、滑動変遷が追跡できる場合にはその履歴を示す図法を提案する。

先の図3-16に示した例では、現在見られるランドスライド地形を形成した変動として、台地端斜面での岩盤スランプ→滑落崖後背斜面での岩盤スランプ→滑動地塊末端部および表層部の岩屑スランプ、といった変遷が推定される。この滑動変遷は、 $B \rightarrow {}^b B \rightarrow {}^f A$ （ $B$ ：岩盤スランプ、 $A$ ：岩屑スランプ、 $b$ ：後背斜面、 $f$ ：斜面脚部）で表される。また、図3-28に示した例では、急斜面中腹での岩盤崩落→大比高滑落崖の後背斜面での岩盤スランプ→崩落地塊末端表層でのアースフロー、といった変遷が推定され、これは $G \rightarrow {}^b B \rightarrow {}^f F$ （ $G$ ：岩屑・岩盤崩落、 $F$ ：アースフロー）と表現される。このような図法を用いると、ランドスライド地形の位置、規模、地塊の滑動方向、地塊の性状と運動タイプおよび滑動履歴に関する情報は図3-37のように示される。

基本図の縮尺を考慮し、どのような図法を用いるにしても、単なるランドスライド地形の分布図から脱却して、滑動地塊の性状、運動タイプやその履歴が把握できる情報を含むランドスライド地形学図を提供することが斜面防災に大きく寄与するものと考えられる。

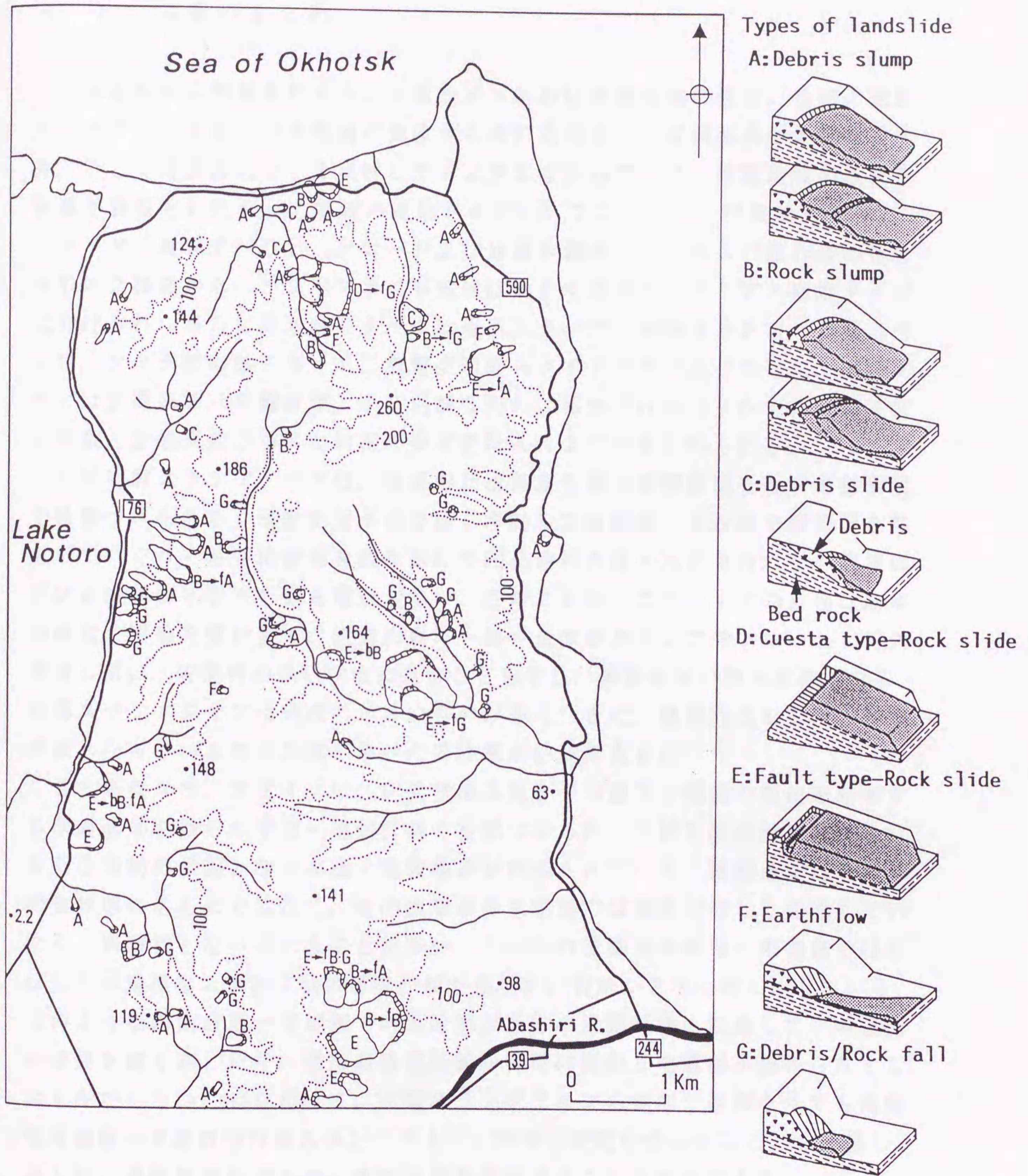


図3-37 ランドスライド地形分布図の例。

滑落崖・分離崖と滑動地塊の形状によって示されるランドスライド地形に、形態や変遷過程を付すことによってその位置、規模や滑動方向のみならず、その地形を形成した地塊の変動タイプや変動履歴、滑動地塊の性状に関する情報が提供できる。

## 3. 6 本章のまとめ

空中写真から判読されるランドスライド地形は滑動地塊の性状、地塊の運動タイプやその変遷、滑動地塊の集積する場の地形条件、原斜面の形状や地質条件、そして発生誘因などを反映してさまざまな形態を示す。滑動地塊の性状を岩屑と岩盤とに区分し、地塊の運動タイプとしてスランプ（円弧状すべり）、スライド（層状すべり）、フローおよび崩落を識別し、これらの組み合わせと地形的な特徴から、ランドスライド地形は大きく地すべりタイプと崩壊タイプに分けられ、さらに地すべりタイプは岩屑スランプ、岩盤スランプ、岩屑スライド、ケスタ型岩盤スライド、断層型岩盤スライド、アースフローに、崩壊タイプは岩屑崩壊、岩盤崩壊および岩屑なだれに細分される。それぞれのタイプの特徴と形態変遷からみた斜面の安定性は次のようにまとめられる。

1) 岩屑スランプタイプは、馬蹄形状滑落崖と単丘型緩斜面をなす滑動岩屑で特徴づけられる。滑動岩屑が繰り返して滑動して多段状・多丘状の緩斜面を形成していたり、さらに滑動を繰り返して凹凸地形のほとんど見られない沢状に伸びる緩斜面となっている場合も多い。このことは、このタイプの斜面は降雨や融雪の影響を受け易く、滑動岩屑の一部～全体がスランプやフローとして再滑動し易い、安定性の低い状況にあることを示し、斜面全体が防災対象となる。岩屑スランプタイプは規模の小さいものが多く、また、地形的にもなだらかな斜面となっているため見逃し易いので注意が必要である。

2) 岩盤スランプタイプは、円弧状滑落崖とその直下の地塊の転位を示唆する原斜面形を残した平坦～逆傾斜面で特徴づけられ、しばしば滑落崖背後には新たな滑動の素因となる小崖・亀裂地形が形成されている。滑動地塊は全体が岩盤状態にあるのではなく、その表層部や末端部では亀裂が著しく発達していたり、岩屑状となっていることが多い。そのため滑動地塊表層～末端部ではしばしば小規模なスランプ状の滑動が繰り返され、岩屑が舌状に押し出している。このような斜面表層～末端部での再滑動が上方の滑動地塊に波及して、後退型の滑動を繰り返したり、滑落崖後背斜面が新たに変動した履歴が認められるものも少なくない。したがって、岩盤スランプタイプの斜面では少なくとも滑動地塊表層～末端部は岩屑スランプタイプと同様な安定条件にあることを認識し、さらに、滑落崖背後の小崖・亀裂地形を把握することも重要である。

3) 岩屑スライドタイプは、周囲の斜面から縦断的にも横断的にも突き出た傾斜 $20\sim 30^\circ$ の凸状尾根型斜面の表層岩屑が滑動したもので、滑動岩屑の大部分が急斜面上に残存する移動距離の小さなものから斜面脚部から大きく押し出

した移動距離の大きなものまでである。前者のような形態のものは斜面脚部の侵食や人為的な開削によって斜面上に残存していた岩屑が大きく押し出したり、岩屑崩壊として急激に変動する可能性が大きい。しかし、地形的に乱れておらず、小規模であることが多いため調査上見過ごされ易い。発生場が周囲の斜面からやや突き出た凸状尾根型“鼻形状”斜面であることから、そのような地形場の抽出がこのタイプの変動の発生場予測の鍵である。

4) ケスタ型岩盤スライドタイプは流れ盤斜面で、層理面や低角度の断層面をすべり面として岩盤層が滑動したもので、“滑動斜面”が特徴的である。滑動の繰り返しを示す地形的な乱れは小さいが、滑動地塊表層は岩屑状となっていたり、末端部では亀裂が発達した急斜面となっており、これに起因して小規模な二次的スランプや崩壊が発生している。防災上、少なくとも滑動地塊の表層斜面や末端斜面での再滑動を考慮する必要がある。さらに、このタイプでは断層型岩盤スライドタイプと同様に海岸沿いや河川沿いの斜面で、滑動地塊の奥行き／幅比が0.3~0.7と、アスペクト比の小さなものが認められる。このような形態のものは、滑動地塊脚部が波浪や河川によって侵食されたことによって、斜面の安定性は低下しているものと評価すべきである。

5) 断層型岩盤スライドタイプも層理面や低角度の断層面などをすべり面として岩盤層が滑動したもので、分離崖（木全・宮城，1985）とその間の溝状の陥没帯（溝状凹地：木全・宮城，1985）が特徴的である。分離崖に沿って断層や褶曲軸が推定される場合が多い。滑動地塊は凸状台地型斜面をなし、末端斜面は比高のやや大きい急斜面となっている。地形的な乱れは小さく、微地形もよく保存されている場合が多いことから、滑動地塊全体の安定度は比較的高いものと思われる。しかし、その末端急斜面にはしばしば二次的な岩盤～岩屑スランプや崩壊が発生している。これは滑動地塊末端部が比高の大きな急斜面となっていることに加えて、亀裂が著しく発達し、岩屑状となっていることに起因している。このタイプでも滑動地塊末端部が防災上留意すべき箇所であり、さらに、破碎帯となっていることが多い分離崖域も要注意域である。また、ケスタ型および断層型岩盤スライドの滑動地塊末端部の露頭では原地層の構造よく保存されている場合が多く、露頭調査のみではその背後が地すべり斜面であると気づかないこともあり得る。広域的な調査結果から局部的に地層構造が変化しているような場合には、当該露頭の後背斜面に対する空中写真判読などの地形調査が必要となる。

6) アースフロータイプは地すべりや崩壊によって生産された岩屑が高含水状態で流動したもので、発生域に形成されたボトルネック状滑落崖やスプーン状の“滑動斜面”，溪床や斜面上に伸びる岩屑，緩斜面や平坦面上に集積する

岩屑で特徴づけられる。流動岩屑のほとんどが平坦面に集積しているようなものではその安定度は高いと判断されるが、その発生域が新たな変動の発生場となったり、溪床に残存する岩屑が再び流下する可能性はある。また、岩屑～岩盤スランプタイプの斜面が繰り返し滑動した結果として滑動地塊末端域に認められるような場合には岩屑スランプタイプと同様に、あるいはそれ以上に安定度は低いものと評価される。

7) 岩屑崩壊および岩盤崩壊タイプは急傾斜斜面の表層岩屑や岩体・岩盤が崩れ落ちたもので、比高の大きな滑落崖とその直下に集積する崩落地塊で特徴づけられる。奥行き、幅ともに数10mの規模のものから火山体の山容を著しく変貌させるような規模のものまである。崩落地塊が滑落崖直下の平坦面上に集積しているような場合にはその安定性は比較的高いものと判断される。しかし、崩落地塊が狭い谷や急斜面中腹に集積している場合には、その一部は溪床を流下していることが多い。また、大比高・急傾斜の滑落崖の背後には小崖や亀裂が形成されることが多く、これに起因して滑落崖やその後背斜面が新たに滑動している事例も多い。このタイプでは崩落地塊の集積する場の地形条件の解析と滑落崖背後に存在する小崖・亀裂地形の把握が防災上重要である。

8) 岩屑なだれタイプは、火山体の山頂・山腹や急傾斜の山地斜面で地すべりや崩壊によって生産された岩屑・岩塊がドライな状態で斜面上を高速で長距離移動したもので、発生域に形成された馬蹄形カルデラ、扇状に広がる～沢状に伸びる岩屑なだれ堆積物、移動域に発達する“自然堤防”様の凸状地形、堆積末端域に発達する流れ山で特徴づけられる。大比高の馬蹄形カルデラ壁ではその後背斜面に形成された小崖・亀裂に起因したと思われる岩盤崩壊や岩盤スランプが見られる。発生域での新たな滑動の素因となる小崖・亀裂地形の把握が防災上重要であろう。また、岩屑なだれ堆積物が埋積谷を形成している谷口では、岩屑がフローとなって押し出してくる可能性があることを想定しなければならない。さらに、規模の小さな岩屑なだれでも、その発生域が新たな崩壊の発生場になり得ることを考慮しなければならない。

以上のように、ランドスライド地形の斜面安定性や防災上留意すべき箇所は、その形態によって異なる。したがって、ランドスライド地形の空中写真判読では単に滑動地塊の広がりのみを把握するのではなく、どのような性状の地塊が、どのように運動し、その結果、滑動地塊がどのような地形条件の斜面に、どのように集積しているかを解析することが必要であり、それらの情報を提供し、そして活用することが斜面防災上重要である。その際、本章で示したランドスライド地形の形態区分の基準や形態変遷の表現方法が有益であると考えられる。

## 第4章 ランドスライド地形に与える地質の影響

第2章で概観したように，ランドスライド地形の特徴は，地質構成岩の岩質・岩相や地質構造の違いを反映して大きく異なる。

本章では，ランドスライド地形の諸特性に影響を与える地質および地質構造を明らかにするために，北海道東部の網走・北見・津別地域および知床半島地域を構成する代表的な地質域におけるランドスライド地形の分布，規模，形態，地塊の滑動方向などの特徴を解析する。これらの地域は，伊藤（1992b）および山岸・伊藤（1993b）が北海道におけるランドスライド地形の分布頻度から区分した集中地域に相当する。

網走・北見・津別地域におけるランドスライド地形の特徴については，伊藤（1993a～c，1994a～c）が縮尺5万分の1の地形図の地域毎に取りまとめ，さらに，伊藤（1995）がこれらの成果を基にして全域での特徴を総括した。また，知床半島については勝井ほか（1982，1985），伊藤（1994d），山岸（1994）および Yamagishi（1996）が火山体の山容を著しく変貌させる大規模な地すべり，巨大崩壊や岩屑なだれの地形的・地質的特徴を報告し，伊藤（1996）および Ito（1997）がランドスライド地形の全域的な特性や活断層との関係を明らかにした。

### 4. 1 解析地域

#### 4. 1. 1 網走・北見・津別地域

網走・北見・津別地域の地形は地質条件の違いを反映して地域の西部，中央部および東部で大きく異なる。地域西部は，標高400～600mの急峻な山地形を示す。常呂川と網走川に挟まれた南北に伸びる地域中央部は，標高500m以下のなだらかな山地～丘陵地形を示す。網走川の東側に広がる地域東部は，標高100～300mのなだらかな丘陵をなし，その東縁～南縁には屈斜路カルデラおよび阿寒カルデラ外輪山の標高900～1,000mの山稜が連なる。

地域の地質は，ジュラ紀～白亜紀の玄武岩質枕状溶岩やハイアロクラスタイトなど“緑色岩類”を主とする仁頃層群を基盤とし，白亜紀～古第三紀暁新世の砂岩・泥岩・礫岩からなる佐呂間層群や湧別層群，古第三紀始新世～漸新世の礫岩を主とする陸別層や若松沢層，漸新世の二又安山岩類，漸新世～新第三紀鮮新世の泥質岩を主とし凝灰岩をはさむ達媚層，常呂層，津別層，能取層や里美層など，新第三紀中新世～鮮新世の火山碎屑岩を主とし安山岩質溶岩を伴

う網走層や美都層，そして第四紀更新世の安山岩質溶岩や火砕流堆積物などで構成される（図4-1：黒田・寺岡，1964；山口・沢村，1965；山口・佐藤，1966 石田ほか，1968；石田・沢村，1968；石田・佐藤，1970；加藤ほか，1990など）。

ジュラ紀～白亜紀の“緑色岩類”や白亜紀～古第三紀の碎屑岩層は急峻な山地形を呈する地域西部を構成し，第三紀の碎屑岩層や火山碎屑岩層は断層や褶曲構造を伴って南北方向に伸びる地域中央部を構成している。屈斜路カルデラおよび阿寒カルデラに由来する第四紀更新世の軽石流堆積物・溶結凝灰岩や降下火砕堆積物は，地域東部のなだらかな丘陵・台地地形を形成し，溶岩類がカルデラ外輪山を構成している。

地域中央北部では，網走湖の東岸に沿うように段丘面を変位させた南北性の断層崖や撓曲崖で指示される網走湖東方断層群，能取湖西方の常呂川右岸側にリニアメントで指示される常呂川東岸断層が知られている（活断層研究会編，1991）。

網走・北見・津別地域では，空中写真判読によって総計 1,765箇所のランドスライド地形が認められる（伊藤，1995）。これらの多くは地域中央部に存在し，南北に伸びる集中域を形成している（図4-2）。とくに，地域中央北部の能取湖東岸の丘陵地域と常呂川の東側の丘陵地域，そして南部の栄森川流域，タッコブ川流域，チミケップ川流域およびケミチャップ川流域など網走川の西側の丘陵～山地地域での集中が著しい。また，地域北西部の佐呂間別川流域・仁頃川流域や南西部では，ランドスライド地形が小河川沿いの斜面に点在する

全域的には小規模なランドスライド地形が卓越するが，常呂南方の福山地すべり（図4-2①）および仁頃川下流域の地すべり群（図4-2②），北見南方の開成地すべり（図4-2③），津別南方の沼沢地すべり（図4-2④），チミケップ湖左岸地すべり（図4-2⑤），ケミチャップ川左岸沿いの地すべり群（図4-2⑥），網走川左岸の布川地すべり（図4-2⑦），ルークシュベツ川上流の地すべり群（図4-2⑧），相生地すべり（図4-2⑨）およびイユ谷岩屑なだれ（図4-2⑩）など局地的に大規模なランドスライド地形が存在する。これら大規模なランドスライド地形の多くは，断層や褶曲軸に沿いに形成されており，岩盤層が層理面に沿って滑動した断層型岩盤スライドタイプの形態を示す。

第4章  
Sea of Okhotsk

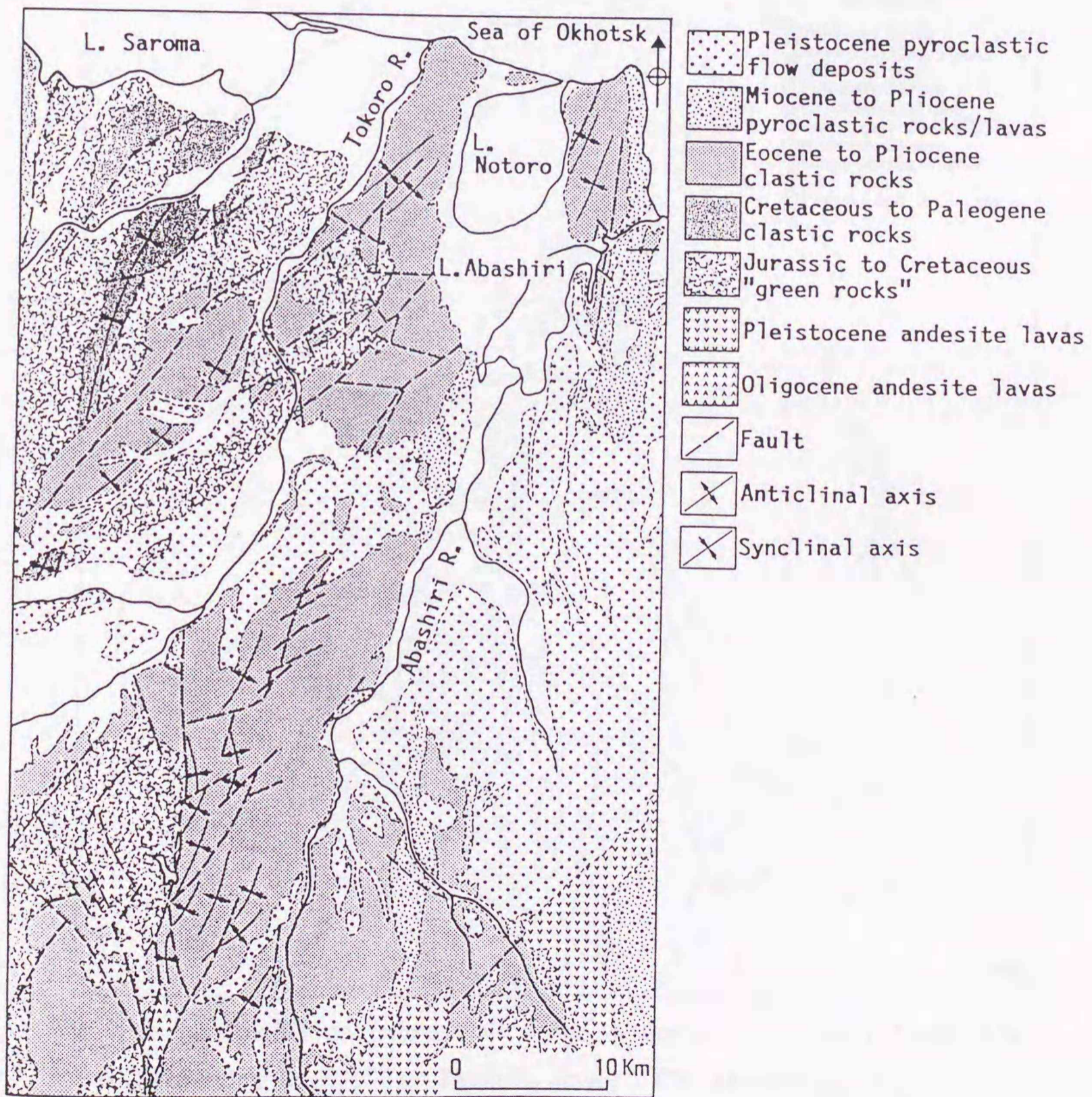
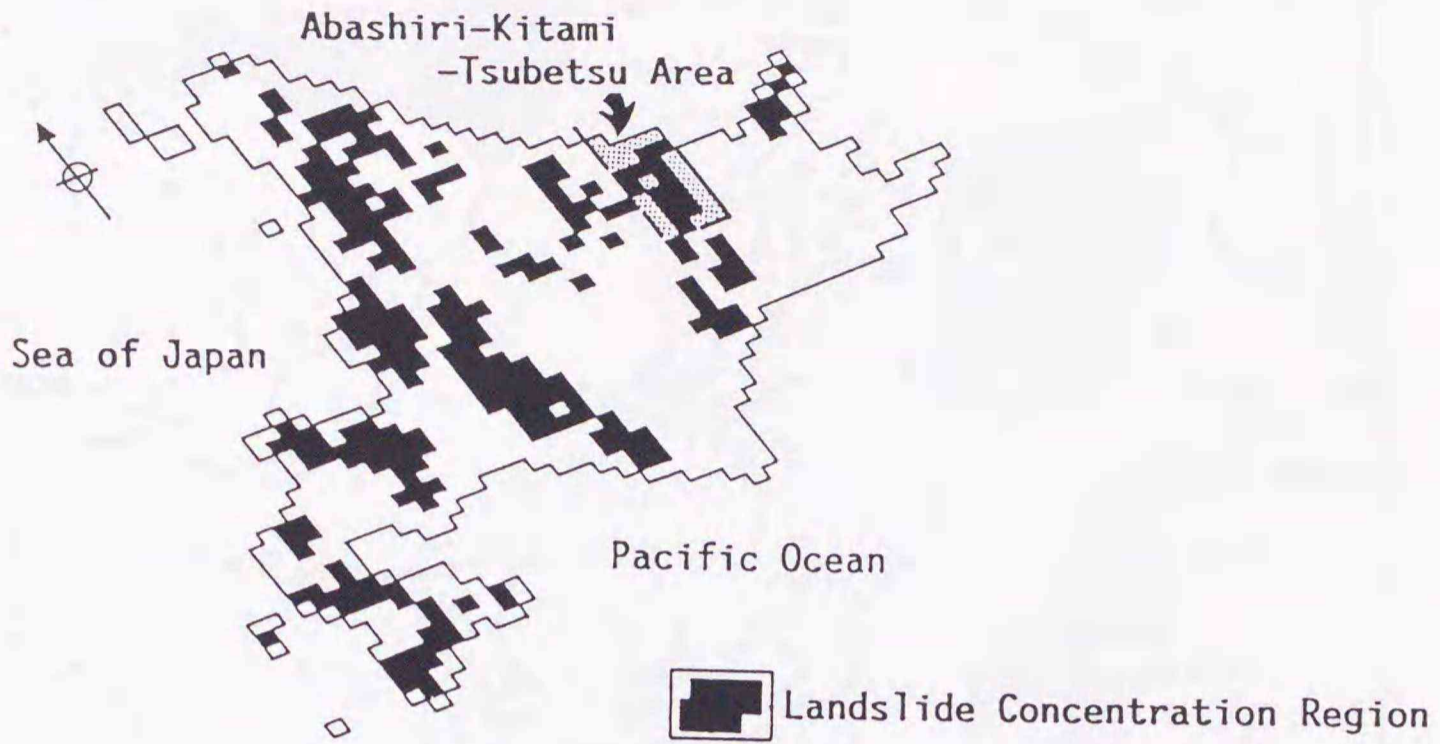
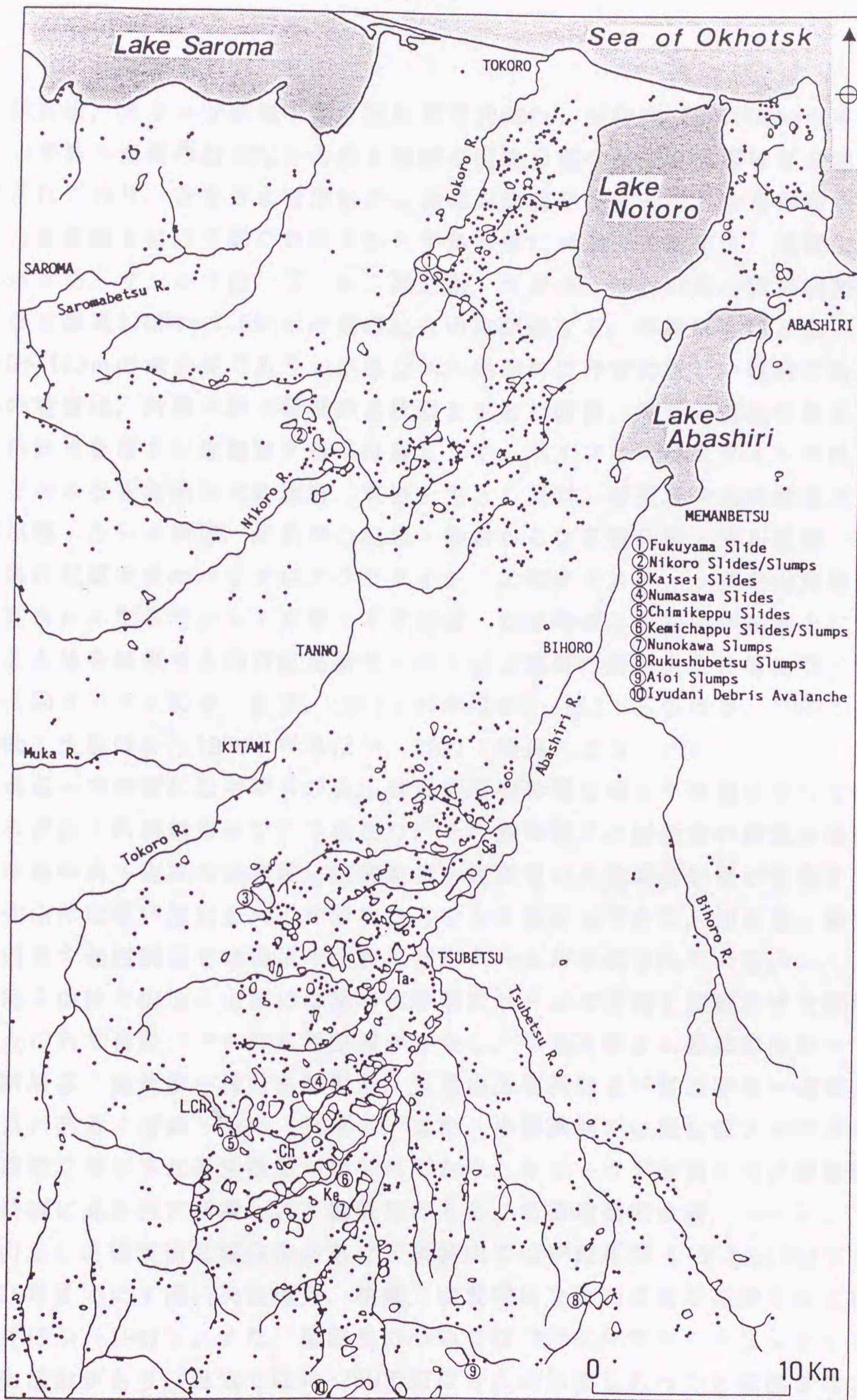


図4-1 網走・北見・津別地域の位置と地質概要 (1/50,000地質図幅などを編集)。



○ Large landslide (more than 5 ha in area)    ● Small landslide

Sa: Sakaemori River, Ta: Takkobu River, Ch: Chimikeppu River  
 Ke: Kemichappu River, L.Ch: Lake Chimikeppu

図4-2 網走・北見・津別地域におけるランドスライド地形の分布(伊藤, 1995a)。

## 4. 1. 2 知床半島

知床半島は、オホーツク海へ突き出た長さ約65km、面積約100,000haの半島である。半島の面積の約42%を占める範囲が国立公園や原生自然環境保全地域に指定されており、さまざまな地形が人為的な改変を受けることなく保存されている。半島軸上には先端の知床岬から半島基部に向かって知床岳、硫黄山、オッカバケ岳、サシルイ岳、三ツ峰、羅臼岳、天頂山、知西別岳、遠音別岳、海別岳など標高1,000～1,660mの第四紀火山体が連なる。海岸線もほとんどが比高20～150mの海食崖であり、半島全体が地形的に非常に険しい地域である。

半島の地質は、新第三紀中新世の凝灰岩を主とし砂岩、泥岩、流紋岩質溶岩や凝灰角礫岩をはさむ忠類層を最下位層として、ハイアロクラスタイトや枕状溶岩などからなる奥薬別火砕岩層、頁岩を主とし泥岩、凝灰岩や玄武岩岩床を伴う越川層・ルシャ川層、鮮新世の泥岩・砂岩からなる幾品層・知布泊層、鮮新世～第四紀更新世のハイアロクラスタイト、エピクラスティック火山角礫岩や枕状溶岩からなるサシルイ川層・宇登呂層・知床岬層、そして半島軸上に配列する火山体を構成する第四紀更新世の陸上安山岩質溶岩・火山砕屑物などからなる（図4-3：杉本・松下，1961；杉本ほか，1962；三谷ほか，1963；庄谷，1965；土居ほか，1970；杉本ほか，1971；後藤・合地，1991）。

半島基部～中央部には中新世の火山砕屑岩層や砕屑岩層が半島軸に平行な軸を有する背斜・向斜構造をなして広がり、その海岸域には鮮新世の砕屑岩層が、そして半島中央～先端の海岸域には鮮新世～更新世の火山砕屑岩層が分布する。第四紀火山体は厚い溶岩と火山砕屑物からなる成層火山であり、知床岳、硫黄山、羅臼岳や知西別岳では山頂や山腹に溶岩ドームが形成されている。

第四紀火山体の山頂・山腹には溶岩流や溶岩ドームの原面を変位させた断層地形や火口列で特徴づけられる活断層が存在し、半島先端から基部に向かって知床岳断層系、硫黄山－羅臼岳断層系、天頂山断層系および知西別岳－遠音別岳断層系がある（伊藤・山岸，1996）。また、半島基部では段丘面を変位させた断層地形で指示される活断層が知られており、オホーツク海側に峰浜断層群、根室海峡側に丸山西方断層と古多糠断層がある（活断層研究会編，1991）。

活火山として硫黄山と羅臼岳があり、硫黄山では安政年間（1857～1858年）から1936年までに4回の火口爆発、噴煙、硫黄噴出などの活動が記録されている（勝井ほか，1982）。また、羅臼岳については1,500年前から少なくとも5回の火山活動があり、最近では約250年前にも火山活動があったと推測されている（宮地ほか，1995）。

知床半島では、空中写真判読によって総計645箇所ランドスライド地形が認められる（伊藤，1996）。滑動地塊の総面積は約10,000haであり、半島の面

積の約10%を占める。比較的規模の小さなランドスライド地形は、半島基部の忠類層や奥蘂別火砕岩層など“グリーンタフ”層や越川層など凝灰岩薄層をはさむ頁岩層が分布する地域に集中し、大規模なものは成層火山体の山腹や更新世の陸上安山岩質溶岩の周縁部にあたる火山体山麓の深く刻まれた谷壁に存在する(図4-4)。

半島先端域のウナキベツ川やクズレハマ川では延長3~4kmにわたって岩屑なだれ堆積物が谷を埋積している(図4-4①, ②)。その南側には相泊溶岩ドームの崩壊(図4-4③)や複数のブロックからなる滑動地塊が稜線から海岸まで広がる瀨石地すべり(図4-4④)が、そしてオホーツク海側のルシャ川河口には中規模地すべり群(図4-4⑤)がある。

半島中央域の南岳では巨大崩壊によって直径約2.2kmの大火口が北西に開き、岩屑なだれ堆積物がオホーツク海側へ広がっている(図4-4⑥)。その発生域から約7km離れた岩屑なだれ末端域には流れ山が発達し、窪地に形成された湖沼群は“知床五湖”として観光の名所となっている。南岳~羅臼岳の南東山麓の深く刻まれた谷壁には数多くの地すべりや崩壊が発生しているが(図4-4⑦)、サシルイ岳、三ツ峰、羅臼岳の山頂・山腹には後述する知西別岳や遠音別岳と異なって大規模なランドスライド地形は存在せず、その代わりに、これら火山体を切るように活断層を指示する断層変位地形や断層変位地形を被覆する溶岩流や溶岩ドームがよく保存されている。

半島基部では知西別岳、遠音別岳や海別岳の山頂・山腹に、これら火山体の山容を変貌させるような規模のランドスライド地形が存在する(図4-4⑧~⑭, ⑱, ⑲)。知西別岳の南側では溶岩ドームの西半部が崩壊し、岩屑の一部は谷に沿って崩れ落ちている(図4-4⑧)。知西別岳の東側山麓には分離崖と幅200mの溝状陥没帯が特徴的な知西別川地すべりがある(図4-4⑨)。遠音別岳の北西側斜面には比高300mの滑落崖とその直下に集積する直径15~90m・最大比高50mのメガブロック群が特徴的な巨大崩壊があり、その滑動地塊は後に滑動や流動を繰り返し、その末端は発生域から約7km離れたオホーツク海岸まで伸びている(図4-4⑩)。遠音別岳の南東側斜面でも比高250mの馬蹄形状滑落崖が形成され、滑動地塊が幅1.6kmで、南東方へ4.5kmにわたって広がっている(図4-4⑪)。勝井ほか(1985)は、この滑動地塊末端域に存在する湿原の堆積物の花粉分析から、地すべり発生と湿原の成立は約300年前と推定している。前述のように中新統が分布する地域には小規模ランドスライド地形が数多く存在するほか、真鯉地すべり(図4-4⑫)、オシパオマブ川地すべり(図4-4⑬)、梅峰川地すべり(図4-4⑭)など岩盤スライドタイプの比較的規模の大きな地すべりが点在する。

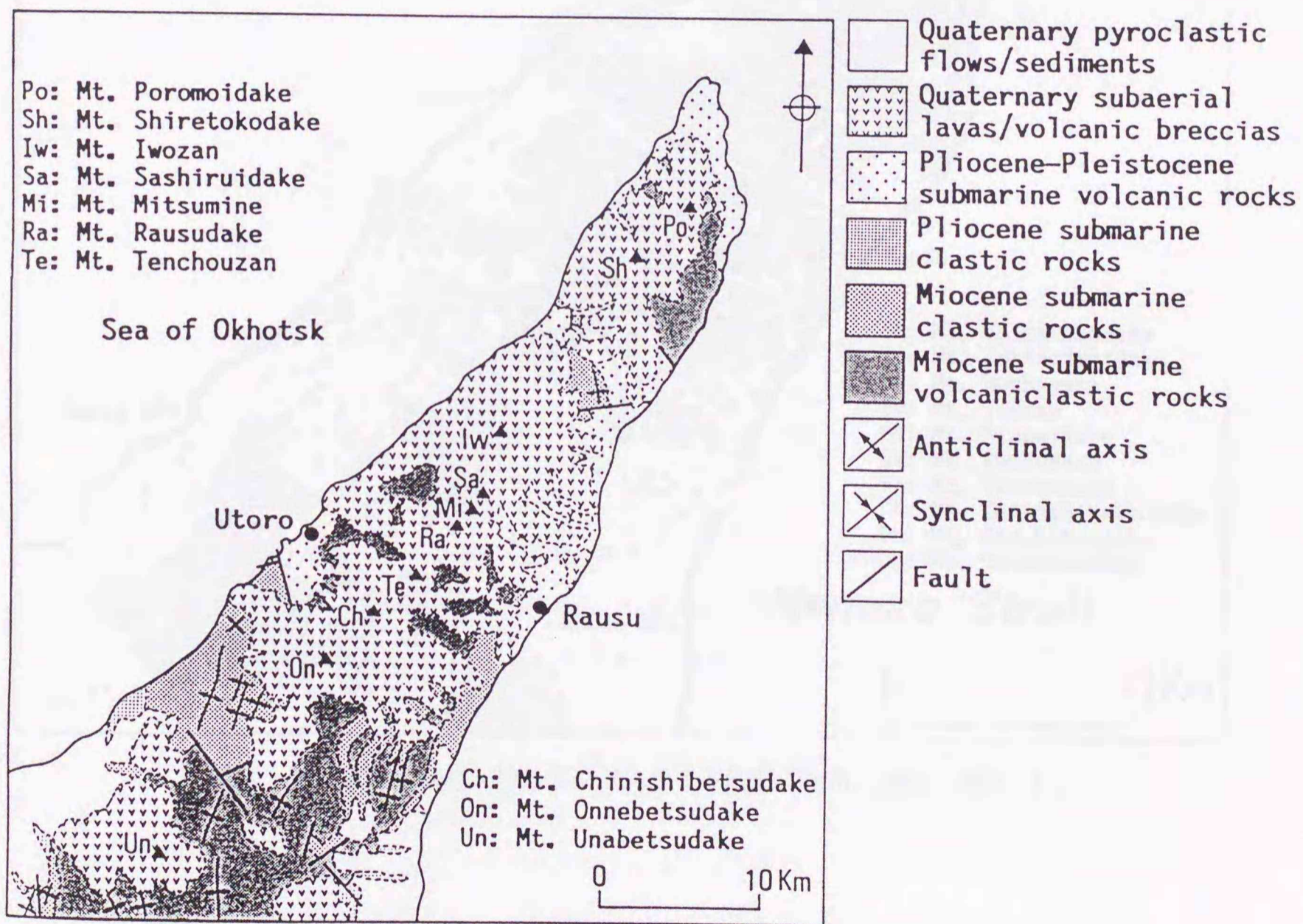
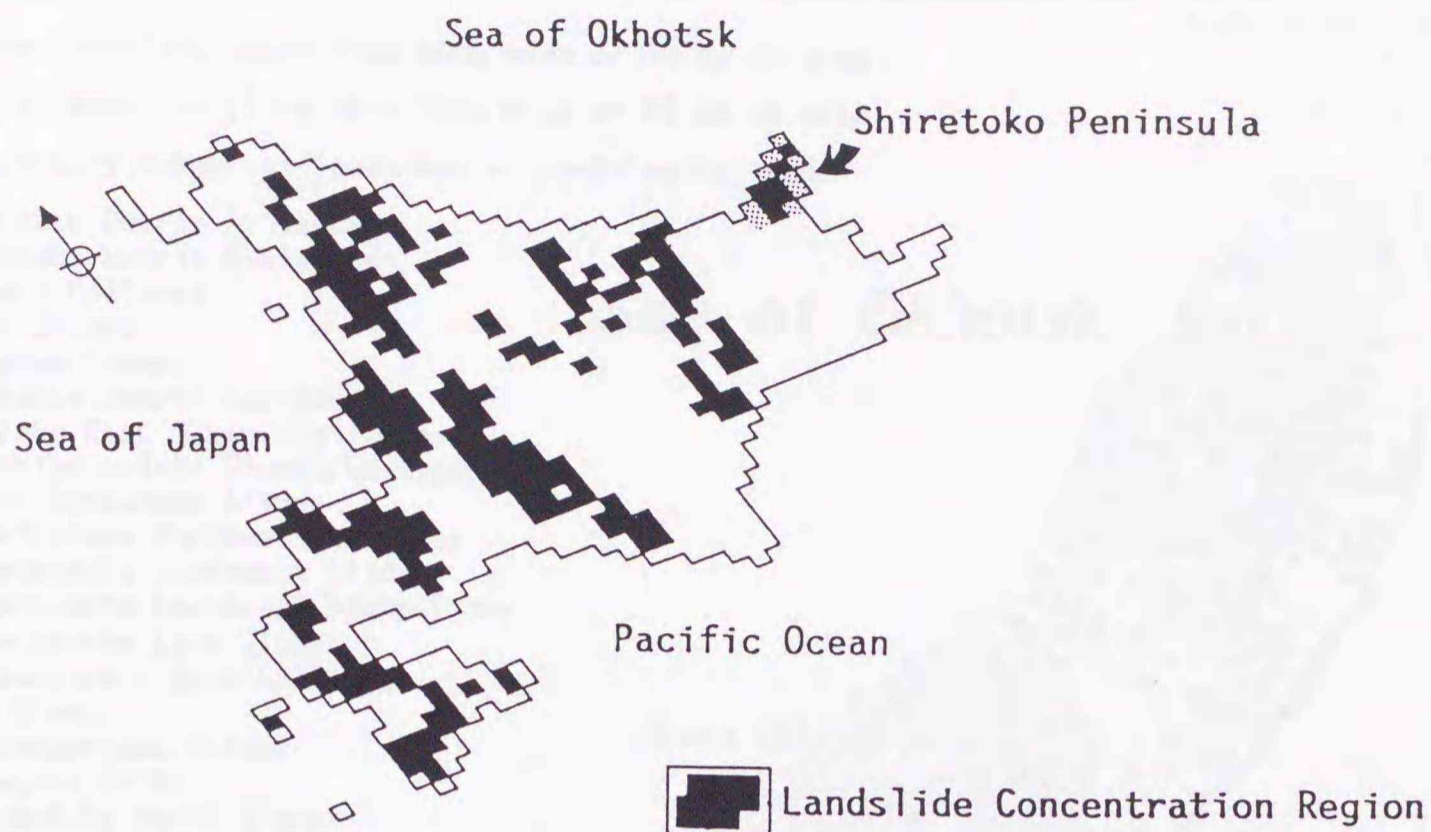


図4-3 知床半島の位置と地質概要 (1/50,000地質図幅などを編集)。

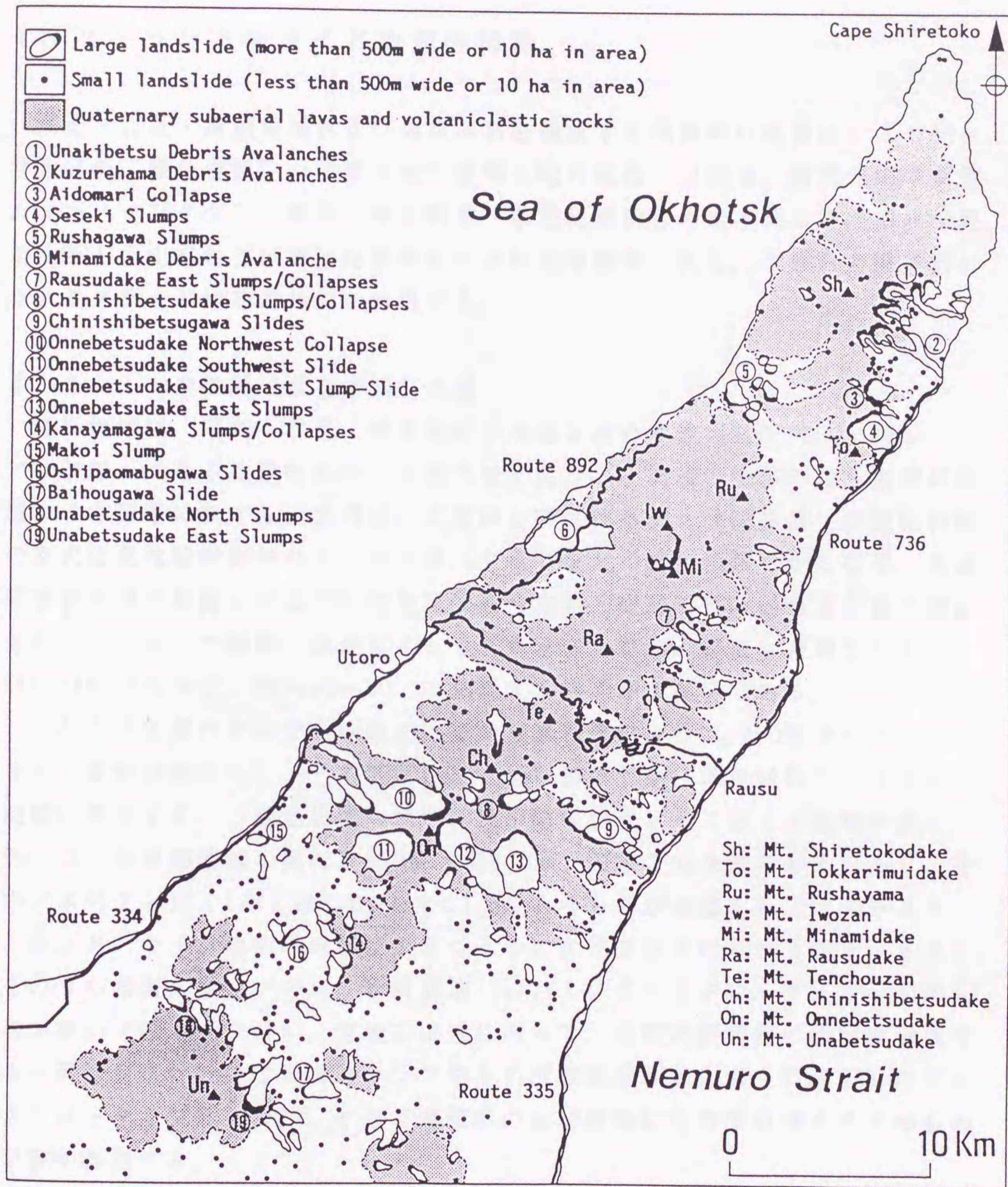


図4-4 知床半島におけるランドスライド地形の分布(伊藤, 1996c)。

## 4. 2 ランドスライド地形の特徴

網走・北見・津別地域および知床半島を構成する代表的な地質はジュラ紀～白亜紀の“緑色岩類”，古第三紀～新第三紀の泥岩・砂岩層，新第三紀中新世の“グリーンタフ”，新第三紀鮮新世～第四紀更新世の水中火山岩，第四紀更新世陸上火山岩および第四紀更新世の火砕流堆積物である。これらの地質別にランドスライド地形の特徴を解析する。

## 4. 2. 1 中生層“緑色岩類”地域

解析地域は，網走・北見・津別地域の西部を占める標高400～600mのシャープな稜線が連なる比較的急峻な山地地域であり，北海道中央部の最も東側に位置する常呂帯に属する。地質は仁頃層群と呼ばれるジュラ紀後期～白亜紀前期の玄武岩質枕状溶岩やハイアロクラスタイトなど“緑色岩類”からなり，佐呂間層群や湧別層群と呼ばれる白亜紀後期～古第三紀暁新世の砂岩泥岩礫岩層が伴われる。多くの断層の発達によってブロック化され，構造も複雑であるが，NNE-SSWの走向で，東へ30～50°で傾斜する構造が支配的である。

これら中生層の分布する地域では空中写真判読によって290箇所のランドスライド地形が認められ，その90%以上（267箇所）が“緑色岩類”の分布する地域に存在する。“緑色岩類”地域では小規模なランドスライド地形が多く，80%以上が滑動地塊の奥行き250m・幅200m・面積3ha未満のものであり，そのアスペクト比（L/W）は $1.0 \leq L/W < 1.5$ であるものが卓越する（図4-5A）。

ランドスライド地形の形態は大きく5つのタイプに分けられ（図4-5B），そのうち岩屑スランプ（a），岩屑崩壊（e）およびアースフロータイプ（d）のものが多く（図4-5C）。急峻な山地にあって，比較的緩傾斜の斜面を形成する小沢源頭部付近には岩屑スランプやその滑動岩屑が谷に沿って流下したアースフロータイプのものが，そして急傾斜の谷壁斜面には岩屑崩壊タイプのものが多く存在する。

地塊の滑動方向は北東～南東方向であるものが卓越するが，北西～西南西方向であるものも少なくない（図4-5D）。地塊の滑動方向と地層の走向・傾斜との関係では流れ盤型であるものが約46%，受け盤型であるものが約41%であり，とくに流れ盤型が卓越する訳ではない（図4-5E）。

“緑色岩類”地域は地形的には急峻な山地形を呈し，地質構成岩は新鮮な岩層では堅硬であるが，断層や節理の発達によってブロック化していたり，風化部は崖錐堆積物状となっている。そのような脆弱な岩屑は堅硬な岩盤を覆って

谷源頭部では緩斜面を、そして深く刻まれた谷沿いでは急峻な斜面をなしている。このような地形・地質条件が、谷源頭部ような集水地形をなす斜面でのスランプやフロータイプの、そして谷壁をなす急斜面の脚部での崩壊タイプの表層岩層の小規模で流れ盤・受け盤といった構造にさほど関係していない斜面変動に反映しているものと思われる。

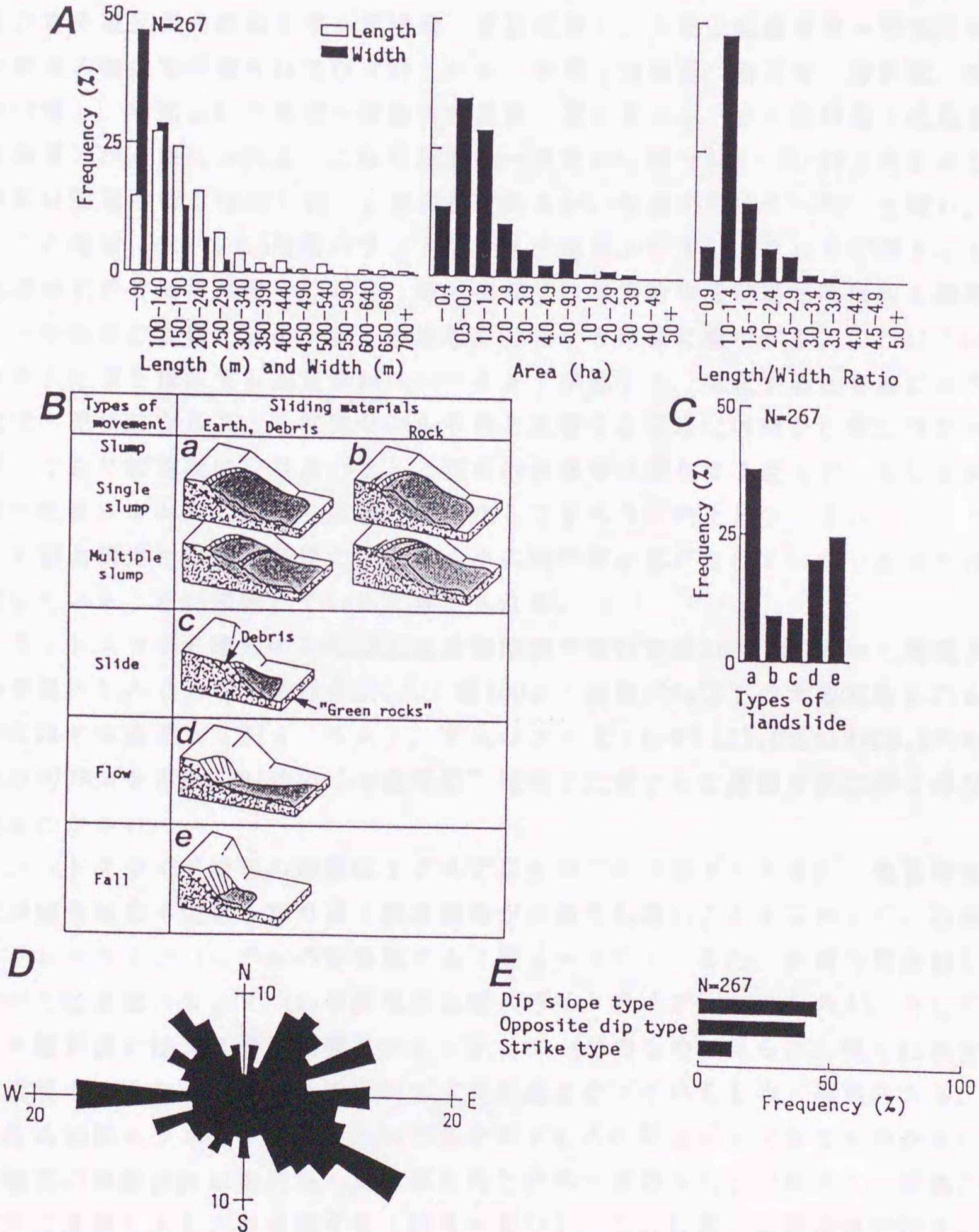


図4-5 中生層“綠色岩類”地域におけるランドスライド地形の特性。

A: 滑動地塊の奥行き・幅, 面積および奥行き/幅の頻度. B: 形態区分. C: 形態別頻度. D: 地塊の滑動方向. E: 滑動方向と地層の走向・傾斜との関係.

## 4. 2. 2 第三紀泥岩・砂岩地域

解析地域は、網走・北見・津別地域の中央部で網走構造線の東側に沿ってほぼ南北に伸びる地域であり、幸いにも被災事例は多くはないがランドスライド地形の分布からみると北海道でも有数の地すべり地帯と言える。

地質は古第三紀始新世～漸新世の砂岩・泥岩を伴う礫岩層（陸別層）や凝灰質砂岩や凝灰質角礫岩を伴う泥岩層（若松沢層）、古第三紀漸新世～新第三紀中新世の凝灰岩薄層をはさむ頁岩・シルト岩層（達媚層、常呂層、津別層、車止内層）、新第三紀中新世～鮮新世の頁岩・凝灰質シルト岩・砂岩層（能取層、里美層）から構成される。これら岩層の一般走向はNNE-SSW～NE-SW方向を示し、傾斜は断層近傍では30～40°と急傾斜であるが、全体的には5～20°と緩い。

この地域には1,388箇所のランドスライド地形が存在し、それらのほとんどは地域北部では常呂層や能取層、地域南部では達媚層や津別層と呼ばれる漸新世～中新世の頁岩・シルト岩・砂岩層が分布する地域に集中する。これはこれら第三紀層を構成する泥質岩がスレーキングが著しく、風化すると容易に細角礫状～泥状になること、軟質なシルト岩と互層する泥岩には細かな割れ目が発達しており岩屑状になり易いこと、泥岩砂岩層中に挟在する凝灰岩、凝灰質砂岩や軟質シルト岩の薄層や厚層が粘土化してすべり面粘土となり易いこと、そして褶曲構造や断層の発達に伴って大小の破碎帯が形成されていたり節理が発達していることに起因していると考えられる。

ランドスライド地形の70%以上は滑動地塊の奥行き250m・幅200m・面積2ha未満のものであり、奥行き500m・幅400m・面積10ha以上の大規模なものも10%ほど存在する（図4-6A）。アスペクト比（L/W）は $1.0 \leq L/W < 2.5$ のものが約78%を占め、前述の“緑色岩類”地域と比較すると滑動方向に長く伸びたものが多い。

ランドスライド地形の形態は7タイプに分けられ（図4-6B）、地質構成岩が細角礫状～泥状となり易く岩屑斜面が形成され易いことを反映して、岩屑スランプタイプ（a）のものが卓越する（図4-6C）。また、断層や褶曲軸に沿っては岩盤スランプ（b）や断層型岩盤スライドタイプ（e）のものが、そして流れ盤斜面にはケスタ型岩盤スライドタイプ（d）のものが見られ、多くは泥岩砂岩層中に挟在する粘土化凝灰岩がすべり面となっているものと推定される。これら岩盤スランプやスライドの形態を示すものには規模の大きなものが多い。

地塊の滑動方向は東北東～南南東方向と北西～南西方向とに集中し、前者の方向に滑動したものが卓越する（図4-6D）。これは第三紀層地域では北北東～南南西方向の軸を有する背斜・向斜構造や東へ10～20°で傾く同斜構造が支配的であることに起因している。ランドスライド地形の60数%が流れ盤型の

岩屑・岩盤スランプや岩盤スライドタイプの地すべりであり（図4-6E），受け盤斜面には岩屑崩壊タイプのものが多い。

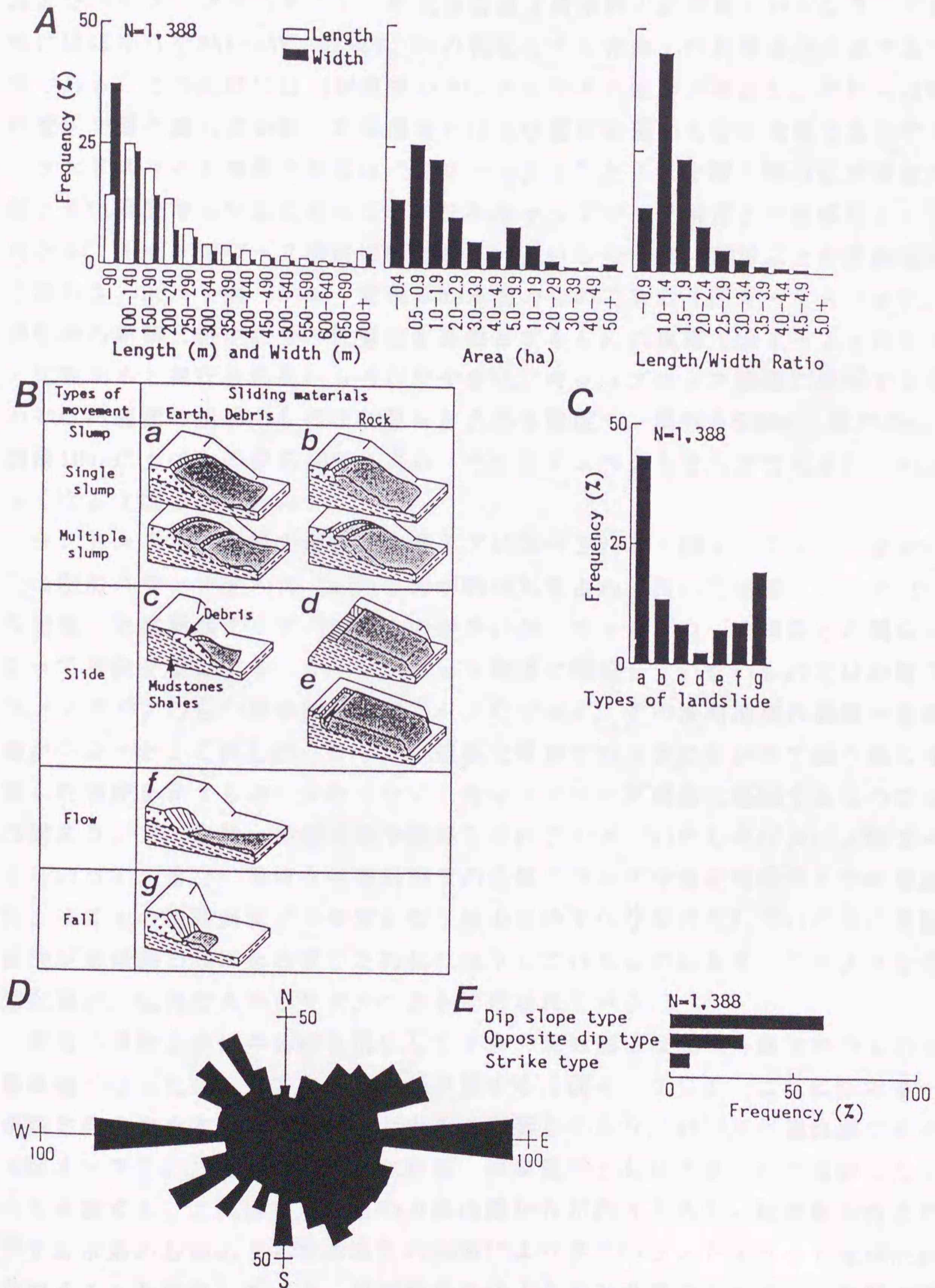


図4-6 第三紀泥岩・砂岩地域におけるランドスライド地形の特性。

A: 滑动地塊の奥行き・幅，面積および奥行き／幅の頻度。B: 形態区分。C: 形態別頻度。D: 地塊の滑动方向。E: 滑动方向と地層の走向・傾斜との関係。

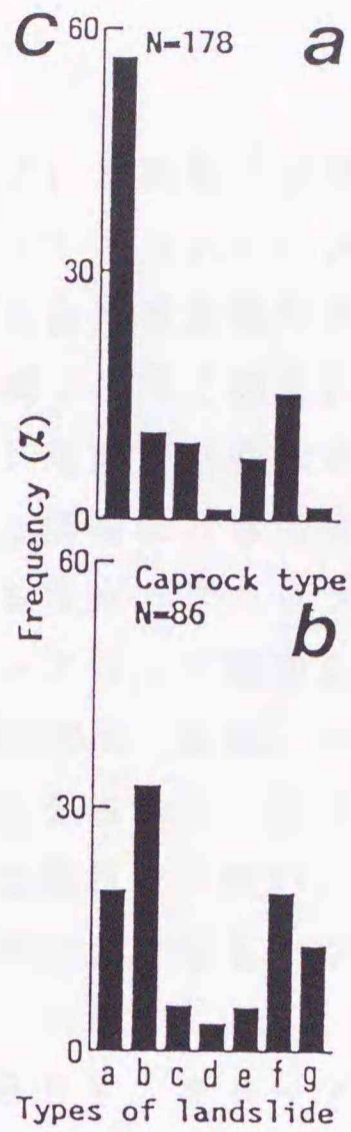
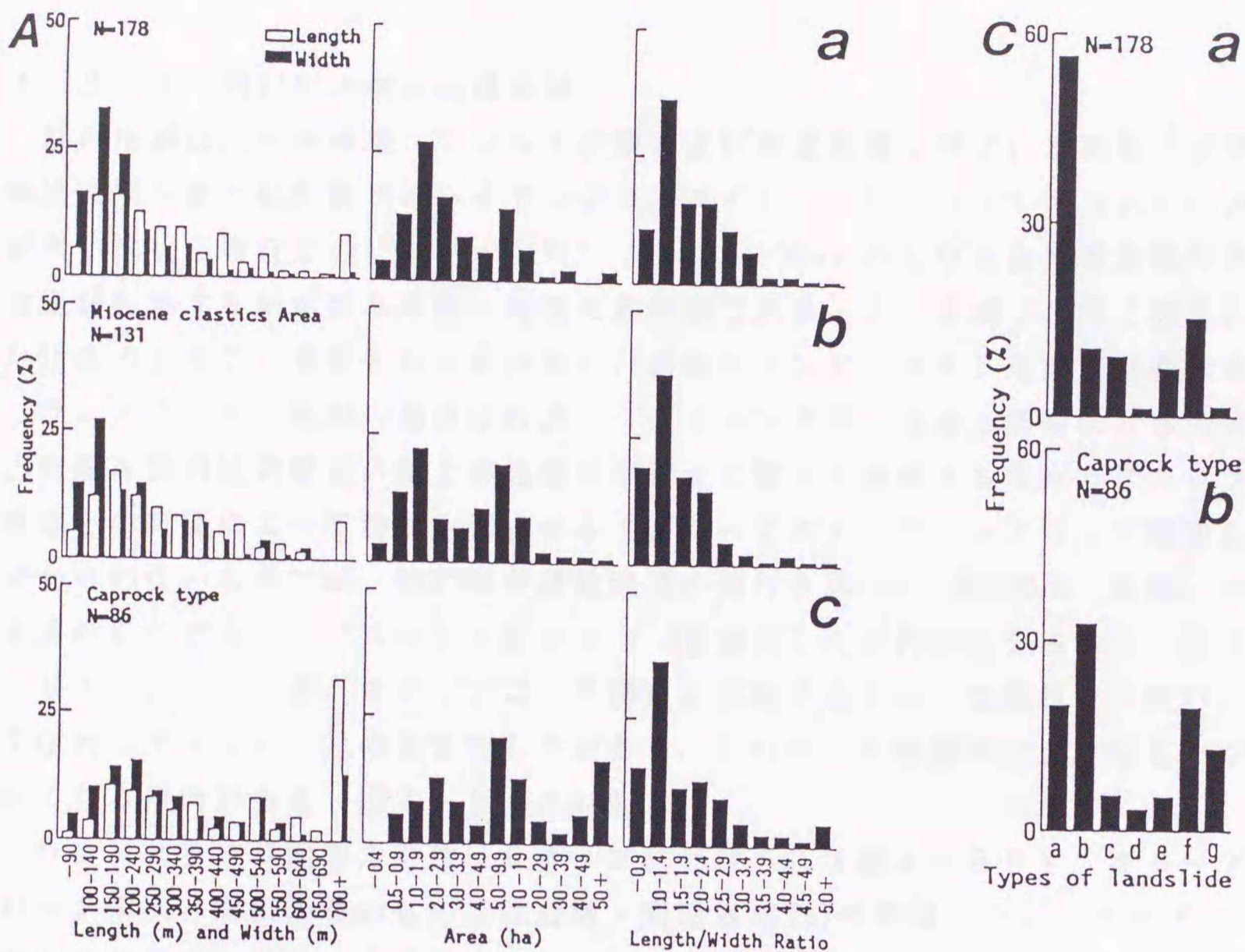
## 4. 2. 3 “グリーンタフ” 地域

解析地域は、知床半島基部の新第三紀中新世の凝灰岩層（忠類層，羅臼川層）およびハイアロクラスタイト・枕状溶岩層（奥薬別火砕岩層）からなり，半島軸にほぼ平行なNNE-SSW～NE-SW方向の軸を有する背斜・向斜構造が発達する地域である。この地域には264箇所のランドスライド地形が存在し，それらは細粒凝灰岩層や凝灰質砂岩・頁岩薄層をはさむ凝灰岩層からなる地域に集中する。

ランドスライド地形の規模は“グリーンタフ”とこれを覆う第四紀更新世の陸上安山岩質溶岩や溶結凝灰岩とがなすキャップロック構造との関係によって異なる。キャップロック構造に関係していないものでは，70%以上が滑動地塊の奥行き400m・幅200m・面積5ha未満のものである（図4-7Aのa）。同地域の新第三紀中新世の泥質岩を基盤とするものの規模（図4-7Aのb）と比較すると奥行きが長いものがやや多い。キャップロック構造に起因するものでは同範囲の規模のものは40数%を占める程度で，奥行き500m・幅350m・面積10ha以上のものが約40%を占め，そしてアスペクト比もより大きなものが多くなる（図4-7Aのc）。

ランドスライド地形の形態は7タイプに区分される（図4-7B）。全体的には岩屑スランプタイプ（a）のものが約46%を占め，次いで岩盤スランプ（b）や岩屑・岩盤崩壊タイプ（f）のものが多く，キャップロック構造との関係によって特徴を異にする。キャップロック構造に関係していないものでは岩屑スランプタイプのものが卓越し（図4-7Cのa），その滑動地塊の表層～末端部がフローとして押し出したり，小規模な移動ブロックに分かれて繰り返し滑動した履歴を示すものも少なくない。キャップロック構造に起因するものでは岩盤スランプ，岩屑・岩盤崩壊や岩屑なだれタイプ（g）のものが多く（図4-7Cのb）。また，急峻な谷壁斜面での岩盤スランプや岩盤崩壊タイプの滑動によってその後背斜面が不安定となり後退型地すべりが発生していたり，滑動地塊が急傾斜の溪床を岩屑なだれ状に流下しているものもある。このような滑動変遷が，規模の大きさやアスペクト比に現れている。

地塊の滑動方向は半島軸を境にして半島の北西側では北東～西方向のものが，南東側では北北東～南方向のものが卓越する（図4-7D）。これには北東-南西方向の軸を有する褶曲構造が大きく影響しており，約73%が流れ盤である（図4-7E）。さらに，半島北西側，南東側でともに北東方向に滑動したのも卓越する。これは半島軸上の山体山麓から北西方向あるいは南東方向に流下する水系の谷壁のうち北東向きの斜面により多くのランドスライド地形が存在することを反映している。斜面の向きによる日射温度の差や凍結・融解の違いなどの気象要因が影響しているのかもしれない。



Types of movement	Sliding materials	
	Earth, Debris	Rock
Slump	a	b
Single slump		
Multiple slump		
Slide	c Debris "Green tuffs"	d
Flow	e	
Fall	f	Lava "Green tuffs"
Fall + Flow (Avalanche)	g	

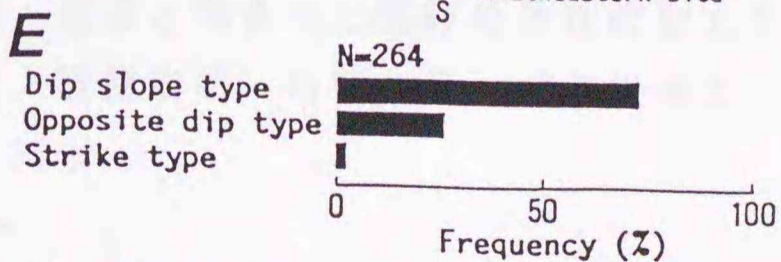
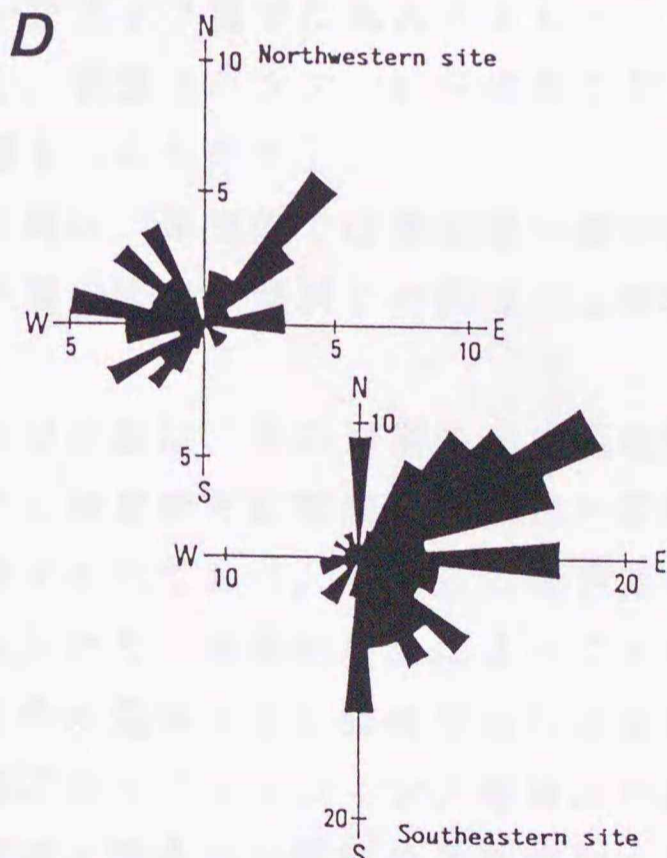


図4-7 “グリーントフ” 地域におけるランドスライド地形の特性。

A: 滑動地塊の奥行き・幅, 面積および奥行き/幅の頻度, a: “グリーントフ” を基盤とするもの, b: 同地域の中新統泥質岩層を基盤とするもの, c: キャップロック構造とも関連するもの. B: 形態区分. C: 形態別頻度, a: “グリーントフ” を基盤とするもの, b: キャップロック構造とも関連するもの. D: 地塊の滑動方向. E: 滑動方向と地層の走向・傾斜との関係.

## 4. 2. 4 第四紀水中火山岩地域

解析地域は、知床岬層、サシルイ川層および宇登呂層と呼ばれる新第三紀鮮新世後期～第四紀更新世のハイアロクラスタイト、エピクラスティック火山角礫岩や枕状溶岩などの“水中火山岩”（山岸，1994）からなる台地状斜面や海食崖が発達する知床半島中央～先端の海岸域である。この地域では深く刻まれた比高の大きな、急傾斜の谷壁斜面に78箇所のランドスライド地形が存在する。

ランドスライド地形の規模は前述の“グリーンタフ”地域と同様に、水中火山岩層を第四紀更新世の陸上溶岩類が不整合に覆って形成するキャップロック構造との関係によって特徴を異にする（図4-8A）。キャップロック構造に関わりのないものでは、約70%が滑動地塊の奥行き350m・幅200m・面積2ha未満のものであり、アスペクト比では2.0未満のものが約80%を占める（図4-8Aのa）。一方、キャップロック構造に起因するものでは奥行きの長い、すなわちアスペクト比の大きなものが多く、したがって面積的に大きなものが増える傾向がある（図4-8Aのb）。

ランドスライド地形の形態は6タイプに分けられ（図4-8B）、キャップロック構造と関係のないものでは岩屑・岩盤崩壊(e)や岩屑スランプタイプ(a)のものが卓越し（図4-8Cのa）、キャップロック構造に起因するものでは岩屑・岩盤崩壊タイプのものが増え、岩盤スランプ(b)や岩屑なだれタイプ(f)のものも増える傾向がある（図4-8Cのb）。

地塊の滑動方向は半島の北西側では北西方向に、南東側では東北東～南方向であるものが卓越し（図4-8D）、基盤岩層の走向・傾斜との関係では80%以上が流れ盤型である（図4-8E）。

水中火山岩層からなる大比高・急傾斜の谷壁斜面は、その岩層の形成過程や堆積様式の多様性を反映して不均一に混在する硬質岩と軟質岩、細粒岩と粗粒岩、塊状部と互層部、難透水層と透水層で構成されており、これらの境界面が地下水の通路となって風化・粘土化が促進されたり、差別的侵食によってオーバーハングが形成され易い。また、岩層形成時の急冷による節理や後の造構的節理が発達していたり、深い谷の形成・発達に伴ってシーティング節理が形成され易い。このような地質構成岩の岩質・岩相と構造的な弱線の存在に加えて流れ盤構造やキャップロック構造が岩屑・岩盤崩壊、岩盤スランプや岩屑なだれタイプの斜面変動に現れていると思われる。

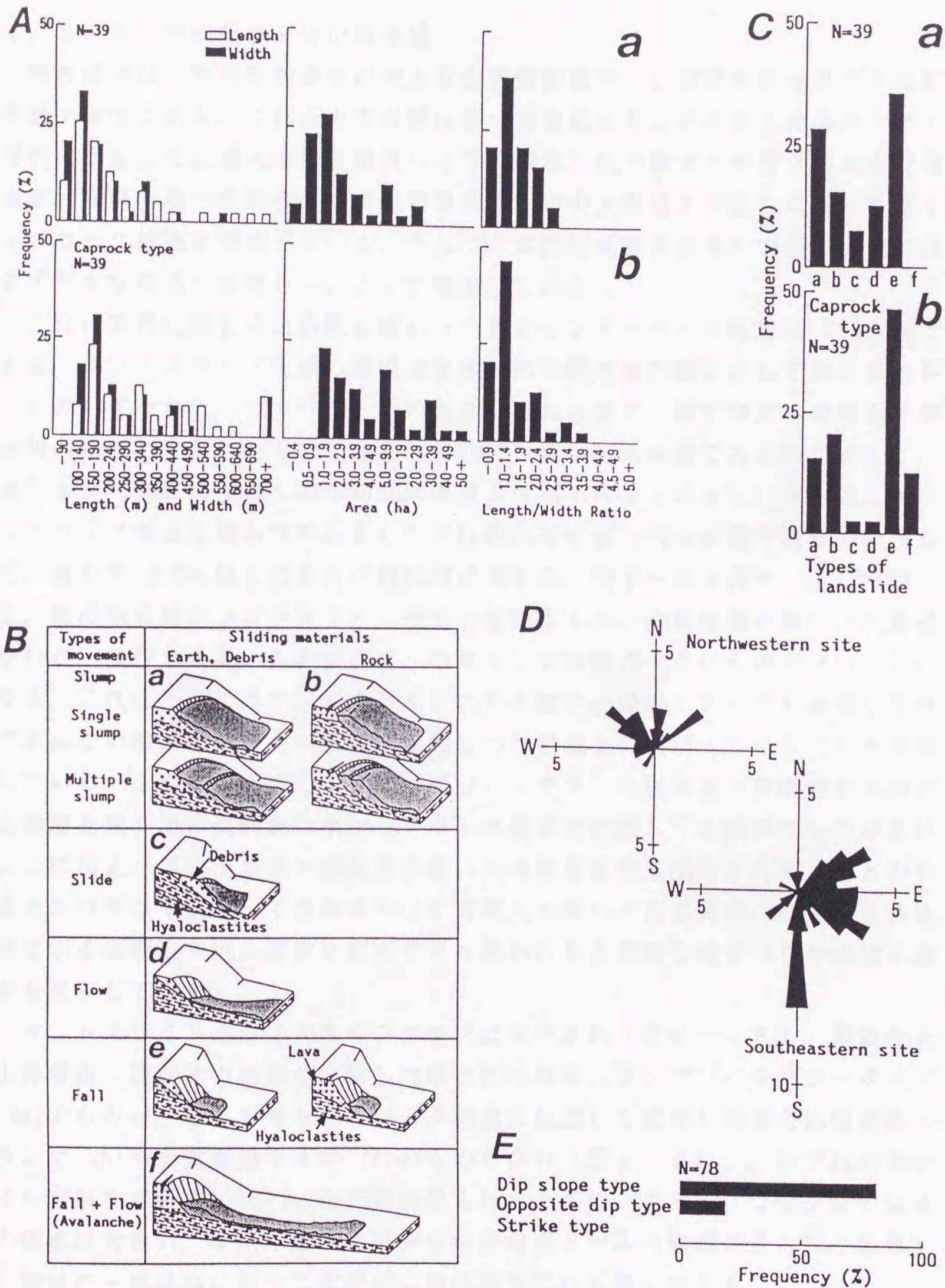


図4-8 第四紀水中火山岩地域におけるランドスライド地形の特性。

A: 滑動地塊の奥行き・幅, 面積および奥行き/幅の頻度, a: 水中火山岩を基盤とするもの, b: キャップロック構造とも関連するもの。B: 形態区分。C: 形態別頻度, a: 水中火山岩を基盤とするもの, b: キャップロック構造とも関連するもの。D: 地塊の滑動方向。E: 滑動方向と地層の走向・傾斜との関係。

## 4. 2. 5 第四紀陸上火山岩地域

解析地域は、第四紀更新世の陸上安山岩質溶岩や火山砕屑岩が発達する知床半島中軸域である。これら火山岩類は厚い溶岩流と火山砕屑岩・砕屑物とが互層状に累重して成層火山体を構成したり、新第三紀中新世～鮮新世の火山砕屑岩層、砕屑岩層や鮮新世～第四紀更新世の水中火山岩層を不整合に覆ってキャップロック構造を形成している。さらに、第四紀成層火山体の山頂や山腹にはさまざまな規模の溶岩ドームとして噴出している。

これら第四紀陸上火山岩類に関わりのあるランドスライド地形は 278箇所である。ランドスライド地形の規模は全体的に滑動地塊の幅に比して奥行きの方が長いもの、すなわち、アスペクト比の大きいものも多く、溶岩や火山砕屑岩・砕屑物の表層が変動したものではありません。その約70%が幅 250m 未満であるのに対して、奥行きが 350m 以上のものが約50%に及ぶ（図4-9Aのa）。さらに、キャップロック構造に関わりのあるものでは約44%が幅 250m 未満であるのに対して、奥行き 350m 以上のものが約60%に達する（図4-9Aのb）。したがって、他の地質域のランドスライド地形と比較すると、滑動地塊の幅には大差はないが、奥行きの方が長いものも多く、結果として面積の大きいものが多いことになる。これは一つにはランドスライドの発生域が小規模であっても斜面が急峻であるため滑動地塊が長い距離を移動しつつ斜面上に広がっていることを反映している。さらに、前述のように“グリーンタフ”や鮮新世～更新世の水中火山岩層を覆う溶岩周縁部にキャップロック構造に起因して大規模なものが多いことに加え、厚い溶岩流と固結度の低い火山砕屑岩や未固結火山砕屑物とが安息角ぎりぎりまで累重して急斜面をなす成層火山体の不安定要素、後述する火山体を切る活断層や火山活動に起因すると思われる大規模な地すべりや崩壊の存在も反映している。

ランドスライド地形は大きく7タイプに区分され（図4-9B）、溶岩や火山砕屑岩～砕屑物の表層が変動した場合には岩屑スランプ（a）やフロータイプ（e）のものが、そしてキャップロック構造に起因して変動した場合には岩盤スランプ（b）や岩盤崩壊タイプ（f）のものが多く（図4-9C）。いずれの場合にも岩屑なだれタイプ（g）が10数%見られ、とくに、キャップロック型ではその規模は大きい。また、箇所数は少ないが溶岩ドームの崩壊が見られ、崩落した岩屑の一部は谷に沿って雪崩状に崩れ落ちている場合がある。

地塊の滑動方向は半島北西側では北東～西南西方向、半島南東側では北東～南方向であり、全域的に見ると南西方向に滑動したものが少なく、北東方向に滑動したものがやや卓越する（図4-9D）。これには基盤岩層の流れ盤構造と斜面の向きによる気象条件の違いが影響している。

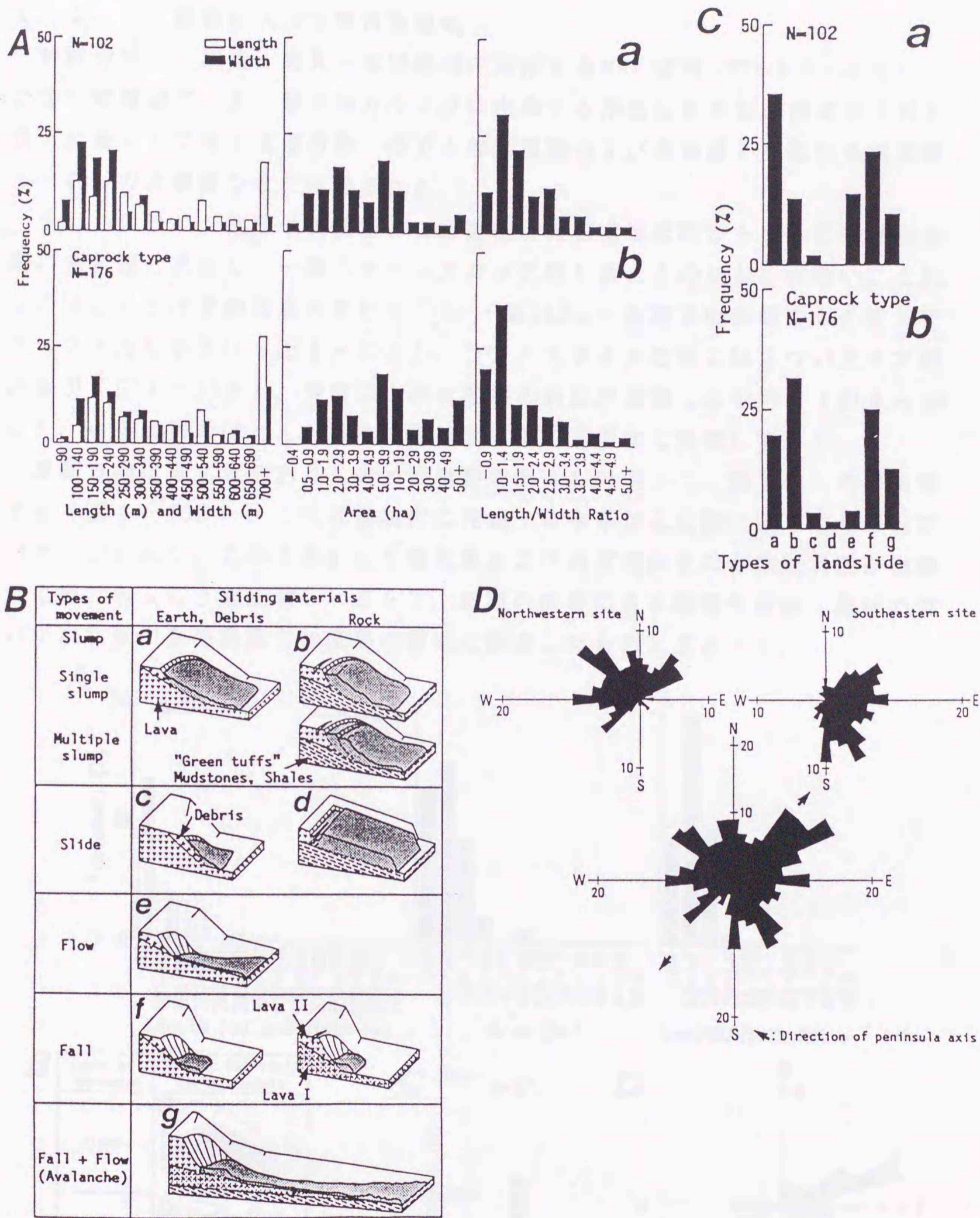


図4-9 第四紀陸上火山岩地域におけるランドスライド地形の特性。

A: 滑動地塊の奥行き・幅, 面積および奥行き/幅の頻度, a: 溶岩・火山碎屑岩・火山碎屑物を基盤とするもの, b: キャップロック構造とも関連するもの。B: 形態区分。C: 形態別頻度, a: 溶岩・火山碎屑岩を基盤とするもの, b: キャップロック構造とも関連するもの。D: 地塊の滑動方向。

4. 2. 6 第四紀火砕流堆積物地域

解析地域は、網走・北見・津別地域の東部を占める標高100~350mのなだらかな丘陵地域で、主に屈斜路カルデラに由来する第四紀更新世の溶結凝灰岩を最下位層として軽石流堆積物、降下火砕堆積物および美幌層と呼ばれる層厚数m~40mの砂礫層などで構成される。

ランドスライド地形は美幌層とこれを覆う軽石流堆積物からなる丘陵性台地端の急斜面に点在し、一種のキャップロック型と言えるのかもしれない。これらのほとんどは滑動岩屑の奥行き200m・幅150m・面積2ha未満のもので、アスペクト比も小さい(図4-10A)。ランドスライド地形には3つのタイプがあるが(図4-10B)、半数以上が台地端の斜面が崩壊したもので(図4-10C)、崩落岩屑のほとんどはその滑落崖直下の平坦面に集積している。

滑動方向は東北東であるものと西南西であるものが多く、前者のものが卓越する(図4-10D)。これは地域内に発達する水系が北北西に流下する平行状パターンを示し、この水系に沿う東北東および西南西向きの台地端斜面が崩壊発生場であることを反映し、さらに、斜面の向きによる融雪や凍結・融解の違いが東北東向きの斜面での変動の頻発に影響したものである。

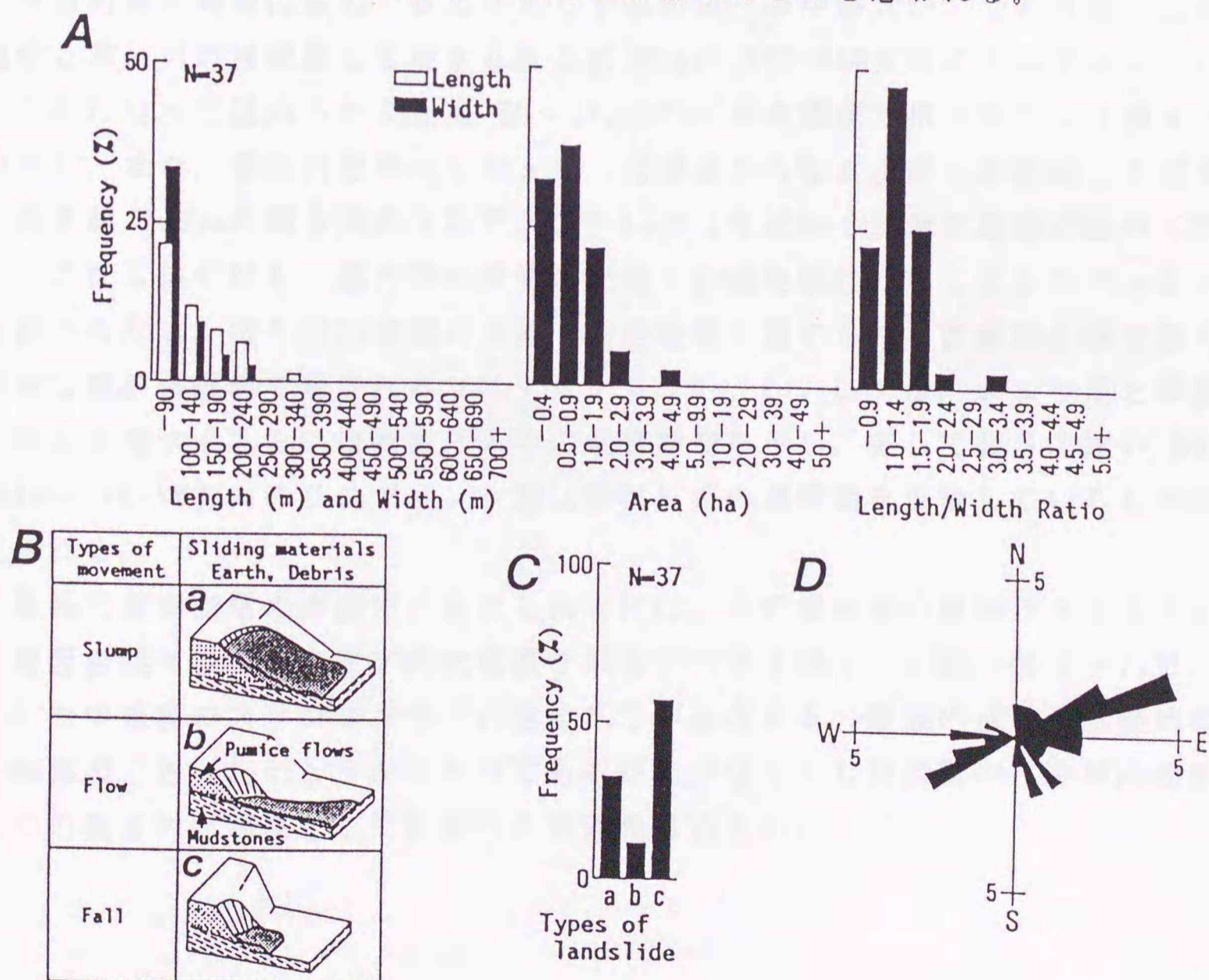


図4-10 第四紀火砕流堆積物地域におけるランドスライド地形の特性。

A: 滑動地塊の奥行き・幅、面積および奥行き/幅の頻度。B: 形態区分。C: 形態別頻度。D: 地塊の滑動方向。

## 4. 3 活断層とランドスライド地形

## 4. 3. 1 網走・常呂地域

網走・常呂地域では網走湖の右岸沿いに確実度Ⅰ～Ⅱの網走湖東方断層群、能取湖西方の常呂川右岸沿いに確実度Ⅱ～Ⅲの常呂川東岸断層と呼ばれる活断層が知られている（図4-11A：活断層研究会編，1991）。

網走湖東方断層群は、屈斜路カルデラに由来する火砕流堆積物が広がる網走湖東岸の丘陵を変位基準とする断層崖および段丘面を変位基準とする撓曲崖群で指示され、網走湖の形成に関与したものと考えられている（活断層研究会編，1991）。この断層群の北側や東側のシルト岩・頁岩を主とする新第三系中新統からなる丘陵地域にはスレーキングが著しい、すべり面になり易い凝灰岩を挟むといった地質構成岩の岩質・岩相と流れ盤構造に起因する岩屑スランプタイプのランドスライド地形が数多く分布するが、この網走湖東方断層群沿いの地域は火砕流堆積物層や段丘堆積物層からなる平坦な地形となっていることから、この断層群に直接関係のあると思われるランドスライド地形は認められない。

常呂川東岸断層は泥岩・頁岩を主とする新第三系中新統からなる丘陵・山地地域と常呂川の沖積面とを境する長さ約10kmのNNE-SSW方向のリニアメント $L_1$ とこれに沿って認められる比高50～140mの三角末端面で指示される（図4-11B）。また、常呂川西岸にもジュラ～白亜系からなる山地と沖積面とを境する長さ約2.5kmの同方向のリニアメント $L_2$ とこれに沿う三角末端面が認められる。これら以外にも、常呂川の東側の丘陵・山地地域には多くのリニアメントが認められる。常呂川の東側の丘陵・山地地域で認められる直線的な谷地形や明瞭な傾斜遷緩線で示されるリニアメント（ $L_3$ 、 $L_4$ 、 $L_5$ ）は、ジュラ系と新第三系とを境するあるいは新第三系中の地質断層を示し、そして長さの短いNNE-SSW～NE-SW方向のリニアメント群は新第三系の層理面を反映しているもの推定される。

常呂川東岸断層の南西端にあたる斜面には、この活断層に規制されるように断層型岩盤スライドタイプの大規模な福山すべり（図4-2①，図4-11B，Fu）や中規模のスランプタイプの地すべりが存在する。断層の活動が直接的な滑動誘因であったがどうかは不明であるが、少なくとも活断層の存在が山地斜面での構造的な弱線として影響した可能性は大きい。

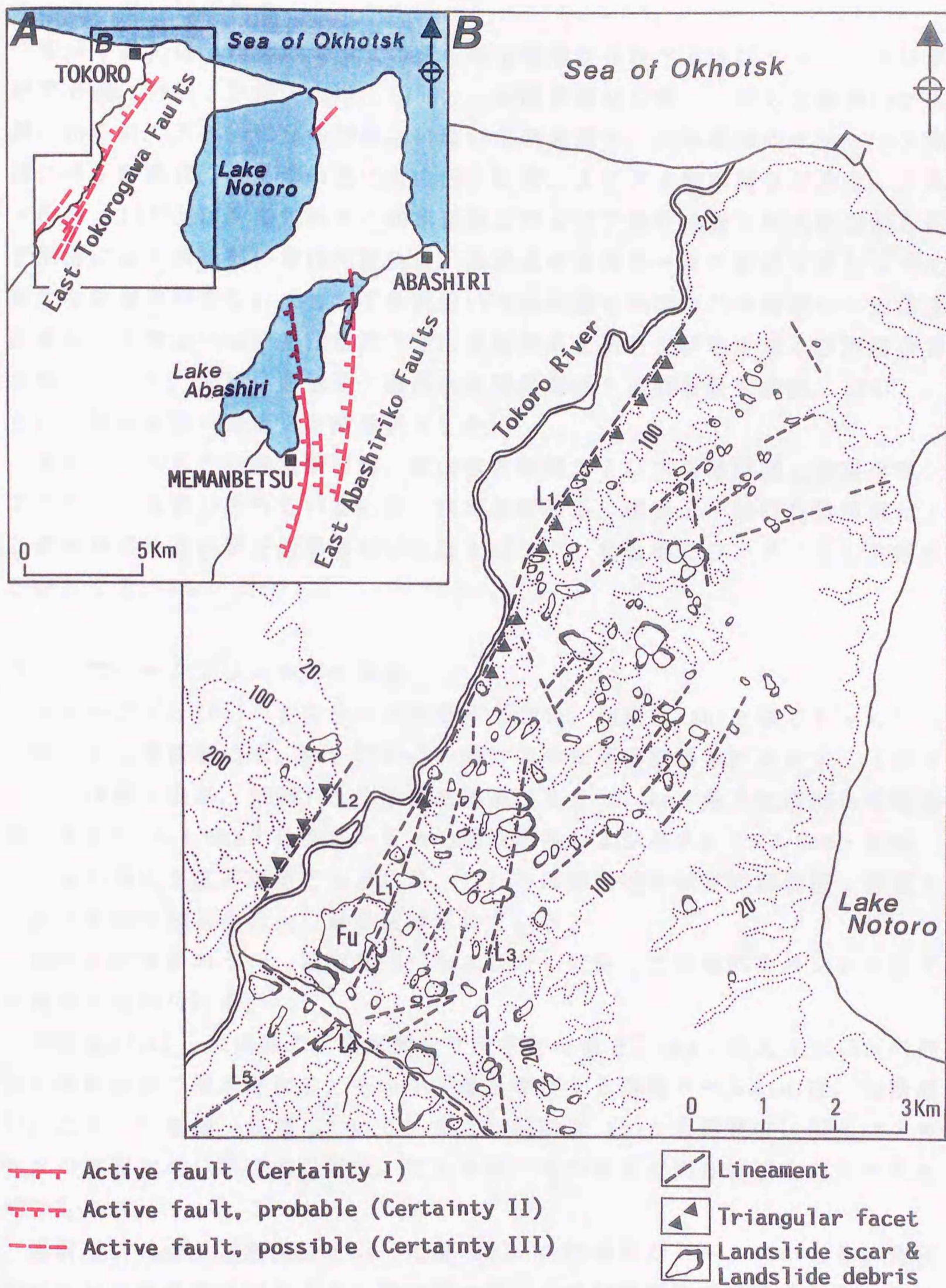


図4-11 網走・常呂地域における活断層とランドスライド地形。

A: 網走湖東方断層群と常呂川東岸断層の分布(活断層研究会編, 1991)。B: 常呂川東岸地域におけるリニアメント・断層変位地形とランドスライド地形。Fu: 常呂町福山地すべり。

## 4. 3. 2 知床半島

知床半島には、確実度 I～II の多くの活断層が存在する（図 4-12：活断層研究会編，1991；伊藤・山岸，1996）。活断層研究会編（1991）は硫黄山から羅臼岳を経て天頂山に至る稜線部に羅臼岳断層系を，半島基部のオホーツク海側に峰浜断層群，根室海峡側に丸山西方断層および古多糠断層を認めた。伊藤・山岸（1996）は半島先端域の知床岳周辺および半島中央域の知西別岳から遠音別岳に至る稜線部に第四紀更新世の溶岩流や溶岩ドームの原面を変位させた新たな断層地形を見出し，半島軸沿いの活断層を先端の知床岬側から知床岳断層系，硫黄山－羅臼岳断層系（羅臼岳断層系北部および中央部：活断層研究会編，1991），天頂山断層系（羅臼岳断層系南部：活断層研究会編，1991），そして知西別岳－遠音別岳断層系とした。

現在までのところ峰浜断層群，丸山西方断層および古多糠断層と密接なランドスライド地形は認めていないが，知床岳断層系，硫黄山－羅臼岳断層系および知西別岳－遠音別岳断層系沿いには大規模で，特徴的なランドスライド地形が存在する（Ito, 1997）。

## (1) ウィーヌプリ－知床岳地域

ウィーヌプリ (Ui) の北方からポロモイ岳 (Po)，知床岳 (Sh) を経てトッカリムイ岳に至る稜線部には，NNE-SSW～NE-SW 方向の知床岳断層系が存在する（図 4-13：伊藤・山岸，1996）。知床岳断層系は長さ 3.4km・最大比高 35m の断層崖，長さ 0.4～4.6km・比高 2～5 m の低断層崖および長さ 0.7～3.6km・比高 1～15m の逆向き低断層崖で指示され，これらは第四紀更新世の溶岩流・溶岩ドームの原面や知床岳の火口縁を変位させている。

知床岳断層系のうち，活断層 SF<sub>3</sub> および SF<sub>10</sub> に沿って特徴的なランドスライド地形が認められる。

活断層 SF<sub>3</sub> は，知床岳の溶岩原面を変位させた長さ 3.6km・最大比高 15m の逆向き低断層崖で指示される。その中央部を埋積する溶岩ドーム SLd<sub>1</sub> は，活断層 SF<sub>3</sub> に沿って東側が崩壊している。また，活断層 SF<sub>3</sub> から南東方に開くウナキベツ川源頭部の U 字形の谷壁は，ウナキベツ川の谷を埋める岩屑なだれの発生域でもある。

活断層 SF<sub>10</sub> は，基底直径 1 km・比高 200m の相泊溶岩ドーム SLd<sub>3</sub> とその南側の平坦な溶岩流の原面を上下に最大 35m 変位させた断層崖で指示される。相泊溶岩ドームは大きく 2 回の崩壊と 1 回のスランプタイプの滑動によってその東半部が失われている（図 4-14A）。さらに，活断層 SF<sub>10</sub> の北方延長線上の斜面には多くの崩落タイプやスランプタイプのランドスライド地形が配列し，カ

モイウンベ岩層なだれ (Ka), クズレハマ岩層なだれ (Ku) やウナキベツ岩層なだれ (Un) の発生域もその北方延長線上に位置する (図4-14B)。

活断層の存在が, 火山体斜面における構造的弱線として岩層なだれ発生の重要な地質的素因であった可能性が大きく, 断層活動が発生誘因であった可能性もある。

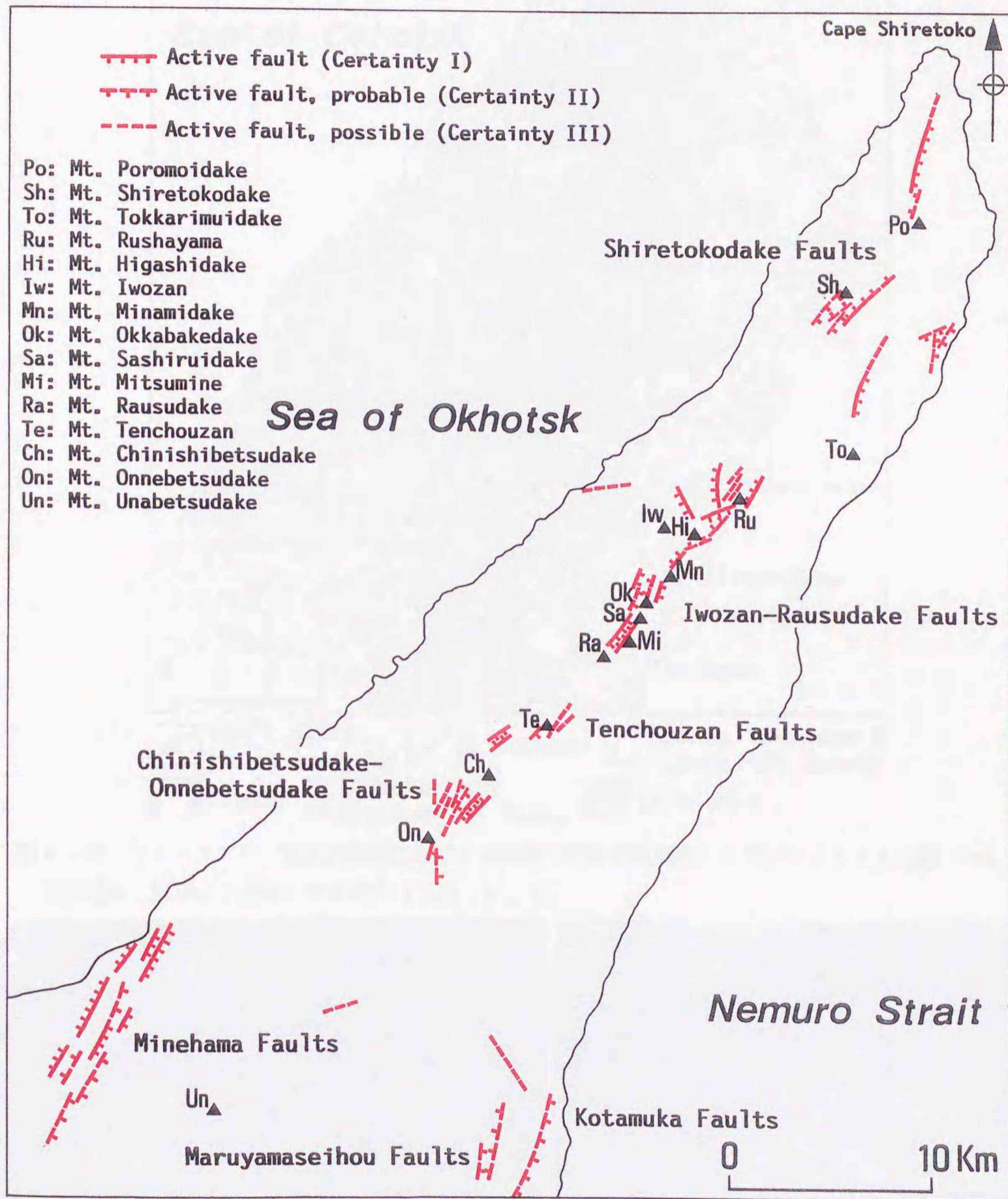


図4-12 知床半島における活断層の分布 (活断層研究会編, 1991; 伊藤・山岸, 1996)。

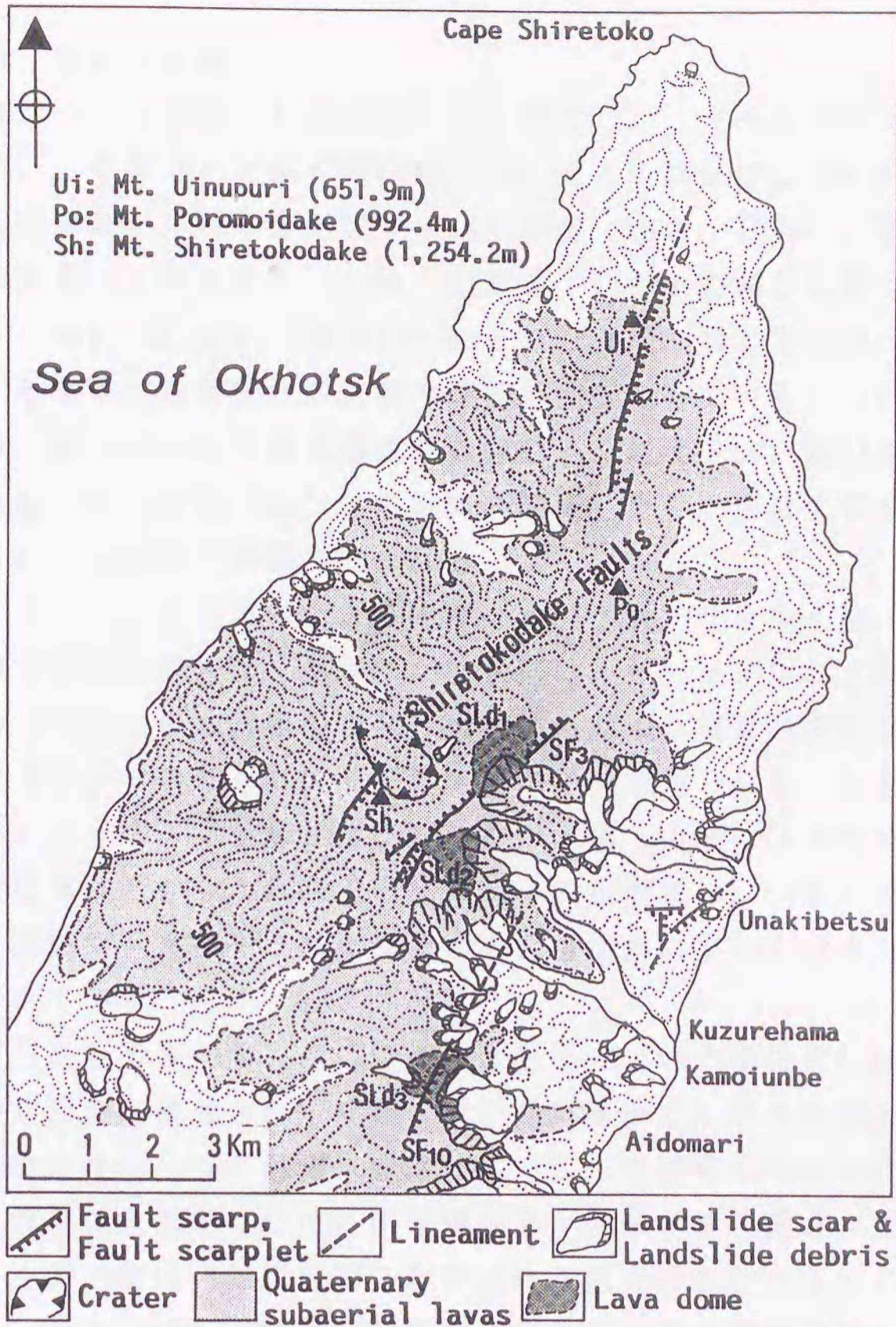


図4-13 ウィーヌプリー-知床岳地域における活断層（知床岳断層系）とランドスライド地形（Ito, 1997）。第四紀陸上溶岩の分布は、杉本ほか（1971）による。

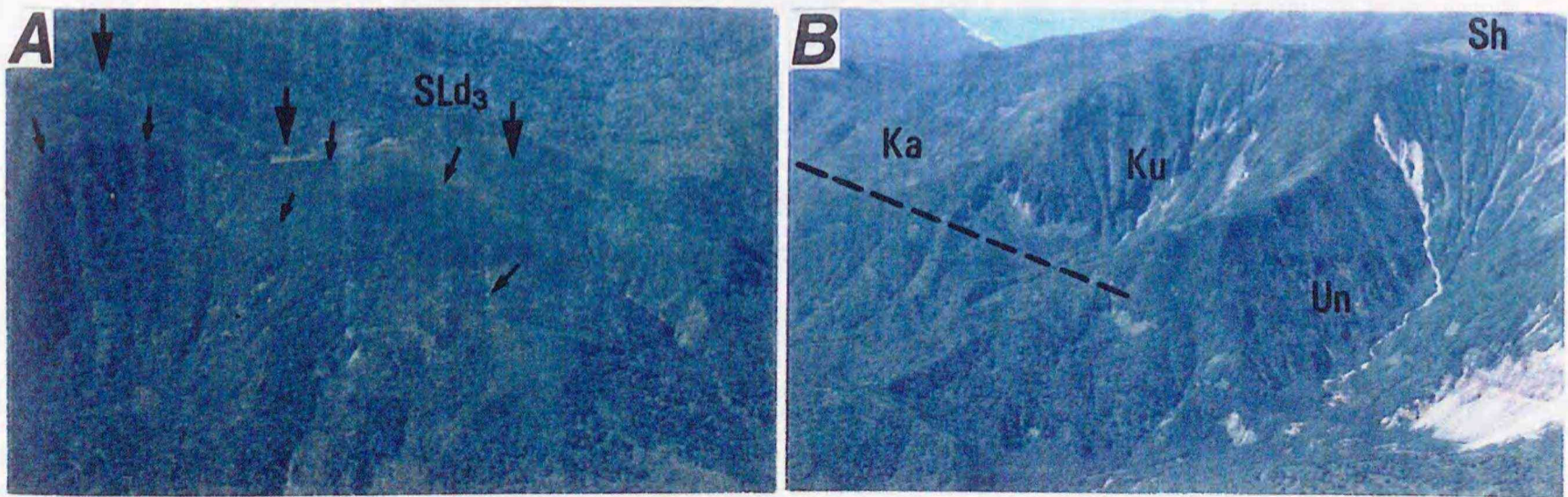


図4-14 知床岳断層系とランドスライド地形の空中斜め写真（1995年9月撮影：Ito, 1997）。

A：相泊溶岩ドーム（図3-13, SLd<sub>3</sub>）の崩壊。大きな矢印は知床岳断層系 No.10, 小さな矢印は滑落崖を示す。B：知床岳断層系 No.10の北方延長線（破線）上に配列するカモイウンベ岩層なだれ(Ka), クズレハマ岩層なだれ(Ku)およびウナキベツ岩層なだれ(Un)の発生域, Sh：知床岳。

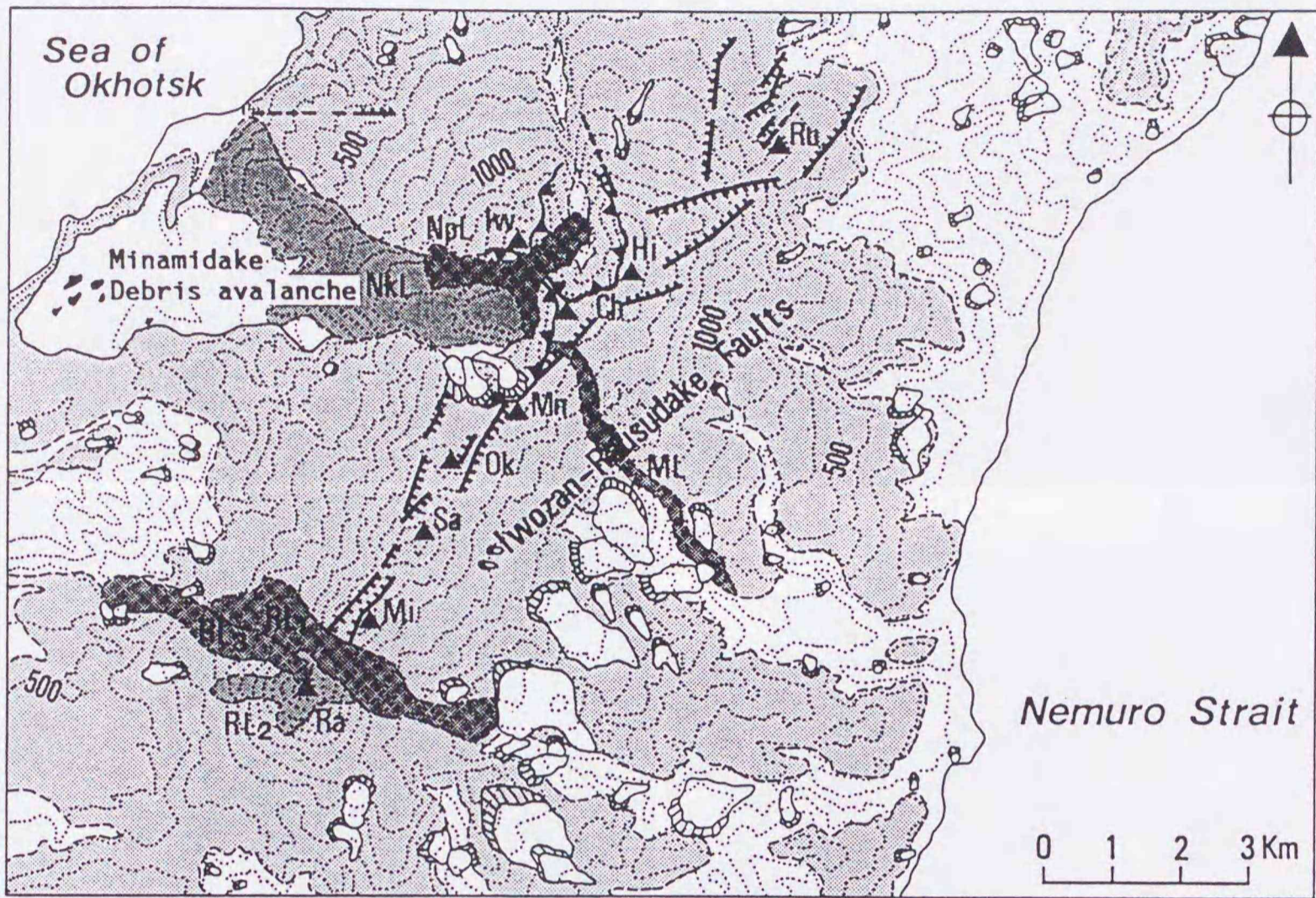
## (2) 硫黄山－羅臼岳地域

ルシャ山(Ru)の北東山麓から硫黄山(Iw), 東岳(Hi), オッカバケ岳(Ok), サシルイ岳(Sa), 三ツ峰(Mi)を経て羅臼岳(Ra)に至る稜線部には NE-SW方向の硫黄山－羅臼岳断層系が存在する(図4-15: 伊藤・山岸, 1996)。硫黄山－羅臼岳断層系は並走する長さ0.3~2.3km・比高2~15mの逆向き低断層崖・低断層崖群と長さ1.5km・幅200m・深さ10~45mの三ツ峰地溝で指示され, 上記火山体を構成する第四紀更新世の溶岩流の原面を変位させている。この断層系は南岳溶岩流ML, 羅臼岳の山頂部を構成する羅臼平溶岩流 RL<sub>1</sub>, 羅臼岳溶岩ドーム RL<sub>2</sub>および羅臼岳溶岩流 RL<sub>3</sub>などの溶岩の溢流, そして東岳火口や南岳火口の形成といった火山活動で特徴づけられる。

本章の2.3~2.5で述べたようにオッカバケ岳, サシルイ岳, 三ツ峰および羅臼岳の南東側山麓の深く刻まれた谷壁には, キャップロック構造やキャップロックの下位を占める岩層の岩質・岩相に起因する規模の大きな岩盤崩壊や岩盤スランプタイプのランドスライド地形が多数認められる。しかし, オッカバケ岳, サシルイ岳, 三ツ峰および羅臼岳の山頂・山腹には大規模なランドスライド地形は存在せず, これら火山体はドーム状の美しい山容を残し, 活断層を指示する断層変位地形やこれに関連する火山活動によって形成された地形も良く保存されている(図4-16A, B)。

硫黄山－羅臼岳断層系の中央部に位置する直径2.2kmの南岳火口は巨大崩壊によってその北西側が破壊され, 北西に開いた馬蹄形カルデラが形成され, 岩屑なだれ堆積物がオホーツク海側へ広がっている。崩壊発生域から約7km離れた岩屑なだれ堆積物末端域には流れ山や湖沼群が発達する(図4-16C)。窪地に形成された湖沼群は“知床五湖”と呼ばれる観光の名所となっている。この馬蹄形カルデラを形成し, 岩屑なだれを発生させた巨大崩壊の後に引き続いて, 南岳火口底ではナマコ山溶岩ドームNkLと南峰溶岩ドームNpLが噴出し(図4-16D), 岩屑なだれ堆積物の上半部は西方に溢流したナマコ山溶岩によって被覆されている。

少なくとも, 南岳での巨大崩壊と岩屑なだれの発生には構造的な弱線として, 火山体を切るように存在する硫黄山－羅臼岳断層系が大きく影響していると考えられる。さらに, この断層の活動, すなわち地震と南岳火口底にナマコ山溶岩ドームを形成した火山活動が発生誘因として重視される。



- |   |  |                                   |        |
|---|--|-----------------------------------|--------|
| Fault scarp,                                    | Lineament  | Landslide scar & Landslide debris | Crater |
| Quaternary subaerial lavas with volcanoclastics | Lava flows, Lava domes associated with active faults |                                   |        |
| Lake, Pond                                      |  |                                   |        |

- |                               |                                 |
|-------------------------------|---------------------------------|
| Ru: Mt. Rushayama (849m)      | Hi: Mt. Higashidake (1,520m)    |
| Iw: Mt. Iwozan (1,563m)       | Ch: Mt. Chienbetsudake (1,544m) |
| Mn: Mt. Minamidake (1,459m)   | Ok: Mt. Okkabakedake (1,450m)   |
| Sa: Mt. Sashiruidake (1,564m) | Mi: Mt. Mitsumine (1,509m)      |
| Ra: Mt. Rausudake (1,660m)    |                                 |

図4-15 硫黄山-羅臼岳地域における活断層（硫黄山-羅臼岳断層系）とランドスライド地形（Ito, 1997）。第四紀陸上溶岩の分布は、土居ほか（1970）および勝井ほか（1982）による。

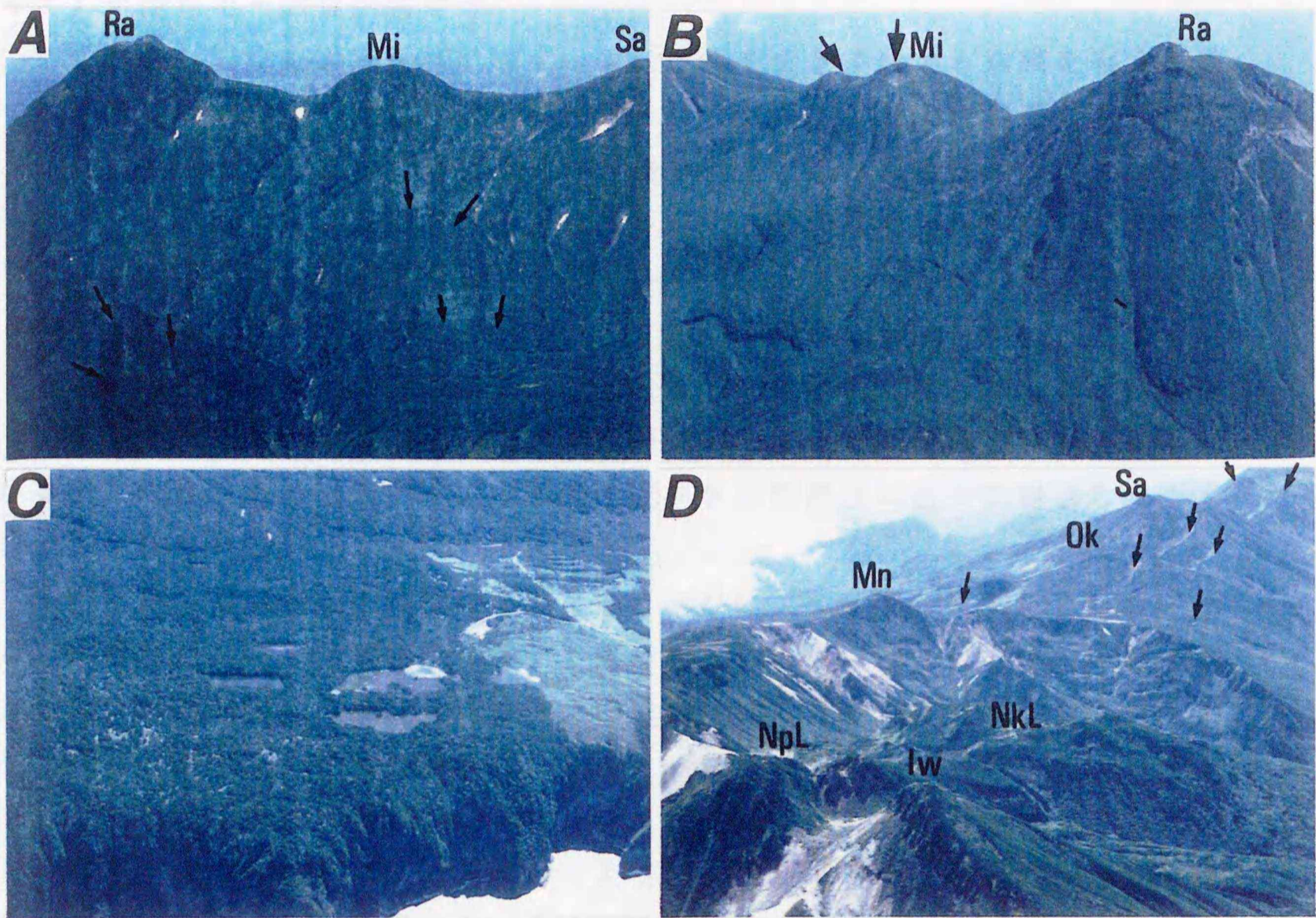


図4-16 硫黄山-羅臼岳断層系とランドスライド地形の空中斜め写真(1995年9月撮影: Ito, 1997)。

A: サシルイ岳(Sa), 三ツ峰(Mi)および羅臼岳(Ra)の南東側山麓の大規模ランドスライド地形, 矢印は滑落崖を示す。B: 三ツ峰(Mi)の地溝(矢印)と羅臼岳(Ra)山頂部の羅臼平溶岩流(RL<sub>1</sub>), 羅臼岳溶岩ドーム(RL<sub>2</sub>)および羅臼岳溶岩流(RL<sub>3</sub>)。C: 南岳岩屑なだれ堆積物の末端域に発達する流れ山。窪地に形成された湖沼群は“知床五湖”と呼ばれる観光名所となっている。D: 硫黄山-羅臼岳断層系(矢印)中央部に位置する南岳岩屑なだれ発生域の馬蹄形カルデラ。この馬蹄形カルデラを形成し, 岩屑なだれを発生させた巨大崩壊に引き続き, 馬蹄形カルデラ底ではナマコ山溶岩ドーム(NkL)と南峰溶岩ドーム(NpL)が噴出した。Sa: サシルイ岳, Ok: オッカバケ岳, Mn: 南岳, Iw: 硫黄山。

## (3) 知西別岳－遠音別岳地域

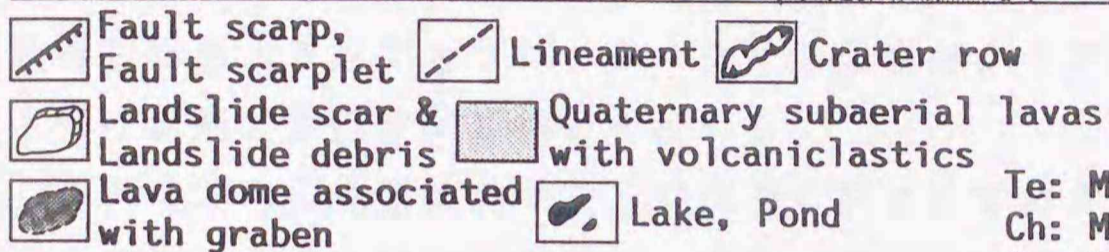
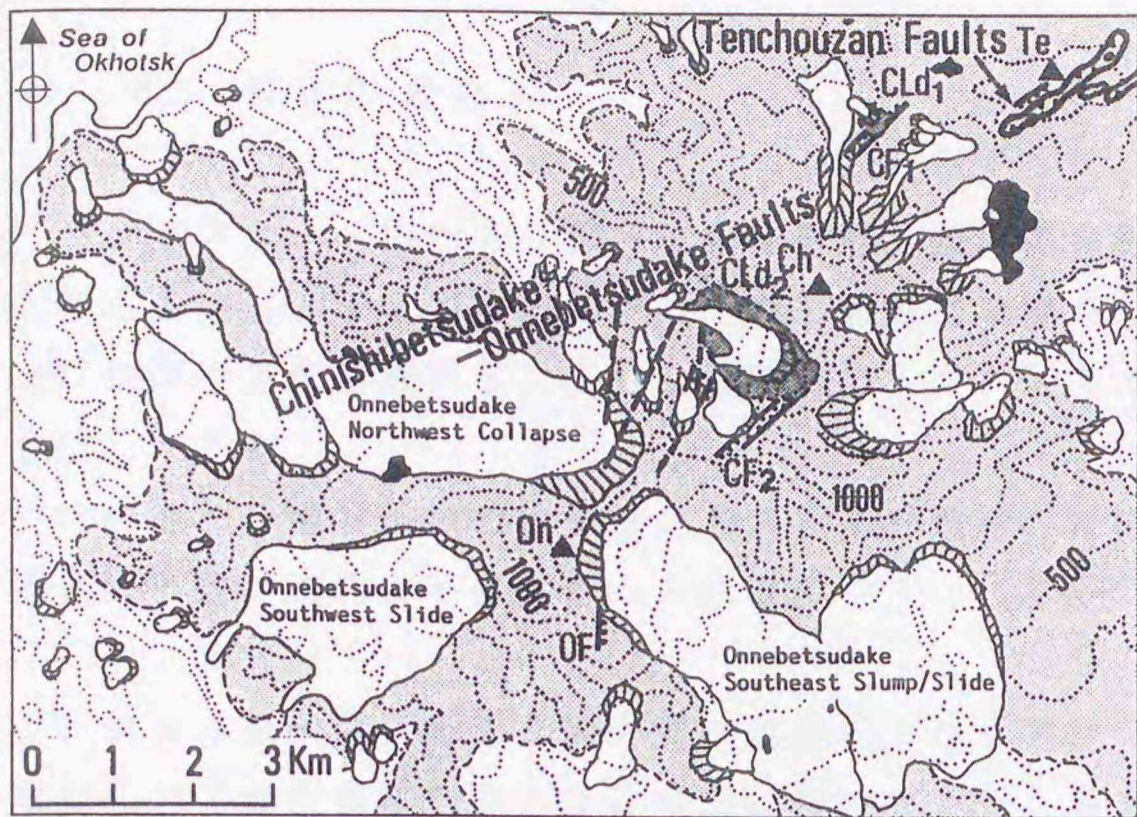
知西別岳(Ch)や遠音別岳(On)の火山体は山容を大きく変える規模を有する地すべりや崩壊によって地形的に相当開析されており、断層変位地形も断片的であったり不明瞭であるが、知西別岳から遠音別岳に至る稜線部や山腹には火山体を構成する溶岩流の原面を変位させ、並走する低断層崖と逆向き低断層崖で形成される地溝および断層を指示するリニアメントで特徴づけられる知西別岳－遠音別岳断層系が存在する(図4-17:伊藤・山岸, 1996)。

知西別岳の北東斜面にはNE-SW方向の長さ750m・幅70m・深さ2mの小地溝CF<sub>1</sub>がある。その小地溝からは基底直径250m・比高30mの溶岩ドームCLd<sub>1</sub>が噴出したが、その溶岩ドームは西側の逆向き低断層崖に沿って崩壊し、西半部が失われている。

知西別岳の南東側は大規模な崩壊と地すべりによって著しく開析されているが、知西別岳の峰を北東側の縁とする直径約2kmの火口縁と火口原の一部が残存している。その火口原から南西側火口縁にかけてNE-SW方向の長さ850m・幅120m・深さ5～7mの地溝CF<sub>2</sub>(図4-18Aの矢印)が形成され、その地溝の北東端には基底直径650m・比高100mの溶岩ドームCLd<sub>2</sub>が噴出している。その溶岩ドームの西半部も地溝に沿うように崩壊し、岩塊・岩屑の一部は谷に沿って雪崩状に崩れ落ちている(図4-18A)。

遠音別岳の北東側山腹にはN-S～NNE-SSW方向のリニアメント群が認められるが、それらは遠音別岳北西巨大崩壊の比高300mの滑落崖によって途切れている(図4-18B)。また、リニアメント群の南西方延長は遠音別岳南東斜面を大きく変貌させる大規模地すべりの最大比高250mの馬蹄形状の滑落崖となっている。さらに、遠音別岳南側山腹には長さ300m・比高5mの低断層崖OFが認められるが、これはその地すべりの側方崖によって切られている(図4-18C, D)。

知西別岳や遠音別岳では巨大な崩壊や地すべりの発生に直接関与したと思われる火山活動の痕跡は認められない。地すべりや崩壊を発生させ易い“グリーンタフ”や凝灰岩薄層をはさむ頁岩層を基盤岩層として厚い安山岩質溶岩と火山碎屑岩とが安息角ぎりぎりの傾斜で互層状に累重する成層火山体の不安定要素に加えて、火山体を切るように走る活断層の存在が火山体の山容を変貌させるようなランドスライドの発生に大きな役割を果たしたものと推定される。さらに、その断層活動、すなわち地震が直接の誘因であった可能性も指摘できる。



Te: Mt. Tenchouzan (1,046m)  
 Ch: Mt. Chinishibetsudake (1,317m)  
 On: Mt. Onnebetsudake (1,330.5m)

図4-17 知西別岳-遠音別岳地域における活断層(知西別岳-遠音別岳断層系)とランドスライド地形(Ito, 1997)。第四紀陸上溶岩の分布は、杉本ほか(1961), 三谷ほか(1963)および勝井ほか(1985)による。

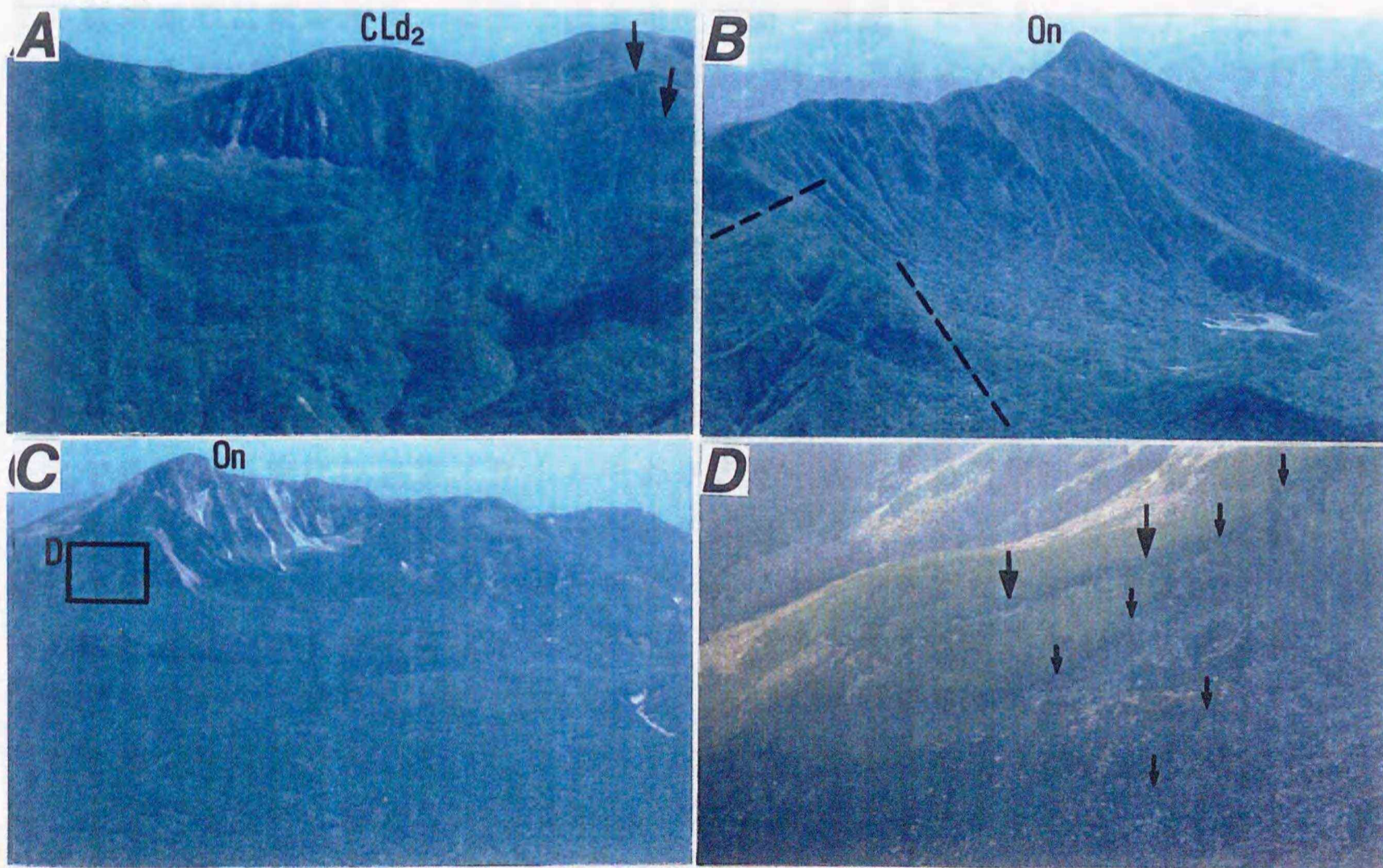


図4-18 知西別岳-遠音別岳断層系とランドスライド地形の空中斜め写真(1995年9月撮影: Ito, 1997)。  
 A: 知西別岳南側の地溝(図3-17, CF<sub>2</sub>; 矢印)から噴出した溶岩ドーム(CLd<sub>2</sub>)の崩壊。B: 遠音別岳(On)北西側の巨大崩壊, 断層を指示するリニアメント(破線)が滑落崖域に認められる。C: 遠音別岳(On)南東側の大規模地すべり。D: 遠音別岳南東側大規模地すべりの側方崖(小さな矢印)によって切られた低断層崖(大きな矢印: 図3-17, OF)。

## 4. 4 本章のまとめ

ランドスライド地形の分布、規模や形態、地塊の滑動方向などの特徴に影響を与える地質因子を明らかにするため、北海道東部、網走・北見・津別地域および知床半島を構成する代表的な地質毎にランドスライド地形の諸特性を解析した。

それぞれの地質域におけるランドスライド地形の特徴とこれに影響を与えた地質因子は、次のようにまとめられる。

1) ジュラ紀～白亜紀の玄武岩質枕状溶岩、ハイアロクラスタイトや火山性碎屑岩など“緑色岩類”からなる地域において、ランドスライド地形の多くは小規模な岩屑スランプ～フロータイプや岩屑崩壊タイプの形態を示し、流れ盤型と受け盤型とがほぼ同じ割合を占める。

この地域の山地形は急峻で、谷は深く刻まれている。地質構成岩は岩石サンプル的には非常に堅硬であるが、露頭・地山スケールでは断層や不規則な亀裂の発達によってブロック化していたり、また、断層や節理に沿って著しく風化されて崖錐堆積物状となっている。そのような脆弱な岩屑は堅硬な岩盤を覆って谷源頭部では緩斜面を、谷壁では急峻な斜面を構成している。このような地形・地質条件が凹形谷型斜面状の集水地形をなす谷源頭域でのスランプ～フロータイプの、また、急斜面での一時に崩れ落ちるような表層岩屑の小規模な斜面変動に現れている。

2) 古第三紀漸新世～新第三紀鮮新世の泥岩・砂岩からなる地域では、ランドスライド地形は頁岩泥岩砂岩互層や凝灰岩薄層をはさむ泥岩砂岩層の分布する地域に集中し、ランドスライド地形の60数%が流れ盤斜面に存在する。ランドスライド地形の多くは小規模な岩屑スランプの形態を示し、また、急傾斜の斜面や受け盤斜面には岩屑スライドやより大きく滑動した岩屑崩壊タイプも見られる。これは頁岩や泥岩がスレーキングが著しく風化によって容易に細角礫状～泥状になること、軟質なシルト岩層と互層するやや硬質な泥岩層には立方状の割れ目が発達して岩屑状になり易いこと、挟在する凝灰岩や凝灰質砂岩が粘土化し、すべり面粘土となり易いこと、そして褶曲構造や断層の発達に伴って小断層や節理が発達していたりこれらに沿って大小の破砕帯が形成されていることなどに大きく影響されている。また、稜線と並走するように存在する断層や褶曲軸に沿っては岩盤スランプや断層型岩盤スライドタイプのものが、そして流れ盤斜面にはケスタ型岩盤スライドタイプのものが見られ、いずれも

規模の大きなものが多い。

この地域のランドスライド発生の地質的素因として、軟質岩と硬質岩とが互層するとか凝灰質岩を挟在するといった岩相、スレーキングによって細粒化し易いという岩質、流れ盤構造や褶曲構造・断層とこれらに伴う小断層・節理の発達といった地質構造が支配的である。

3) “グリーントフ”地域では第三紀泥岩砂岩地域と同様に小規模ランドスライド地形が集中し、とくに凝灰岩層や凝灰質砂岩・頁岩の薄層をはさむ凝灰岩層が分布する地域で著しい。ランドスライド地形の多くは岩屑スランプタイプの流れ盤型地すべりであり、砂岩泥岩地域と比較すると滑動地塊の幅に比して奥行きが長いものが多い。これは滑動岩屑が前進型地すべりとして繰り返して滑動したり、滑動岩屑末端部が流動し易く、フローとなって大きく押し出したためであろう。また、断層に沿って滑落崖が形成されているものには規模が大きく、岩盤スランプや岩屑なだれの形態を示すものもある。さらに、“グリーントフ”層とこれを不整合に覆う第四紀更新世の陸上安山岩質溶岩・火山碎屑岩とがなすキャップロック構造に関わりのあるものの多くは規模の大きな岩盤スランプや岩盤崩壊タイプであり、その後背斜面が後退型地すべりとして滑動している場合も少なくない。さらに、それらの発生域の地形条件によっては岩屑・岩塊が長い距離を流走し岩屑なだれの形態を示す。

この地域では地質構成岩の岩質・岩相や流れ盤構造に加え、キャップロック構造がランドスライド発生の重要な素因となっている。

4) 新第三紀鮮新世～第四紀更新世のハイアロクラスタイト、エピクラステイック火山角礫岩や枕状溶岩など“水中火山岩”からなる地域では、深く刻まれた谷壁斜面に小～中規模のランドスライド地形が点在し、多くは流れ盤型である。ランドスライド地形の多くは岩屑・岩盤崩落や岩屑・岩盤スランプの形態を示すが、水中火山岩層とこれを不整合に覆う第四紀陸上火山岩類とがなすキャップロック構造に起因するものではやや規模が大きく、そして岩盤崩落や岩屑なだれタイプが多くなる。水中火山岩層ではその形成過程や堆積様式の多様性を反映して粗粒部と細粒部、透水性の高い部分と低い部分、堅硬な部分と非常に脆弱な部分、塊状部と互層部、というような岩質・岩相の異なる層が不均一に混在し、それらの境界面が地下水の通路となって風化・粘土化を促進したり、差別的侵食によってオーバーハングを形成し易い。このような岩層の性状と流れ盤構造に加えて、深く刻まれた急峻な谷が形成されたことに伴うシーティング節理の発達もランドスライド発生に大きく影響している。

5) 第四紀更新世の陸上安山岩質溶岩や火山碎屑岩が発達する地域では、火山体の斜面表層が変動した小規模な岩屑スランプ～フロータイプや岩屑崩壊タ

イプのものに加え、火山体の山容を変貌させるような巨大崩壊・岩屑なだれや地すべりが存在する。これには溶岩と固結度の低い火山碎屑岩や未固結火山碎屑物が斜面と平行するように互層状に、安息角ぎりぎりでも累重して成層火山体を構成していたり、地熱・温泉・噴気変質による山体構成岩やその基盤岩層の脆弱化といった火山体の不安定要素に加え、火山体を切る活断層の存在が重要な地質素因と考えられる。発生誘因として噴気・噴火活動や地震が大きく関わった可能性がある。また、火山体山麓の谷壁にも規模の大きな岩盤スランプ・スライドや崩壊タイプのもが見られ、これらは第四紀陸上火山岩類が下位の“グリーンタフ”や第四紀水中火山岩層を不整合に覆って形成するキャップロック構造に起因している。

6) 第四紀更新世の火砕流堆積物からなる地域はなだらかな丘陵～台地地形を呈するが、未固結砂礫層とこれを覆う軽石流・降下火砕堆積物からなる台地端の急斜面に小規模な岩屑崩壊が点在する。一種のキャップロック型とも言えるかもしれない。解析地域内では北北西に流下する平行状水系の発達によって刻まれた東向きの斜面と西向きの斜面が形成されているが、台地端急斜面の崩壊は西向きの斜面よりも東向きの斜面に多く見られる。これは斜面の向きによる融雪の影響や凍結融解の違いが現れているものと思われる。

以上のようにランドスライド地形の分布、規模や形態および地塊の滑動方向などの特徴は互いに関連し合い、そして地質構成岩の岩質・岩相や流れ盤構造、キャップロック構造、褶曲構造、断層といった地質構造に大きく影響されている。また、ランドスライド地形と活断層との関わりをみると、その断層の活動、すなわち地震が地すべりや崩壊の発生の直接的な誘因であったと推定される場合と地質学的に認められる断層（地質断層）と同様に斜面や山体における構造的弱線としてのその存在が重要な素因であったと考えられる場合がある。いずれにしても大規模地すべりや巨大崩壊・岩屑なだれの発生には活断層が重要な役割を果たしたものと考えられる。

## 第5章 ランドスライド地形と斜面災害

北海道東部は、知床半島や屈斜路・阿寒地域の山岳地域を除けば暖候期（5～10月）の降水量が600～800mm、そして降雪累積深も2m以下の地域が大半を占め、北海道内では少雨・少雪の地域と言える。したがって、北海道内の他地域と比較して斜面災害は多くはない。しかし、融雪期の降雨、連続的な降雨、集中豪雨、地震あるいは土木建設工事に伴う地形改変を直接的な誘因として滑動し、人命を失う重大な災害を引き起こしたり、住宅や道路などに被害を与えた地すべりや崩壊は散発している（図5-1）。これらの発生場として、ランドスライド地形の斜面であった場合が少なくない。

本章では、ランドスライド地形と関わりのある斜面災害の発生事例を、どのような誘因によって、どのような形態のランドスライド地形の斜面で、どのような部分が、どのように変動したのか、という視点から検証し、ランドスライド地形の斜面における再滑動の特性を解析するとともに、防災上の留意点を示す。

### 5. 1 融雪と降雨による斜面災害

4月～6月の融雪期におけるランドスライド地形の斜面での再滑動事例として網走市美岬地すべり、網走市桂町地すべり、美幌町栄森地すべりおよび津別町本岐地すべりを検証する（図5-2、図5-3）。

#### （1）網走市美岬地すべり

1993年4月23日、網走市美岬地区で、冬期間閉鎖されていた道道76号網走公園線が長さ約60mにわたって陥没・損壊しているのが開通準備のための道路パトロールによって確認された（図5-2A）。この地区には、さまざまな規模・形態のランドスライド地形が多数存在する（山岸編，1993；伊藤，1994a）。当該斜面にも奥行き230m・幅300mの規模を有する断層型岩盤スライドタイプ（東側ブロック）と奥行き160m・幅120mの規模を有する岩盤スランプタイプ（西側ブロック）の地形が認められる（図5-2B）。海岸沿いの道道76号は西側ブロックの滑動地塊の中腹を横断し、そして東側ブロックの滑動地塊内を縦断するように通っている。

基盤地質は中新世の凝灰岩薄層や砂岩層をはさむ頁岩層（能取層）で、これを第四紀更新世の未固結砂・礫・火山灰層（美幌層）が覆っている。基盤岩層

の走向・傾斜は $N30\sim 40^{\circ} E \cdot 35^{\circ} NW$ であり、道路沿いの斜面は流れ盤斜面となっている。

道路の損壊は西側ブロックの滑動地塊のうち、下半部の破碎の著しい表層部が、奥行き90m・幅60~80mの規模でスランプ状に再滑動したことによるものである。調査ボーリングによれば、その移動層の厚さは5~7mである（西澤・宮坂，1996）。西側ブロックには円弧状の滑落崖が階段状に配列しており、ボーリング調査によっても複数のすべり面が認められている。過去に繰り返し滑動したものと考えられ、最近では1968年および1982年にも再滑動し、その都度対策工が実施されてきた。

今回の地すべりの発生日時・状況は、道道76号が1992年の積雪期から通行止めとなっていたため不明である。気象条件をみると、1993年2月下旬から徐々に融雪が進む中で、3月16~19日の降雪以降、融雪が急速に進み、そして積雪0cmとなる直前の4月1日から4月10日には連日降雨（10日間総雨量50mm，最大日雨量14.5mm：4月1日）があり、4月18日には日雨量27mmの降雨を記録している（図5-3A）。融雪の進行とこれらの降雨が、今回の再滑動の直接的な誘因であったと推定される。加えて、1993年1月15日の釧路沖地震（網走：震度Ⅲ）による斜面内での亀裂形成などの影響があったのかもしれない。また、釧路沖地震後の1月22~30日の融雪と1月28，29日の時期はずれの降雨（28日18.5mm，29日13mm）が、誘因であった可能性も考えられる。

道路の復旧対策として、再滑動した岩屑と西側ブロックの滑動地塊の上半部の排土工と末端部での土留工が実施された。現在、東側ブロックも含めてランドスライド地形を回避する方向で、美岬地区における道道76号の改良ルートが検討されている。

## （2）網走市桂町地すべり

網走市桂町の住宅地背後の斜面では、1972年の融雪期に台地端の斜面が滑動して以来、融雪期や大雨時に滑動を繰り返し、その都度対策工事が行われてきた。1975年、融雪が遅れていたことに加え、5月17~21日の連続的降雨（5日間総雨量114.2mm，最大日雨量76mm：5月17日）に見舞われ（図5-3B），これに起因して奥行き100m・幅150mの範囲が大きく上部と下部の2ブロックに分かれて再び滑動した（地すべり学会北海道支部，1978）。この滑動によって台地上の道路に馬蹄形状の亀裂が発生し、台地斜面下の住宅3戸にも倒壊の恐れが生じた。

台地端の当該斜面には、岩屑スランプタイプの地形が2箇所認められる（図5-2C）。基盤地質は中新世の頁岩・シルト岩層（車止内層）で、これを不

整合に覆って第四紀更新世の海成段丘砂礫層が台地平坦面を形成している。頁岩・シルト岩はスレーキングが著しく、細礫状～泥状になり易い。基盤岩層の走向・傾斜はN35～40° E・26° NWで、台地端の斜面は流れ盤斜面である。さらに、当該斜面は断層および背斜軸（島田，1960）に近接しており、地すべり近傍の車止内層は相当破碎されている状況にあると思われる。海成段丘砂礫層は礫、砂、粘土が互層状に重なり、北へ緩く傾斜している。

桂町地すべりは、台地端斜面内の滑動岩屑がスランプ状に再滑動し、さらに、その背後の台地を構成する強風化岩と砂礫層が新たにスライド状に滑動したものである。

桂町地すべりは、林野庁所管の地すべり防止区域の指定を受け、対策工として下部ブロックに対しては滑動岩屑上部の排土工と末端部での土留工、地下水排除のための横ボーリング工、地表水排除の水路工と暗渠工が実施された。上部ブロックに対しては、鋼管杭による抑止工と大規模暗渠工による地下水排除が行われた。

### （3）美幌町栄森地すべり

1975年5月、美幌町栄森の栄森川右岸側斜面が奥行き200m・幅200m・面積4haにわたって滑動し、斜面脚部を西から東へ流下する栄森川を閉塞し、その流路の変化にともなって左岸側の耕地が流出した（地すべり学会北海道支部，1978）。当該斜面には、3つの移動ブロックが側方に連続した岩屑スランプタイプの地形が認められる（図5-2D）。

基盤地質は中新世の頁岩シルト岩互層（津別層）で、凝灰岩の薄層をはさむ。これを最大層厚15mの第四紀更新世の屈斜路火砕流堆積物（火山灰・軽石）が覆っている。基盤岩層の走向はN20° Eで、東へ15°で傾斜しており、滑動方向は走向方向～やや流れ盤方向である。津別層の頁岩やシルト岩はスレーキングが著しく露頭面では細かな角礫状や岩片状になっており、室内乾湿繰り返し試験によっても容易に泥状となる。また、挟在する凝灰岩薄層も粘土化しており、すべり面になり易い。このような地質条件を素因として、斜面は繰り返し滑動し、現在の地形を形成したものである。

栄森地すべりは、3ブロックのうち最も規模の大きな東側ブロックと中央ブロックの滑動岩屑のほとんどがスランプ状に再滑動したものである。再滑動の日時は不明であるが、前述の網走市桂町地すべりと同様に、融雪が遅れ、4月に入ってから急速に融雪が進んだことに加え、5月3～9日の連続的な降雨と5月17～20日の総雨量135mm（最大日雨量72mm：5月17日）を記録した降雨が大きく影響したものである（図5-3C）。

栄森地すべりは、林野庁所管の地すべり防止区域の指定を受け、対策工として集水井および井内からの集水ボーリングによる地下水排除工、地表面に形成された多数のクラックからの地表水浸透防止のための暗渠工・水路工が施工された。また、滑動岩屑脚部の河川による洗掘を防止するため、栄森川の護岸も行われた。

#### (4) 津別町本岐地すべり

1953年5月31日午前2時頃、津別町本岐二又地区で、ケミチャップ川左岸側の斜面が奥行き約120m・幅約100mにわたって滑動した。総土量約3,600m<sup>3</sup>と推定される滑動岩屑が小沢になだれ込み、溪床を300mほど流下し、沢口に設置されていた造林飯場を全壊させた(北海道大学理学部地質学鉱物学教室, 1954)。これによって、造林飯場で就寝中の18名のうち16名が犠牲となった。この災害は北海道において、活火山地域を除いて人命が失われた斜面災害として記録されている事例のうちで最古のものであり、犠牲者数は1993年の奥尻港岩盤すべり、1996年の積丹半島豊浜トンネル岩盤崩落に次いで、3番目に多いものである。

本岐地すべりを含む背後の斜面は奥行き760m・幅980mの規模を有する断層型岩盤スライドタイプの地形を呈し、地内には多くの窪地や小丘が形成されている(図5-2E)。本岐地すべりの滑落崖の背後にも窪地があり、小さな集水地形を形成している。また、滑動地塊末端の傾斜遷急線以下の斜面には、比高の大きな滑落崖とその直下に集積する岩屑を特徴とする岩屑崩壊が2箇所認められる。

基盤地質は、漸新世の凝灰岩薄層をはさむ頁岩シルト岩互層(達媚層)である。この断層型岩盤スライドの分離崖を通るように向斜軸と断層が、そしてケミチャップ川沿いに背斜軸が推定されている(山口・沢村, 1965)。

地すべり発生までの気象条件をみると、3月末から融雪が進み、4月中旬には積雪はすでになく、発生前1ヶ月間の総雨量64.1mm、発生前1週間(5月24~30日)の総雨量45.5mm、そして発生前日の5月30日には20.6mmの降雨が記録されている(図5-3D)。

本岐地すべりは断層型岩盤スライドタイプの斜面の末端急傾斜部で、破碎・粘土化の進んだ表層部が融雪の進行と融雪直後の連続的降雨に起因して再滑動し、その滑動岩屑が狭い谷部に集積したため、さらに沢沿いに流下したものである。発生の重要な微地形的素因として滑動地塊末端の傾斜遷急線沿いに集水地形を形成していた窪地地形が上げられる。

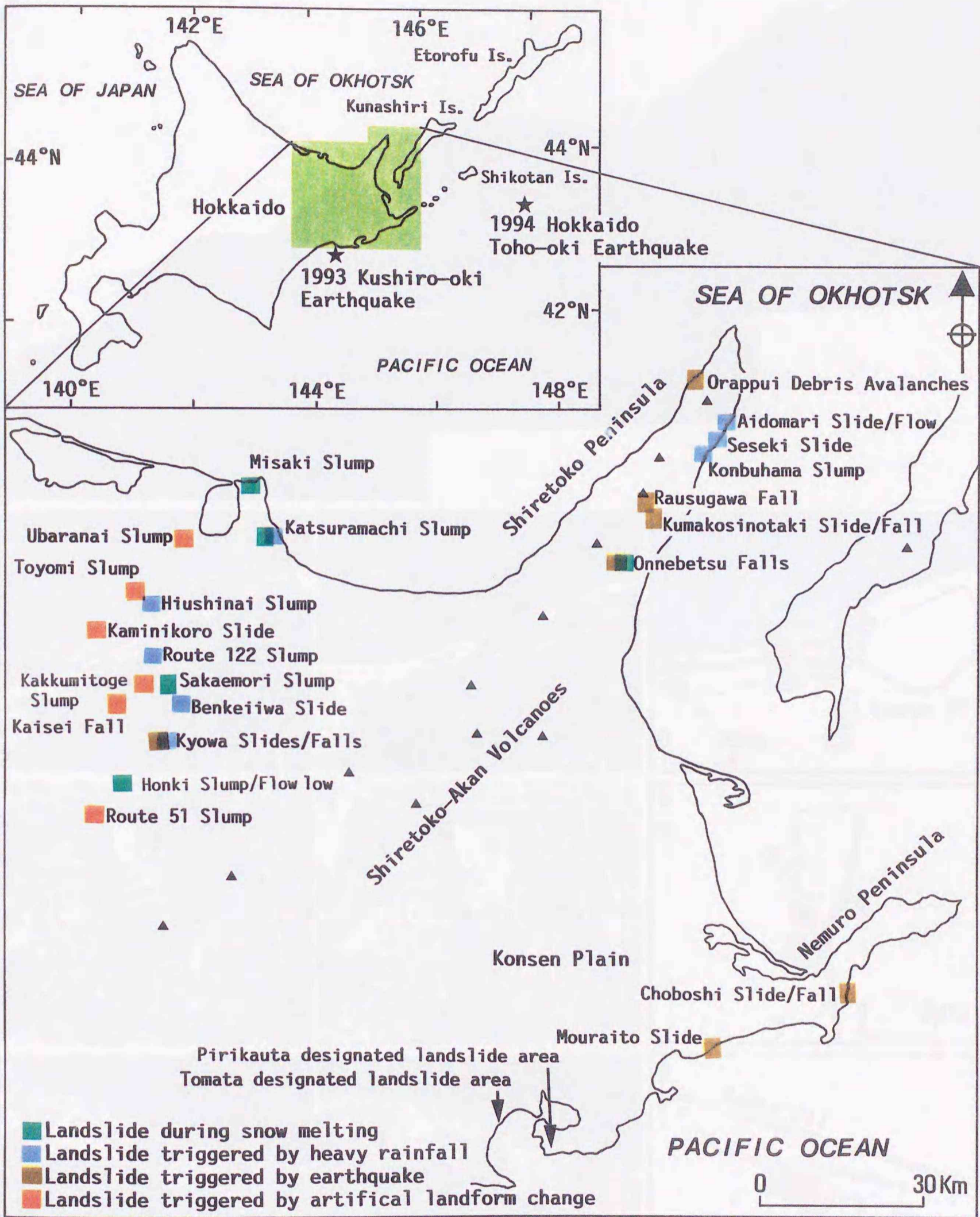


図5-1 ランドスライド地形の斜面における最近の斜面災害。

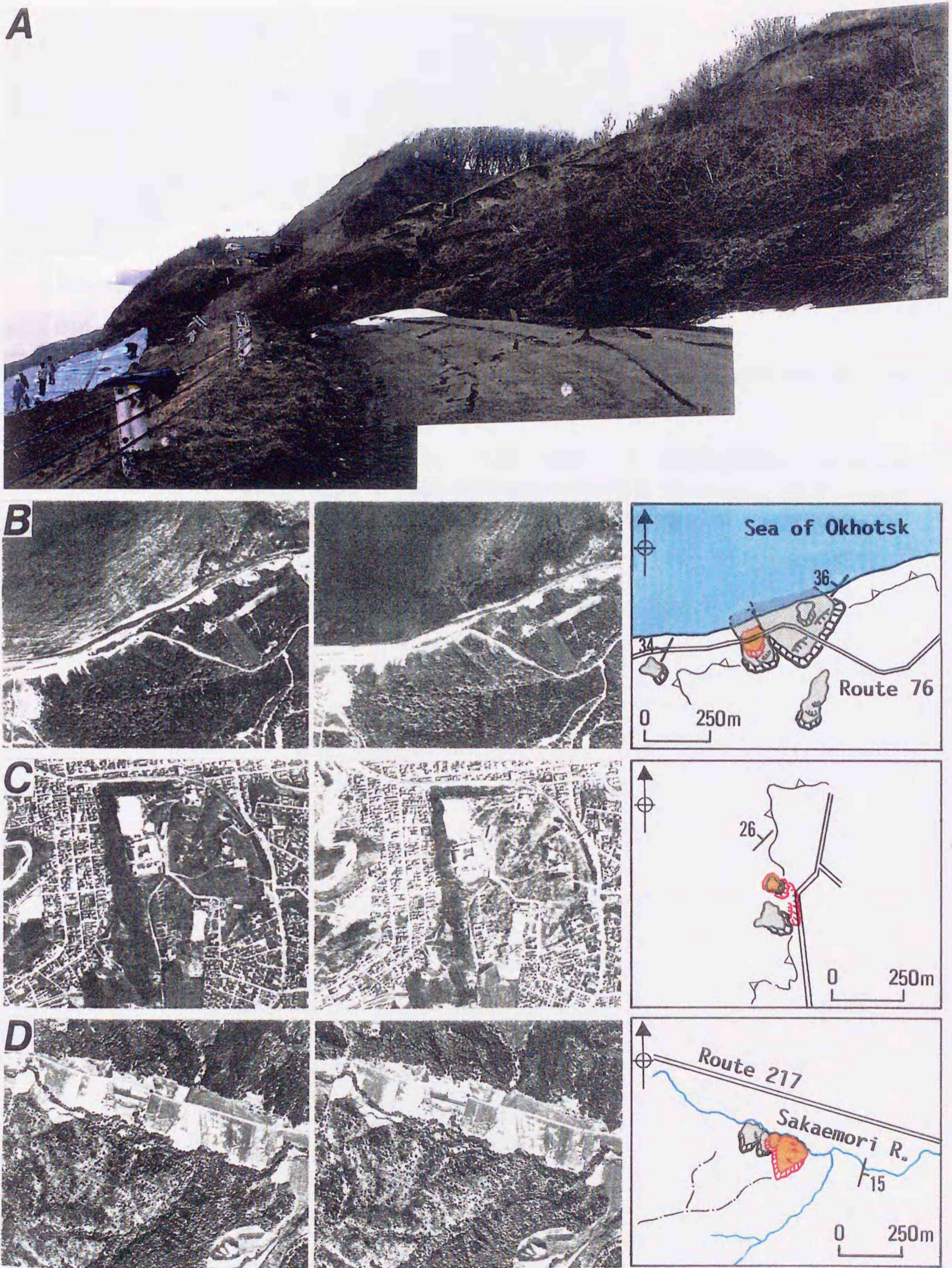


図5-2 融雪期における発生事例。図の説明は次ページ。



- |  |   |   |  |  |
|--|---|---|--|--|
|  Recent main and minor scarps |  Recent landslide debris |   |  |  |
|  Old main and minor scarps    |  Old landslide debris    |   |  |  |
|  Hollow                       |  Mound                   |  Ridge |  Knick line |  Strike and dip of beds |

図5-2 融雪期における発生事例。

A: 網走市美岬地すべりの全景(1993年4月24日, 西側から撮影)。B: 網走市美岬地区の空中対写真(HO-84-3XC6B-12, 13)と微地形判読図。C: 網走市桂町地区の空中対写真(HO-84-3X C9-36, 37)と微判読図。D: 美幌町栄森地区の空中対写真(HO-71-2X C10-18, 19)と微地形判読図。E: 津別町本岐地すべりの空中対写真(84-29 C8-23, 24)と微地形判読図。

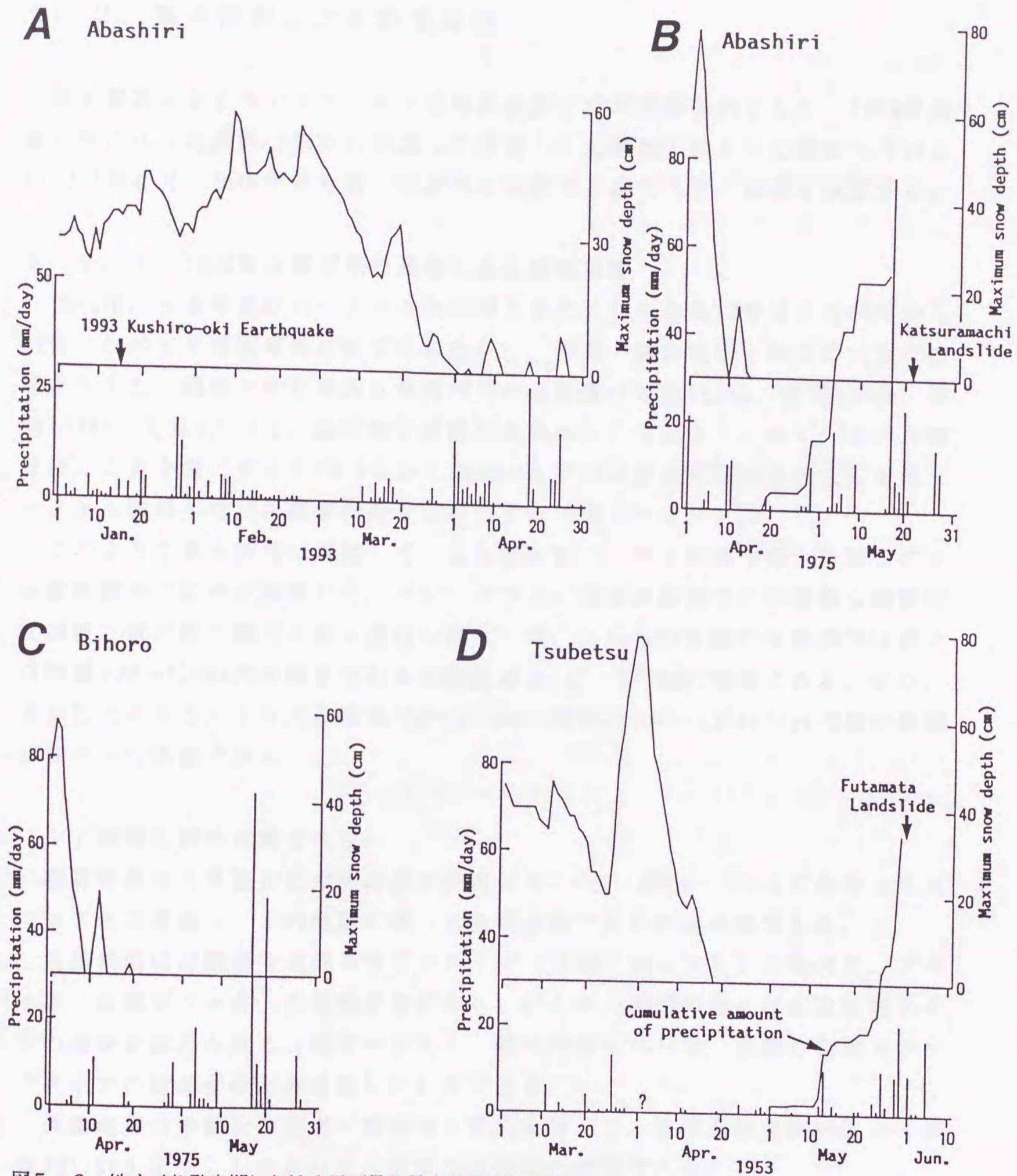


図5-3 地すべり発生期における日雨量と最大積雪深の推移。

A: 網走市美岬地すべり。道路の損壊は1993年4月23日に確認されているが、地すべり発生日は特定されていない。滑動岩屑の流出状況からは4月1～10日の連続的降雨（総雨量50mm）と4月18日の27mm/dayの降雨が滑動誘因と推定される。B: 網走市桂町地すべり。4月に入ってから融雪が急速に進み、5月17～21日には76mm/day（5月17日）の降雨を含む連続的降雨（総雨量114.2mm）が記録されている。C: 美幌町栄森地すべり。地すべり発生日は特定されていないが、網走市桂町地すべりと同様に5月17～20日の72mm/dayの降雨を含む連続的降雨（総雨量135mm）が直接的な滑動誘因と推定される。D: 津別町本岐地すべり。融雪が遅れていた上に、地すべり発生前日までに20.6mm/day（5月30日）を含む連続的降雨（1週間総雨量46mm）が記録されている。

## 5. 2 集中豪雨による斜面災害

集中豪雨によるランドスライド地形の斜面での再滑動事例として、1992年台風17号に伴う記録的な豪雨に起因して網走・北見地域で発生した地すべりおよび1994年9月、知床半島を襲った豪雨に起因する地すべり・崩壊を検証する。

### 5. 2. 1 1992年台風17号の豪雨による斜面災害

1992年、日本列島に沿うように太平洋上を北上した台風17号は9月10日から12日にかけて北海道東部に豪雨をもたらし、根室・釧路地域を中心に大きな被害を与えた。網走・北見地域も9月11日の日雨量が網走163mm、美幌136mm、津別133mm、北見100mmと、記録的な豪雨に見舞われた(図5-4A)。この日雨量は、北見を例にすると1911年から1996年までの過去86年間の年最大日雨量データから回帰した25年確率の雨量に相当する(図5-4B)。

このような集中豪雨に起因して、北海道東部では盛土斜面や切土法面での小規模崩壊やフローが頻発した。ランドスライド地形の斜面での再滑動も端野町2箇所、津別町2箇所の計4箇所で発生した。これらの直接の滑動誘因は最大日雨量100~136mmの降雨を含む4日間総雨量127~177mmの降雨である。また、長期的にみると、1ヶ月総雨量150~180mmの降雨に100~136mm/dayの集中豪雨が加わった降雨である。

#### (1) 端野町緋牛内地すべり

端野町緋牛内平安川右岸側の斜面が奥行き150m・幅80~130mにわたってスランプ状に滑動し、この地区の唯一の主要道路である町道が被災した。

当該斜面には断層型岩盤スライドタイプ(北側ブロック)と岩盤スランプタイプ(南側ブロック)の地形が存在し、これらの上流側斜面には岩盤崩壊タイプの地形が認められる(図5-5A)。緋牛内地すべりは、南側の岩盤スランプタイプの斜面全体が再滑動したものである。

基盤地質は中新世の泥岩・頁岩層(登以加層)で、層理面は走向N60°E・傾斜30°SEを示す。したがって、地すべりは流れ盤型である。

緋牛内地すべりは林野庁所管の地すべり防止区域の指定を受け、対策工として滑動地塊上部での排土工、脚部での鋼管杭による抑止工、地表水排除工などが実施された。

## (2) 端野町道道 122号地すべり

端野町と美幌町との境界付近の端野町川向，道道 122号北見・端野・美幌線沿いの斜面が奥行き45m・幅50mにわたってスランプ状に滑動し，すべり面が道路面下にあったために，路面が隆起・変形した。

当該斜面は奥行き約120m・幅約100mの規模を有する岩屑スランプタイプの地形をなしており，新たな地すべりは2つの移動ブロックからなる滑動地塊のうち下部ブロックの上半部が再滑動したものである（図5-5B）。

基盤地質は中新世の頁岩・砂岩層（津別層）であり，これを第四紀更新世の屈斜路火砕流堆積物が覆っている。地すべり隣接地での頁岩・砂岩層の走向・傾斜はN60°E・10°SEであり，当該斜面は受け盤斜面である。古い地すべりの滑落崖を通るように断層を指示するリニアメントが空中写真から判読される。

対策工として，鋼管杭による抑止工，集水井および井内からの集水ボーリングによる地下水排除工，明暗渠工による地表水排除工が実施された。

## (3) 津別町弁慶岩地すべり

豪雨直後に，住民から津別町弁慶岩で不気味な山鳴りがするとの通報が相次いだ。山腹に砂岩の岩壁が露出する弁慶岩はアイヌ語のペレケー（岩の裂けたところの意）が転じた名称ともされており，このペレケーの通り弁慶岩の背後の稜線部は二重山稜となっている。この二重山稜は，NE-SW方向の断層を指示するものと考えられる。二重山稜の北東側延長線上には奥行き800m・幅2,000mの範囲にわたって，大きく5つの移動ブロックに区分される岩盤スライドや岩盤スランプタイプの地形が認められ，これらは繰り返し滑動した履歴を有する（図5-5C：伊藤，1993b）。

豪雨後，当該斜面では明らかな変動現象は確認されず，住民を不安にさせた山鳴りは豪雨の影響で弁慶岩を含む最も南側の滑動地塊が緩んだか部分的に徐動したことによるものと思われる。ここでは以前から融雪期や豪雨時に落石があり，落石防護柵設置などの対策がなされていた。大規模な地すべりブロックが住宅，道路，農地や網走川の流路に近接しており，この山鳴り後，緊急治山対策として，アンカー工による斜面固定や落石防護壁・柵が施工された。

弁慶岩の存在する地すべりブロックの脚部は曲流する網走川の水衝部となっており，長期的には河川による斜面脚部の侵食が影響していた可能性が大きい。

この他，津別町共和でも網走川左岸側に存在するランドスライド地形の斜面が小規模に再滑動した。この斜面では1993年釧路沖地震を誘因として滑動範囲が大きく拡大したので地震に起因する事例で取り上げる。

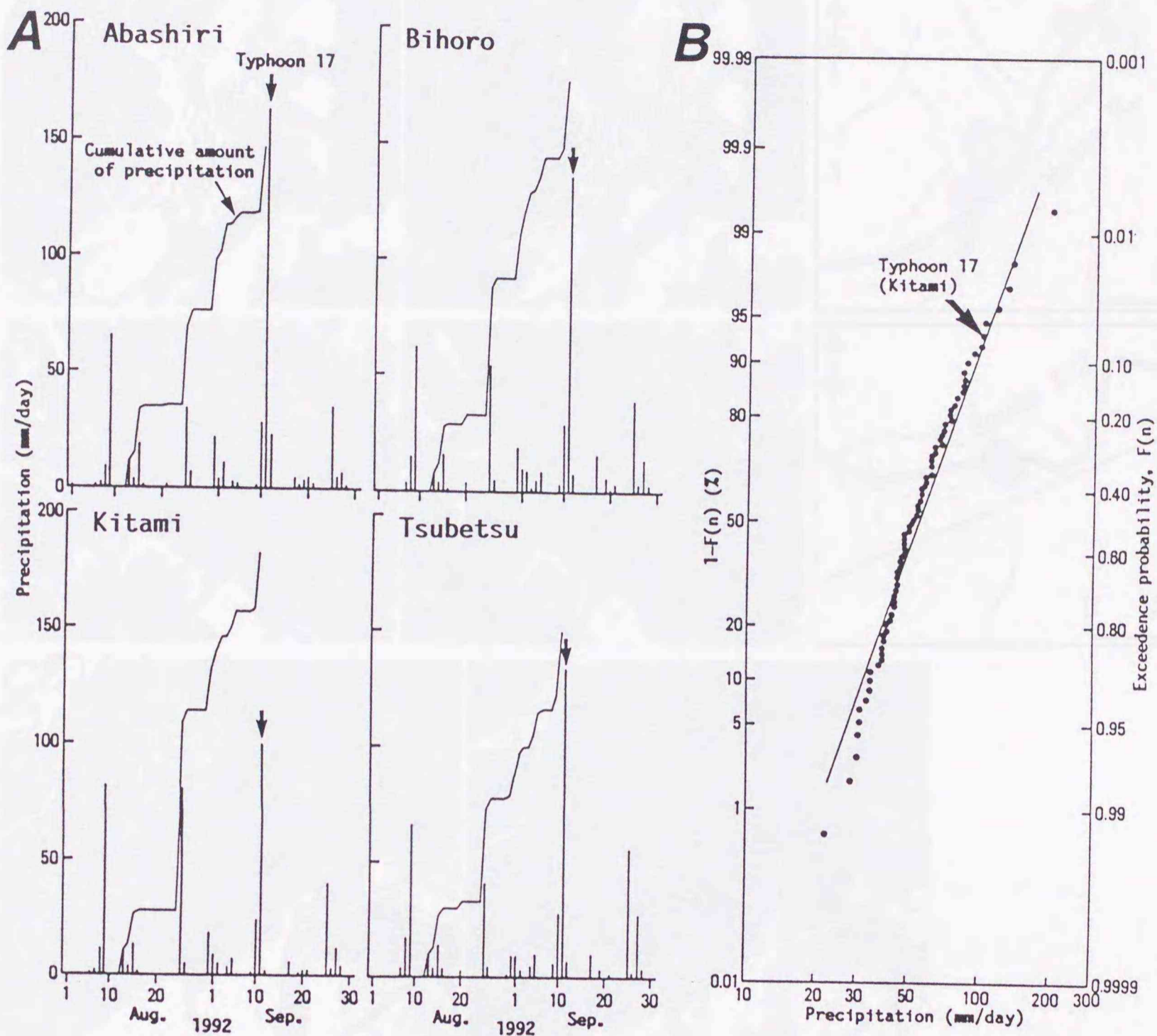


図5-4 1992年台風17号に伴う豪雨.

A: 網走, 美幌, 北見および津別における日雨量推移. 台風17号によって9月11日, 網走163mm/day, 美幌136mm/day, 北見100mm/day, 津別133mm/dayという記録的な豪雨に見舞われた. B: Hazen 法による確率水文量(北見)の推定.

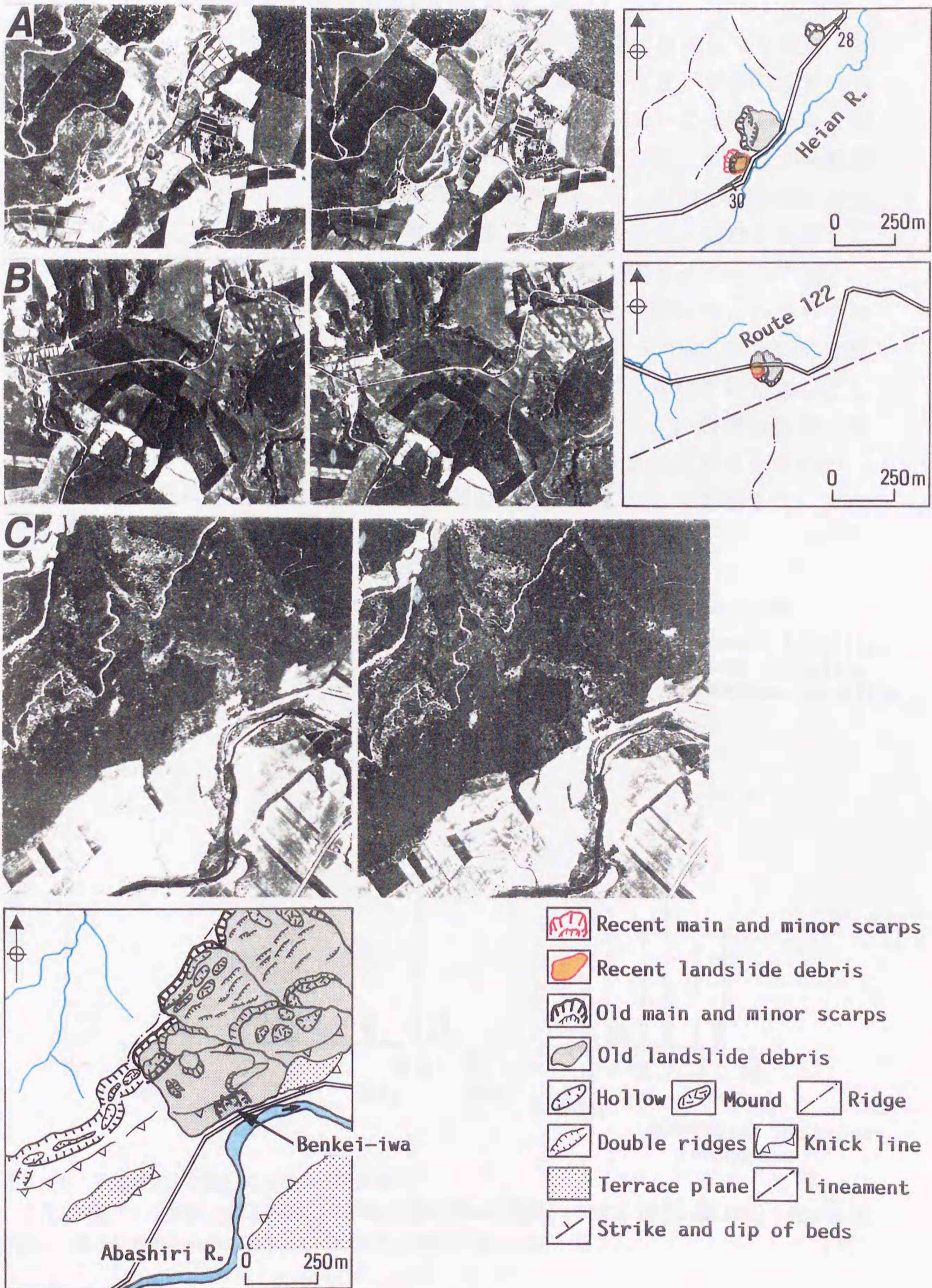


図5-5 1992年台風17号豪雨による災害事例。

A: 端野町緋牛内地区の空中対写真 (H0-71-2X C4-12, 13) と微地形判読図。 B: 端野町川向地区の空中対写真 (H0-71-2X C8-17, 18) と微地形判読図。 C: 美幌町弁慶岩地区の空中対写真 (H0-71-2X C10-20, 21) と微地形判読図。

5. 2. 2 1994年9月の豪雨による斜面災害

知床半島は、1994年9月14～20日の連続的降雨（1週間総雨量：宇登呂 105mm，羅臼84mm）に加えて、9月24～25日、集中豪雨（日雨量：宇登呂9月24日27mm・9月25日13mm；羅臼9月24日126mm・9月25日23mm）に見舞われた（図5-6）。これによって羅臼町相泊，瀬石や北浜などでは道道87号知床公園羅臼線沿いの岩屑スライドタイプの地形をなす傾斜25～35°の斜面の表層部が幅5～10mにわたって再滑動し，防護柵を破損したり，防護柵・擁壁が設置されていない箇所では土砂がフローとなって路面を覆った（図5-7A～C）。

また，羅臼町昆布浜では道路沿いの斜面が奥行き15m・幅50mにわたってスランプ状に滑動した（図5-7D）。当該斜面は奥行き500m・幅1kmの範囲で複数のブロックに分かれて岩盤・岩屑スランプタイプの滑動を繰り返したと判断される斜面の末端の傾斜遷急部にあたる（図5-7E）。岩屑は擁壁と防護柵によって滑動を停止し，住宅や道路には直接的な被害はなかったものの，融雪期や豪雨時に再び滑動したり，滑動範囲が拡大することが懸念され，監視の必要な箇所となっている。

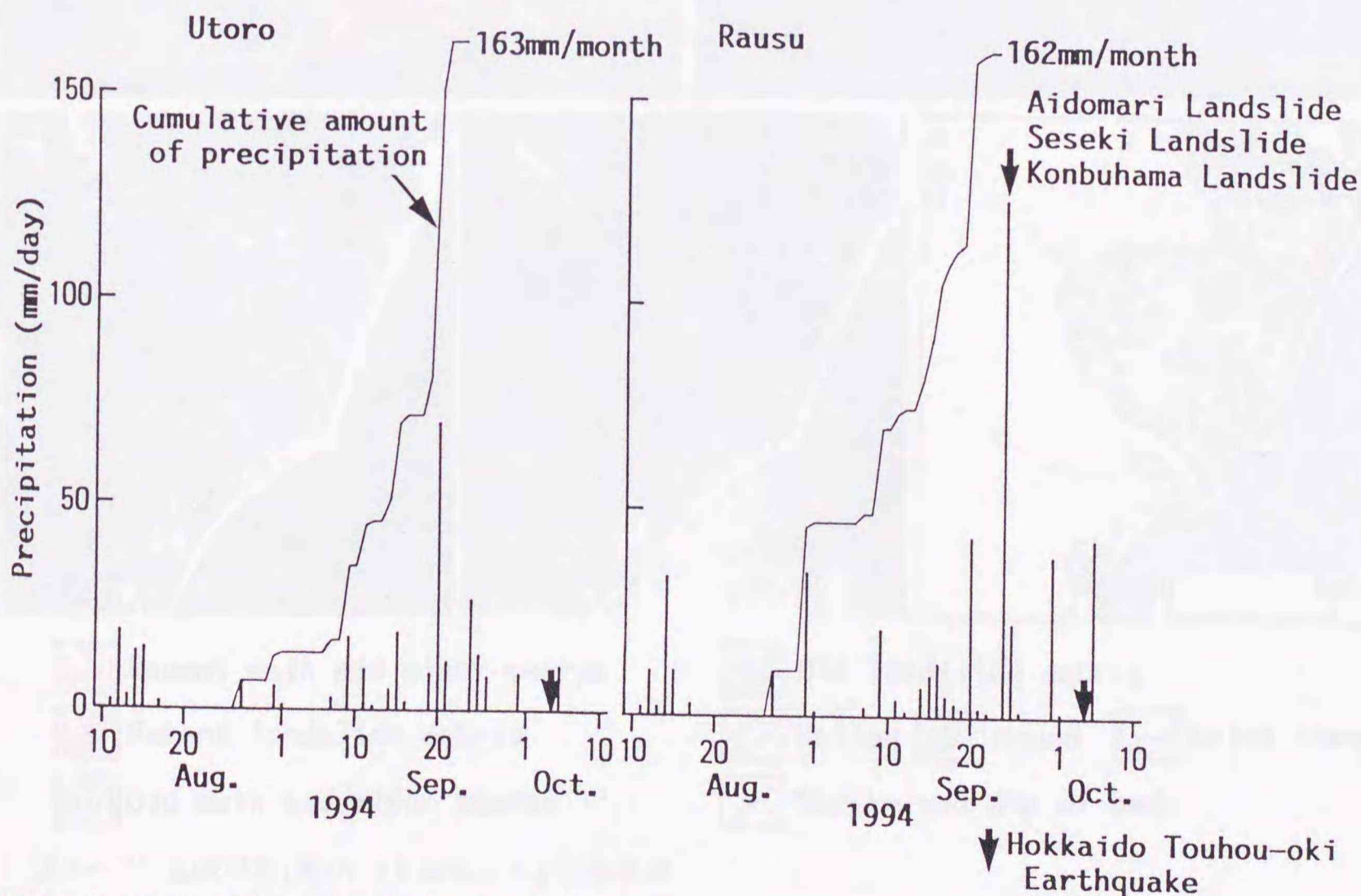
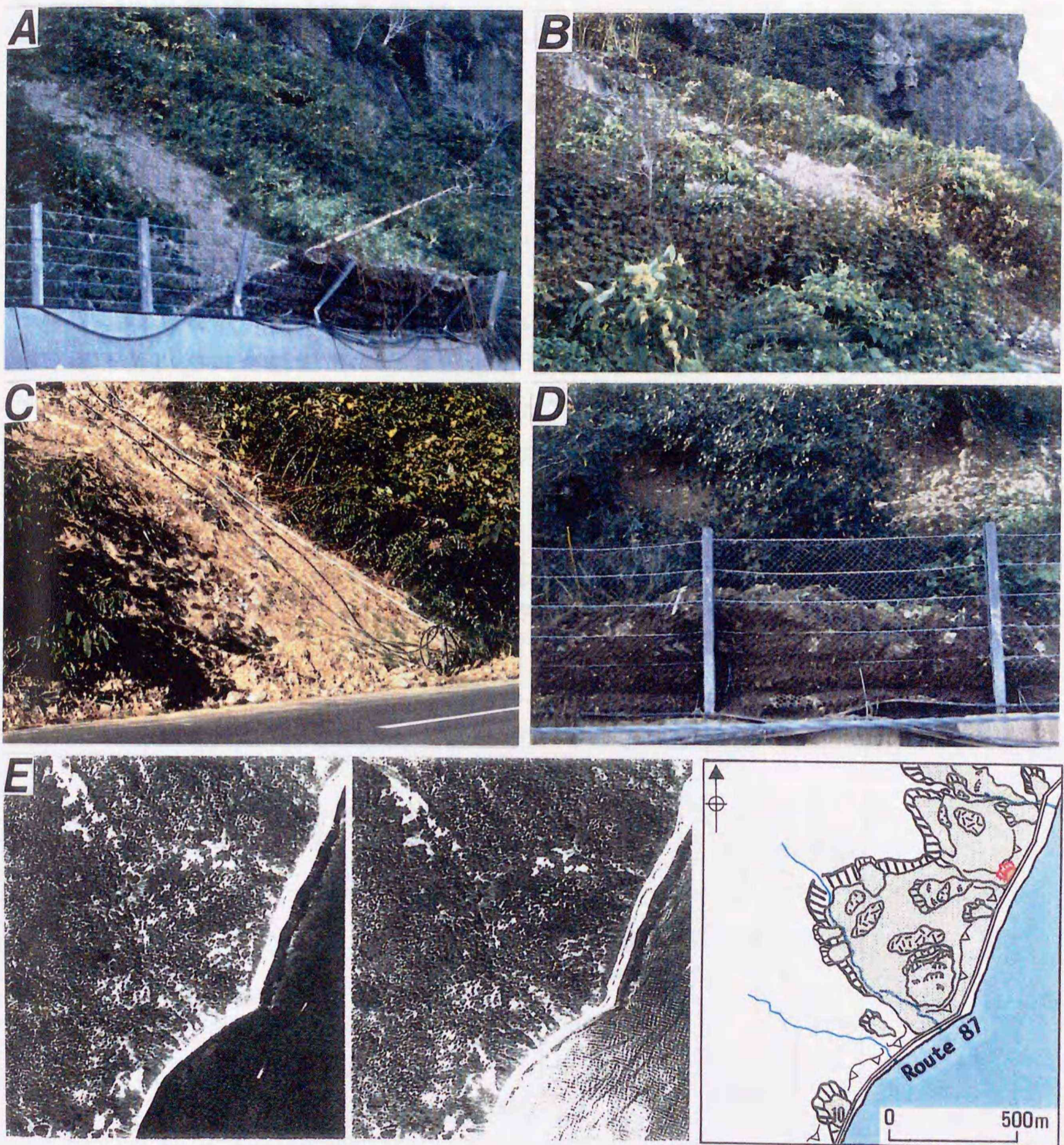


図5-6 宇登呂および羅臼における日雨量推移。

9月23日までに宇登呂，羅臼ともに1月間総雨量160数mmを記録し，それに加えて羅臼では9月24日126mm/dayの豪雨に見舞われた。宇登呂では27mm/dayの降雨であった。











- |  |  |   |  |
|--|--|---|--|
|  Recent main and minor scarps |  Old landslide debris   |   |  |
|  Recent landslide debris      |  Hollow                 |  Mound |  Knick line |
|  Old main and minor scarps    |  Strike and dip of beds |   |  |

図5-7 知床半島1994年9月豪雨による災害事例。

A: 羅臼町瀬石でのアースフロー，擁壁と防護柵によって道路・住宅の被災は免れた。B: 羅臼町北浜でのアースフロー，斜面中腹に設置されていた防護柵と擁壁によって道路の被災は免れた。C: 羅臼町相泊でのアースフロー，防護施設がなかったために土砂が道道87号の路面を覆った（車道部分の土砂は除去されている）。D: 羅臼町昆布浜地すべり，擁壁と防護柵によって道路の被災は免れた。E: 昆布浜地すべりの空中対写真（83-32 C7-8,9）と微地形判読図，昆布浜地すべりの背後は大規模な岩盤スランプタイプの地すべり地形をなし，その滑動地塊末端の急斜面が再滑動した。

5. 3 地震による斜面災害

5. 3. 1 1993年釧路沖地震による斜面災害

1993年1月15日午後8時6分、釧路市の沖合い約20km（北緯42°51′，東経144°23′）・深さ107kmを震源とするマグニチュード7.8の地震が発生した。各地の震度は釧路でVI（烈震），帯広，広尾および浦河でV（強震），根室でIV（中震），網走および紋別でIII（弱震）であった。1993年釧路沖地震と命名されたこの地震によって，低湿地・谷部の盛土や斜面端の片盛土の崩壊，埋め立て地・河川沿いの低湿地での液状化などによる地盤災害が多発した（土岐ほか，1993；田近ほか，1994bなど）。また，幸いにも人命に関わる重大な災害とはならなかったものの，厚内ー白糠海岸の海食崖や白糠丘陵の自然斜面や切土斜面での崩落や滑動も発生した（田近・石丸，1995a；田近・岡崎，1997）。

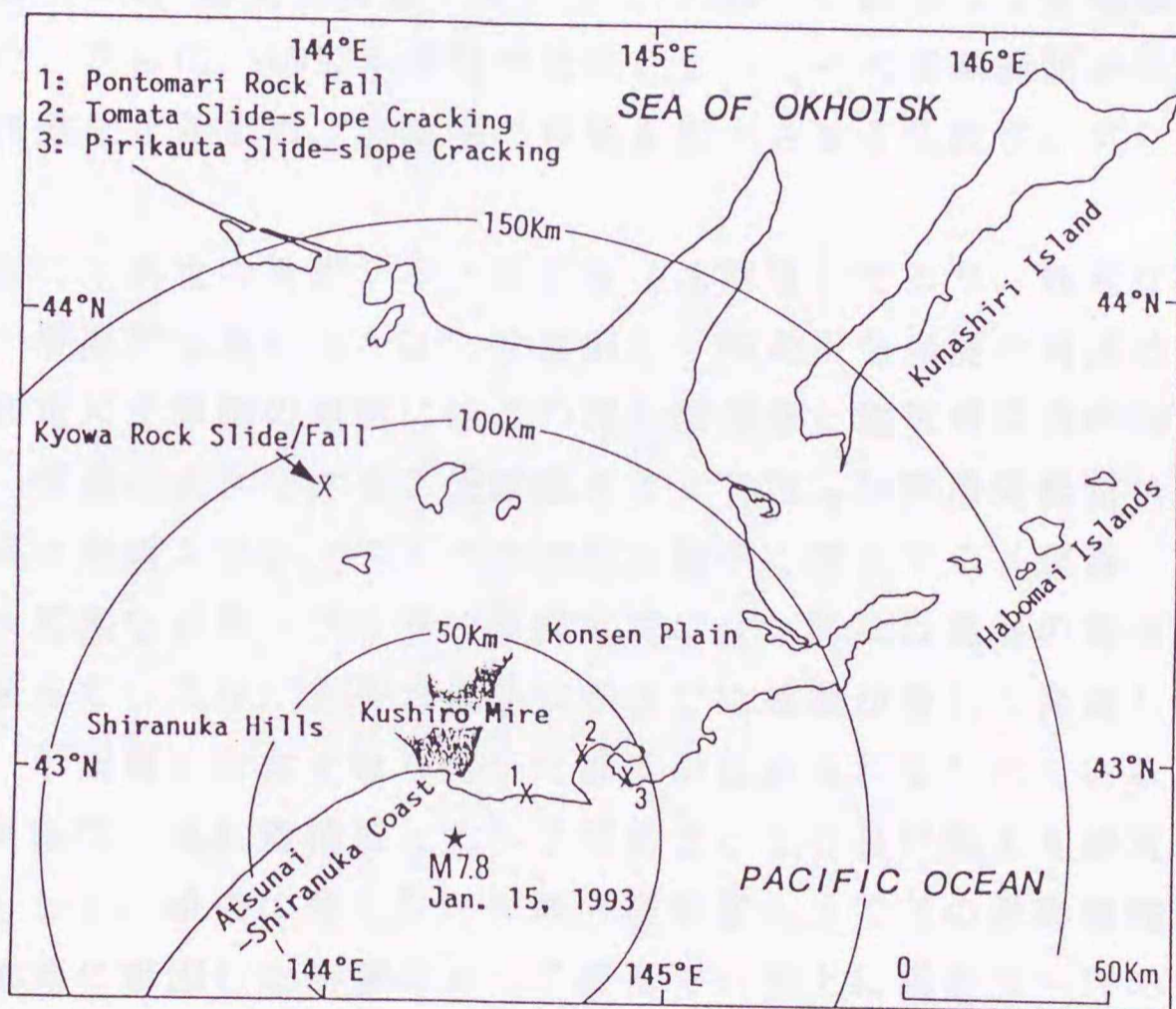


図5-8 1993年釧路沖地震によるランドスライド斜面における変動。

自然斜面や切土斜面での地すべり・崩壊は白糠丘陵や厚内ー白糠海岸など概ね震央距離50km圏内で多発した（田近，1994）。その圏内では釧路町浦雲泊の地すべりの滑落崖が新たに崩壊したり，苫多地すべり防止区域の地すべり斜面末端の急斜面肩部に亀裂が発生したり，ピリカウタ地すべり防止区域の滑落崖沿いに亀裂が発生するなどの地震によるランドスライド斜面での変動があった。震央距離約90kmに位置する津別町共和ではケスタ型岩盤スライドタイプの斜面の末端において，1992年9月集中豪雨によって再滑動した範囲が地震によって大きく拡大した。

ランドスライド地形の斜面における変動としては釧路町浦雲泊の地すべり滑落崖での岩石崩落(図5-8①), 厚岸町の苫多地すべり防止区域(図5-8②)やピリカウタ地すべり防止区域(図5-8③)における滑動地塊末端の急傾斜肩部や滑落崖背後での亀裂発生が知られている(中村, 1994; 納谷ほか, 1994; 田近・岡崎, 1997)。

自然斜面や切土斜面での崩壊・地すべりの発生や亀裂の発生は, 震度VIを記録した地域にほぼ相当する震央距離50km圏内(震源距離で約120km圏内)で頻発し(田近, 1994), それに加えて, 震央距離約90km(震源距離約140km)に位置する津別町共和の網走川左岸側に存在するランドスライド地形の斜面(図5-8④)でもこの地震の影響が現れた(伊藤, 1993b)。

当該斜面は, ケスタ型岩盤スライドタイプの地形をなす斜面の末端急傾斜部にあたる(図5-9A)。ここでは先に述べた1992年台風17号による豪雨(3日間総雨量168mm, 最大日雨量, 9月11日133mm)に起因して小規模な岩屑崩壊が発生した。さらに, 1993年釧路沖地震によってその滑動範囲が大きく拡大し, 網走川の河道をせき止め, 上流側の耕地を冠水させる危険性が生じた(図5-9B)。

基盤地質は中新世の頁岩シルト岩互層(津別層)であり, 軟質な凝灰岩薄層をはさむ。層理面は東に15~20°で傾斜し, 網走川左岸側の斜面は流れ盤斜面である。網走川左岸側の斜面にはこの流れ盤構造と地質構成岩の岩質・岩相に起因して, 規模の大きなケスタ型岩盤スライドおよび断層型岩盤スライドタイプや小規模な岩屑スランプタイプの地形が数多く存在する(伊藤, 1993b, 1994a)。大規模な岩盤スライドの滑動地塊は全体的には地層の構造を残した岩盤状態を保っているが, 表層および末端部では亀裂が著しく発達して脆弱な状況にあり, 小規模に滑動を繰り返した履歴が認められるものもある。

今回の滑動は, 流れ盤構造とすべり面粘土となり易い粘土化凝灰岩薄層の挟在を素因として, 過去に発生したケスタ型岩盤スライドの滑動地塊の末端部が1992年の豪雨に起因した崩壊によって緩んでいた上に震度III~IVの地震動が加わったために変動範囲を拡大して発生したものである。さらに, 当該斜面の脚部は大きく蛇行して北方へ流下する網走川の攻撃斜面となっており, 滑動地塊脚部の河川による侵食が当該斜面の安定性の低下に大きく影響していたものと考えられる。

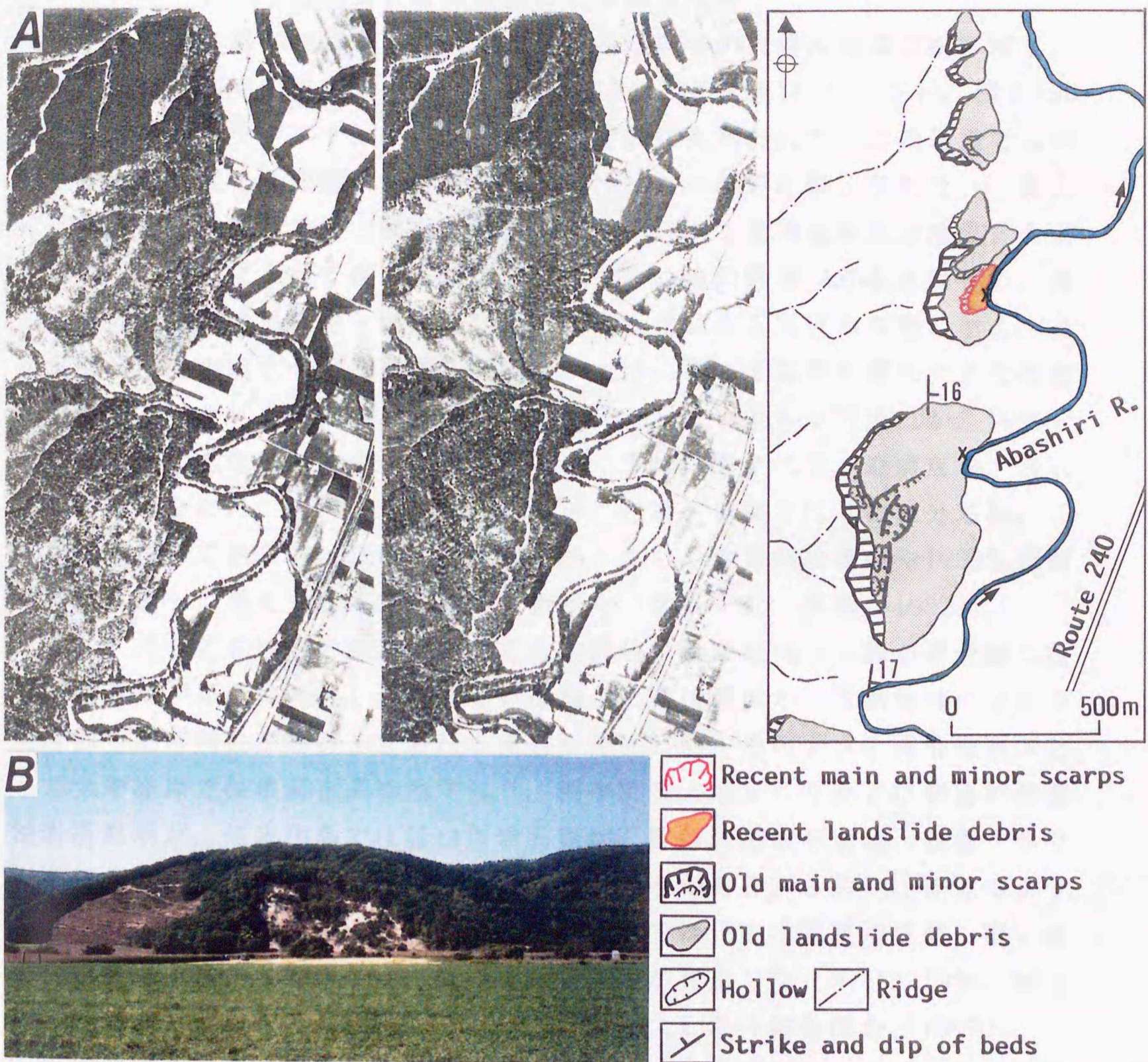


図5-9 1993年釧路沖地震によって滑動範囲が拡大した津別町共和地すべり。

A: 津別町共和地区の空中対写真 (H0-71-2X C12-18, 19) と微地形判読図。網走川が大きく屈曲し、その攻撃斜面となる地すべり斜面脚部 (図5-9 A判読図)。×印は1992年台風17号に伴う豪雨によって小規模に崩壊した。B: 共和地すべりの全景。

## 5. 3. 2 1994年北海道東方沖地震による斜面災害

1994年10月4日午後10時23分、北海道東部は前年の釧路沖地震に引き続き、根室半島納沙布岬の東方約150km（北緯 $43^{\circ}22'$ ，東経 $147^{\circ}40'$ ），深さ30kmを震源とするマグニチュード8.1の巨大地震に見舞われた。この地震では釧路・厚岸で震度VI（烈震），根室・中標津（後に一部VIと修正された）・羅臼・足寄・広尾・浦河でV（強震）を記録した。1994年北海道東方沖地震と命名されたこの地震によって根室・釧路地域を中心に重軽傷者436名をはじめ，盛土地盤の崩壊や沖積低地・海岸埋立地での液状化による災害の多発に加え，自然斜面・崖での地すべりや崩壊も発生し，生活に関連する多方面に大きな被害と影響があった（土岐ほか，1995；伊藤，1995b，1996b；田近ほか，1996）。

自然斜面で発生した地すべりや崩壊のタイプは表層すべり，岩屑崩壊，岩石崩壊，岩屑なだれ，土砂のすべり～フロー，岩屑～岩盤すべりに区分され，これらに付随してあるいは破壊には至らなかったものの亀裂の発生や1993年釧路沖地震によって発生した亀裂の拡大もあった（図5-10：伊藤，1997）。

ランドスライド地形の斜面においても地震時に滑動地塊の一部が再滑動したり，滑落崖が新たに崩壊したりあるいは発生の前後関係から滑動地塊の全体が再滑動した可能性が高いと思われる変動が発生した。そのような再滑動事例として太平洋岸では根室市長節地すべり，浜中町貫人地すべりおよび釧路町浦雲泊岩石崩壊が，知床半島では羅臼川岩石崩壊，熊越の滝岩石崩壊・表層すべりおよびオラップイ海岸岩石崩壊・岩屑なだれなどがある。さらに，前述のように厚岸町ピリカウタや苫多の地すべり防止区域では1993年釧路沖地震の際に滑動地塊末端の急斜面肩部や滑落崖に沿って亀裂が発生した（中村，1994；納谷ほか，1994）が，今回の地震によってそれが拡大した（納谷ほか，1997）。

震央距離の最も大きな地点でのランドスライド発生事例は，岩石・岩屑崩壊や岩屑なだれでは約250km離れたカムイヌプリ山頂・山腹や摩周カルデラ壁での例があり，表層すべりや土砂のすべり～フローも概ね250km圏内で発生した（図5-11）。さらに，盛土地盤の崩壊では約330km離れた本別町での林道崩壊，約300km離れた美幌町での造成宅地の法面崩壊や端野町での造成農地の陥没などの事例がある。また，海底ランドスライドの発生を示唆する知床半島沖合での漁網被害の海域（伊藤，1996a）は震央距離200～230km圏に，そして到達時刻の早過ぎる津波の波源域（中村・岡田，1995）は300～330km圏に位置する。したがって，この地震による自然斜面でのランドスライドの発生域は震央距離250km圏であり，盛土地盤や海底での現象を含めると震央距離330km圏まで地震の影響が及んだことになり，その範囲は震度VI～Vを記録した地域と概ね一致する。

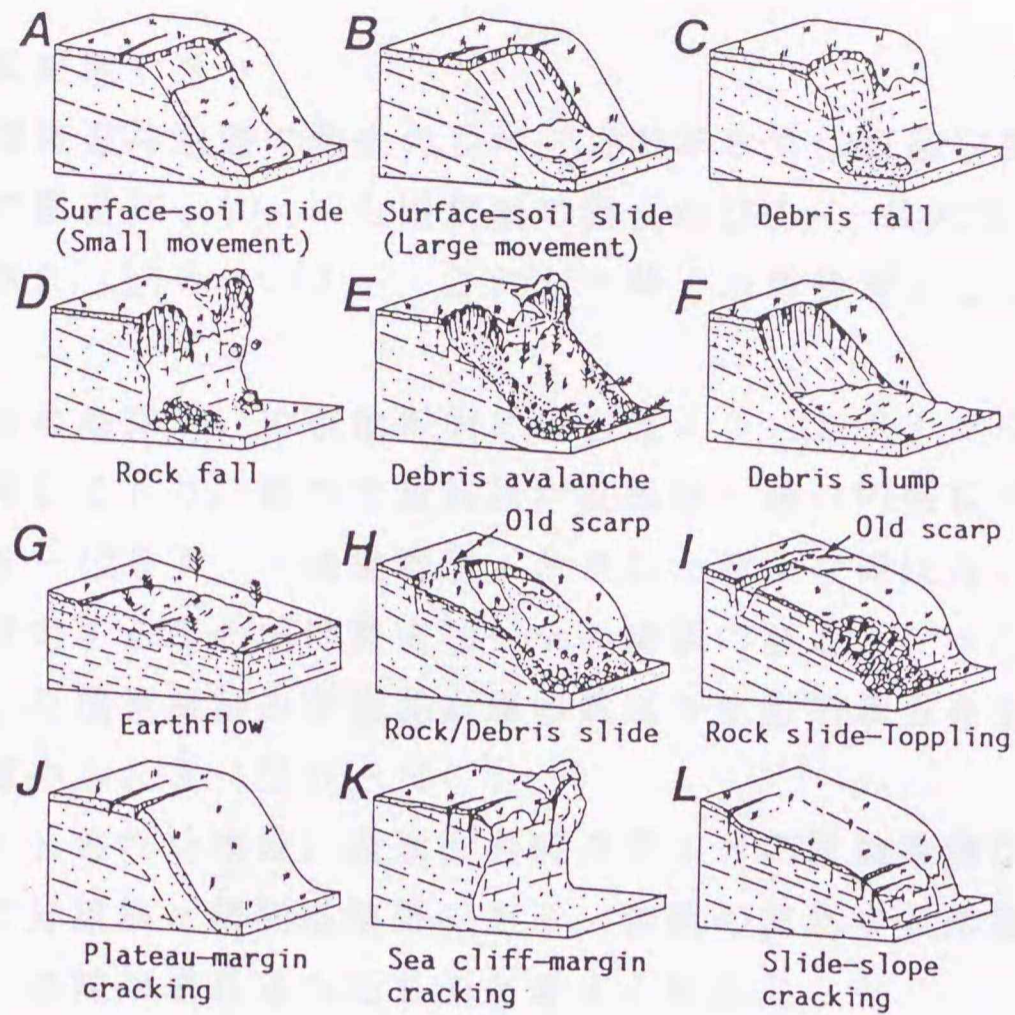


図5-10 1994年北海道東方沖地震によるランドスライドのタイプと亀裂発生のパターン (伊藤, 1995b)。

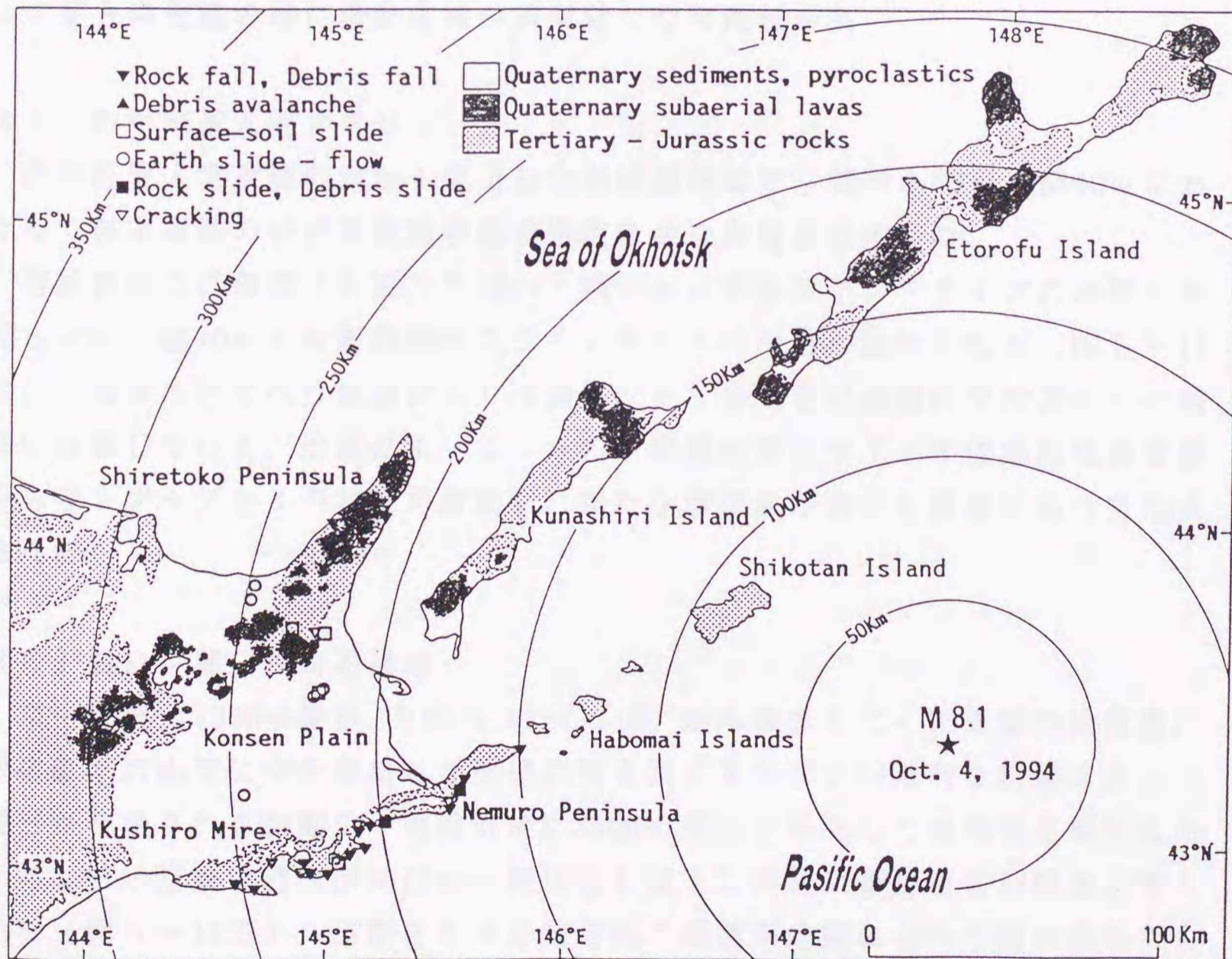


図5-11 1994年北海道東方沖地震による主なランドスライドの分布 (伊藤, 1995b)。

### (1) 根室市長節地すべり

1994年北海道東方沖地震の発生の翌年、1995年6月に根室半島基部、根室市長節海岸沿いの標高30~40mの台地斜面で延長約180m・最大比高4.5mの並走する崖が発見され(図5-12A)、これが一時「地震断層」として取り扱われた。

当該斜面を含め海岸沿いの台地斜面には岩盤スライドタイプやスランプタイプの地形が配列しており、植生で覆われた直線状~緩い円弧状の滑落崖群が認められる(図5-12B)。「地震断層」とされた新たな崖は古い滑落崖に沿って形成され、並走する崖の間は最大幅10mの溝状の窪地となった。台地端の急斜面には変動した根室層群の砂岩泥岩層の露出や比較的最近発生したと思われる岩石崩落も認められる(図5-12C)。

「地震断層」とされた崖は、断層型岩盤スライドの滑動地塊が再滑動したために形成された分離崖と溝状陥没帯であり、岩盤の露出する末端部ではトップリングによって岩塊が崩れ落ちたものと考えられる。

長節地すべりの発生時期や誘因は明らかではないが、東方沖地震前の1994年8月には、このような崖地形はなかったとのことであり、同年10月4日に発生した東方沖地震の際に滑動地塊が再滑動した可能性が高い。

### (2) 浜中町貫人地すべり

浜中町貫人港東側の湾から突出した台地端斜面で、奥行き50m・幅40mにわたって根室層群の砂岩頁岩礫岩層の岩塊を含む岩層が滑動した。

当該斜面には隣接する奥行き40m・幅50mの岩盤スランプタイプの地形と奥行き50m・幅70mの断層型岩盤スライドタイプの地形が認められる(図5-12D)。前者の地すべり地形が入り江側に、そして後者が海側にやや突出した斜面に位置している。地震によって、その断層型岩盤スライドの滑動地塊表層部がスランプ~スライド状に再滑動し、新たな滑落崖が古い分離崖に沿って形成された。

### (3) 羅臼町羅臼川岩石崩壊

空中写真(1980年撮影 山-920 C2-17,18)から植生を欠く円弧状の滑落崖、その直下の山側にやや傾斜した原地表面を残す平坦面が特徴的な岩盤スランプ地形が判読される斜面で、地震直後に周囲の露岩が風化して淡褐色を呈するのに対して、滑動地塊表面に白色~淡灰色を呈する非常に新鮮な岩石露出が見られた(図5-12E)。厚層をなす滑動地塊の頭部が地震によって崩れ落ちたものと思われる(図5-12F)。

発生箇所が山間地であったため直接的な被害はなかったが、滑落崖やその直下に残存する滑動地塊には多くの亀裂が開口しており、再び崩壊し、さらに時期によっては崩落岩屑が土石流となって谷沿いに流下することが懸念される。

#### (4) 羅臼町、熊越の滝岩石崩壊

国道 334号熊越の滝付近で、幅50m・高さ10~20mにわたって崖から直径1mの岩塊を含む岩屑が崩落したり、傾斜40°の斜面の表層が滑落した(図5-12G)。崩落箇所は国道 334号の湯の沢覆道に近接していたが、岩塊や岩屑は林道側へ崩れ落ちたため直接的な被害はなかった。

当該斜面は中新統羅臼川層の変質した火山碎屑岩層とこれを覆う第四紀更新世の安山岩質火砕流堆積物からなり、空中写真(1980年撮影 山-920 C2-16, 17)から判読される小規模崩壊の比高の大きな滑落崖と崩落岩屑が集積した急斜面にあたる。地震によってその滑落崖が新たに崩壊したり、急傾斜の岩屑斜面の表層が再滑動したものである。地震によって崩落した岩塊や岩屑のほとんどは傾斜30~40°の斜面上にあり、融雪期や豪雨時に再び崩落~滑動することが懸念される。現に、融雪期に小規模に滑動したようで、翌1995年5月には岩屑が雪面を一部覆っていた。

#### (5) 斜里町オラップイ岩石崩壊・岩屑なだれ

地震直後(1994年10月16日)の航空機調査によってオホーツク海岸に面する比高400m・傾斜40°の斜面の4箇所、新鮮な露出を示す滑落崖と崩落岩屑を認めた(図5-12H)。

当該斜面には1983年撮影の空中写真(83-32 C3-38~40)の判読によって、露岩状態の滑落崖とその直下から海岸まで岩屑が伸びる岩屑なだれタイプの地形が認められる(図5-12Iのa)。崩落岩屑のうちbおよびcブロックでは裸地状となっているが、aおよびdブロックでは植生が回復している状況にある。地震発生の前年に撮影された空中写真(93-31 C2-28~30)の判読ではcブロックでも植生がいくらか回復し、裸地が縮小しているのが分かる(図5-12Iのb)。地震直後ではa、cおよびdブロックの滑落崖は新鮮な露出を示し、崩落岩屑内の裸地も拡大している(図5-12Jのc)。古い滑落崖とその直下の岩屑の一部が、地震によって雪崩状に崩れ落ちたものと思われる。

また、地震直後には変状の認められなかったランドスライド地形の斜面で、地震によって亀裂が発生し、これを素因として翌年の融雪や降雨に起因して再滑動したと思われる次のような事例がある。

## (6) 羅臼町春茹古丹川支流岩屑崩壊

地震直後の航空機調査では変状の認められなかった遠音別岳南東側の大規模地すべりの斜面で(図5-12K), 翌1995年9月の航空機調査時に春茹古丹川支流に沿うその滑動地塊末端部の急斜面に数多くの崩壊が発生しているのを認めた(図5-12L)。

遠音別岳南東斜面地すべりの滑動地塊は繰り返し滑動し, 遠音別岳山頂部から南東方へ幅1.6kmで長さ4.5kmにわたって広がっている。大規模に押し出された滑動地塊末端部は相当破碎されていたり, 粘土化しているものと思われる。

地震によって滑動地塊末端の傾斜遷急線に沿って亀裂が形成され, 翌年の融雪や豪雨によって崩落したものと思われる。発生場が山間部であったため住宅や道路などには直接的な被害はなかったものの, 土砂が河川に崩れ落ち, 泥水が流下したために沿岸漁業に影響が現れた。

ランドスライド地形の斜面に限らないが, 地震の影響が後の降雨や融雪によって大きく現れることを認識させる事例の一つである。

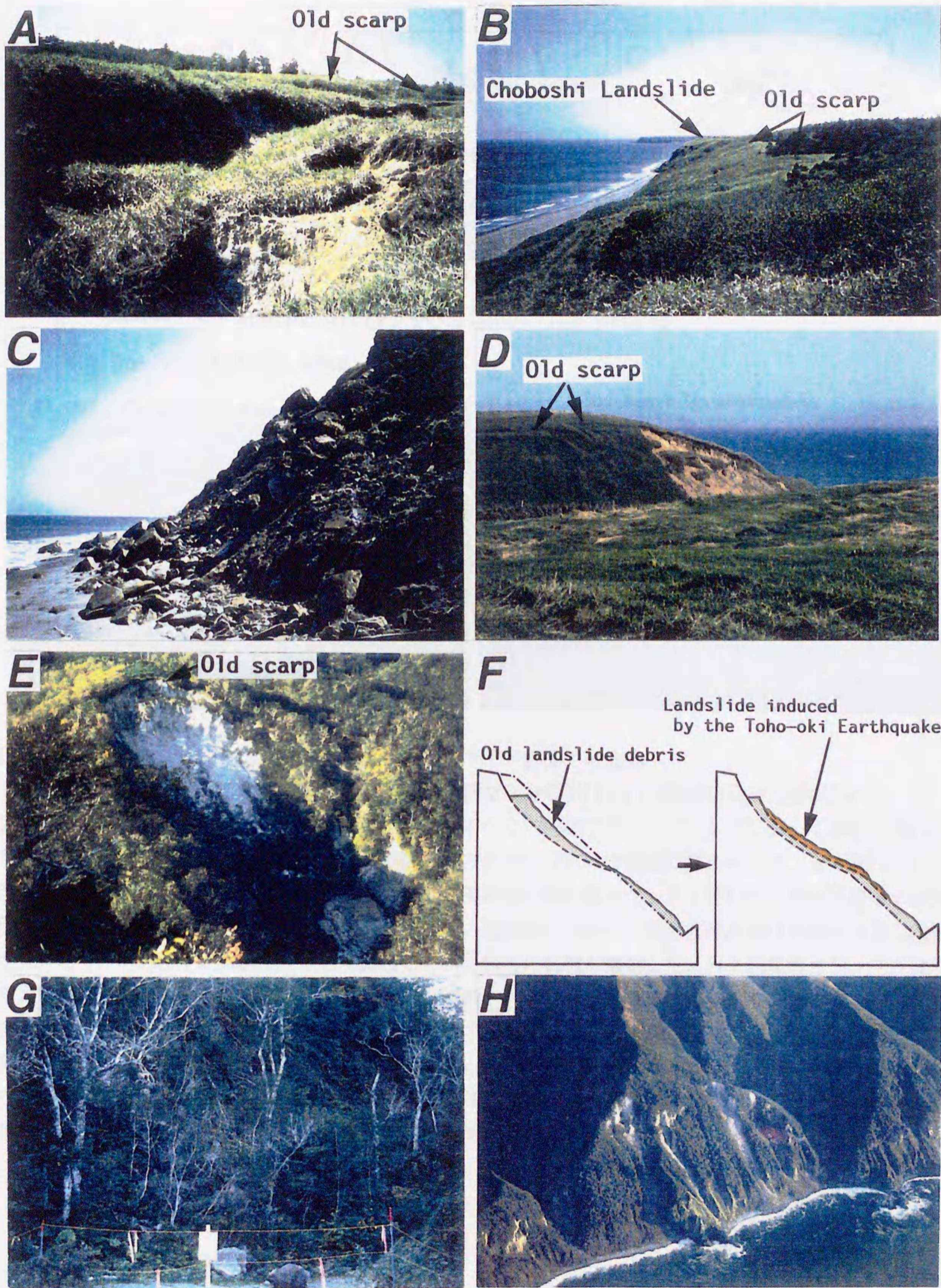


図5-12 1994年北海道東方沖地震によるランドスライド斜面での変動(1)。図の説明は次ページ。

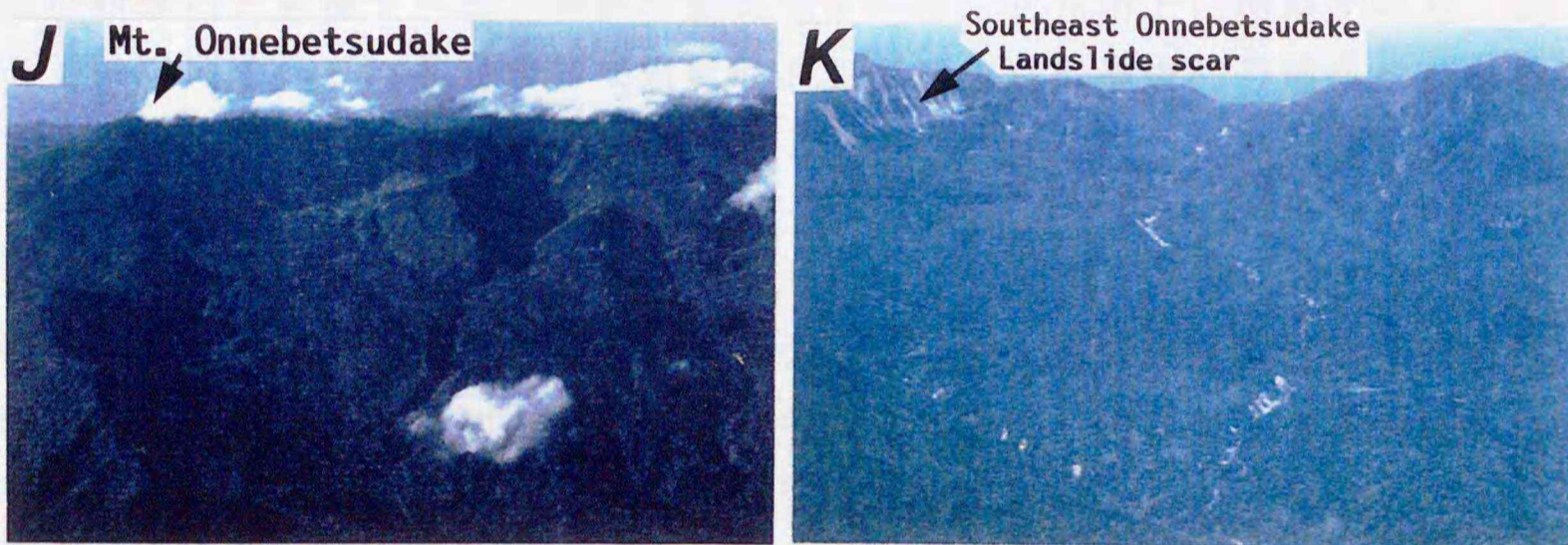
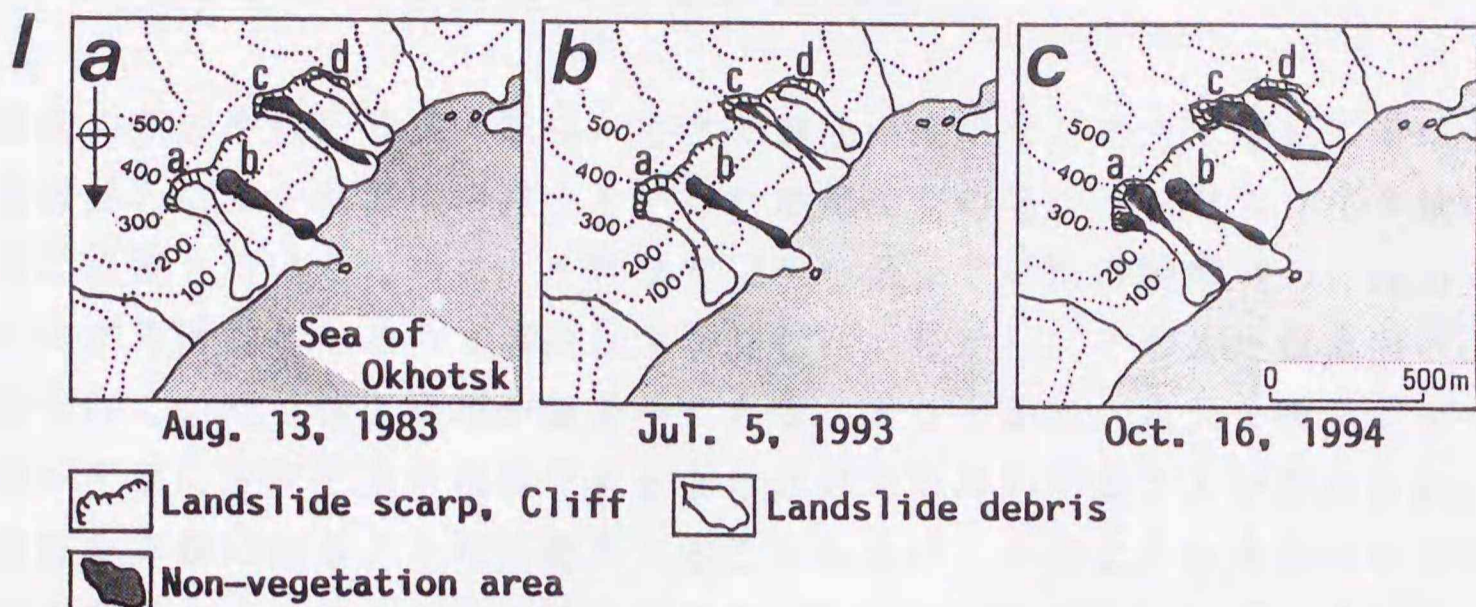


図5-12 1994年北海道東方沖地震によるランドスライド斜面での変動。

A：根室市長節地すべりの分離崖と溝状陥没帯。新たな分離崖は古い分離崖に沿って形成された。B：長節海岸沿いに分布する地すべり地形。C：長節地すべり末端部でのトップリングによって海浜に崩れ落ちた岩塊。D：浜中町貫人地すべり。後背斜面と側方斜面には古い滑落崖が認められる。E：羅臼町羅臼川上流での岩石崩壊。岩盤スランプタイプの滑動地塊頭部が崩れ落ちた。F：羅臼川上流岩石崩壊の模式図。G：国道334号熊越の滝岩石崩壊・表層すべり。崩れ落ちた岩石・岩塊の発生源は比高の大きな滑落崖にあたり、その直下に急斜面をなして集積していた岩屑の表層も滑動した。H：斜里町オラップイ海岸での岩屑なだれ（空中斜め写真，1994年10月16日撮影）。I：オラップイ海岸岩屑なだれの微地形・植生変化，a：1983年撮影空中写真（83-32 C3-38～40）判読図，b：1993年撮影空中写真（93-31 C2-28～30）判読図，c：地震直後の状況。J：遠音別岳南東側大規模地すべりの空中斜め写真（1994年10月16日撮影）。K：遠音別岳南東側大規模地すべりの空中斜め写真（1995年9月13日撮影）。1994年10月撮影の写真と比較すると，滑動地塊末端部に多くの新たな崩壊が発生しているのが分かる。

## 5. 4 人為的地形改変による斜面災害

道路の新設や線形改良・拡幅，宅地や農地の造成などの土木建設工事に伴う斜面脚部の切土や斜面での盛土といった地形改変の場がランドスライド地形の斜面に位置していたために，それまで安定を保っていた滑動地塊の一部あるいは全体が再滑動したという事例は少なくない。しかし，そのような事例は工期が限られていたり施工現場が稼働中であることなどから，重大な被災がなく，影響が工事に支障を来す程度であるならば早急に対応することが求められ，発生状況を詳細に知ることが困難であることが多い。そのような事例の中から，網走市卯原内ダム地すべり，端野町豊美地すべり，北見市上仁頃地すべり，美幌町活汲峠地すべり，北見市開成岩屑崩壊および津別町道道51号地すべりを検証する。

## (1) 網走市卯原内ダム地すべり

網走市卯原内の卯原内川上流で，ロックフィルダム堤体の建設に伴う右岸側斜面の切土時に，この地域の基盤をなす中新世の砂岩・泥岩層（車止内層）に由来する岩屑が滑動し，工事に支障を来した。

当該斜面には，奥行き 260m・幅80mの規模を有する岩屑スランプ～フロータイプの地形が認められる（図5-13A）。卯原内ダム地すべりは，滑動岩屑全体が斜面脚部の切取りによって不安定となり，再滑動したものである。この斜面では堤体建設の設計段階から大規模な切土が予定されていたため，滑動岩屑は全て排土工によって処理された。

卯原内ダムの湛水域には，スレーキングし易いという地質構成岩の岩質と流れ盤構造に起因する岩屑スランプ～フロータイプの地形が数多く存在しており（図5-13B），今後のダム湖周辺の道路や環境整備に際しては十分な調査と対策が必要である。

## (2) 端野町豊美地すべり

端野町豊美のキトウシナイ川下流の右岸側斜面において，1996年5月31日，農道の線形改良・拡幅に伴う斜面端切土後に法面に変状が現れ，6月17日，最大高さ1mの滑落崖が長さ26mにわたって出現し，奥行き30m・幅30mの範囲が押し出した（図5-13C）。地表面での変状と調査ボーリングから風化砂岩頁岩層を覆う層厚5mの岩屑層がスランプ状に滑動したものと推定される（図5-13D）。さらに，深度13～15m付近の風化岩層と新鮮な岩層との境界部に

も地すべり粘土と思われる粘土薄層が認められる。

当該斜面の背後は奥行き 750m・幅700 mにわたって大きく2つのブロックからなる断層型岩盤スライドタイプの地形をなし、滑動地塊の表層～末端部では繰り返しスランプやフローがあったことがうかがえる（図5-13E）。また、滑落崖を通るように断層を指示するリニアメントも認められる。豊美地すべりの発生箇所は、古い滑動地塊末端の急傾斜面に存在する小規模な岩屑スランプの滑動岩屑の下半部にあたる。豊美地すべりは、大規模ランドスライド地形において、小規模な移動ブロックを把握することの重要性を示す事例である。

### （3）北見市上仁頃地すべり

北見市上仁頃市街の南方約 1.7kmの山中において、1991年、砂防ダム建設に伴う林道付け替えのための小沢左岸側斜面の脚部開削中、奥行き 170m・幅70 mにわたって岩屑が滑動し、新設中の林道が埋没した（図5-13F）。

当該斜面は、ジュラ紀～白亜紀の玄武岩質枕状溶岩やハイアロクラスタイト（仁頃層群）からなる比較的急峻な受け盤斜面であり、斜面表層部は風化が著しく崖錐堆積物様を呈する。

当該斜面は明瞭なランドスライド地形を呈してはいないが、横断的にも縦断的にも凸状をなす“鼻形状”の斜面をなす（図5-13G）。この地すべりは、斜面脚部の開削によって周囲の斜面から突き出た鼻形状斜面をなす崖錐堆積物状の強風化岩がスライド状に滑動したものである（図5-13H）。

上仁頃地すべりは、地すべりや崩壊の発生危険箇所を予測する上で“鼻形状地形”を把握することの重要性を示す事例と言える。

### （4）美幌町活汲峠地すべり

北見市と美幌町との境界に位置する活汲峠の南東側斜面において、1989年10月25日、道道 217号北見美幌線の線形改良・拡幅に伴う斜面脚部の切取り後、法面に奥行き15m・幅40mにわたって亀裂発生、法面押し出しなどの変状が生じた。ふとんかご工と集水井や井内からの横ボーリングによる地下水排除工を実施し、所定の工事を終えたが、1992年の融雪期から奥行き50m・幅50mにわたって再び滑動し、これら対策工にも変形が生じた（図5-13I）。

当該斜面には奥行き230m・幅140mの規模を有し、大きく3つの移動ブロックからなるランドスライド地形が認められ、末端部は大きく押し出し、脚部を流れる栄森川も著しく蛇行している（図-13J）。この斜面では流れ盤構造や断層破碎帯あるいは亀裂集合帯といった構造的弱線の存在と流れ盤構造を素因として発生した断層型岩盤スライドの滑動地塊が、後にスランプ状に繰り返し

滑動した履歴が解析できる（伊藤，1992a）。

道道217号の線形改良計画時にはこのランドスライド地形は把握されており、トンネルを含む新ルートはそれを回避するように計画された（図5-13K）。しかし、視距の関係上、最下部の小規模な移動ブロックの末端をわずかに開削し、その影響が後の降雨や融雪によって大きく現れたものである。1989年10月の滑動後に実施された対策工が切土法面での変状のみを対象にしたものであり、その背後に存在するランドスライド地形のブロック構成などを十分に考慮していなかったためにより広い範囲にわたって再滑動した事例と言える。

#### （5）北見市開成岩屑崩壊

1991年9月、北見市開成の大規模な断層型岩盤スライドの分離崖にあたる斜面で、送電線下の樹木の伐採および送電鉄塔の維持・補修のための作業道設置に伴い、奥行き100m・幅60mの規模で表層岩屑が崩れ落ちた（図5-13L, M）。送電鉄塔には直接的な被害はなかったが、作業道と林道が崩落岩屑によって埋没した。大規模な地すべりの滑落崖や分離崖、そしてその後背斜面にはしばしば亀裂が形成されており、これに加えて当該斜面では分離崖に並走するように断層が推定される。これらによって分離崖近傍の斜面は相当破碎されている状態にあったと思われる。

この事例はランドスライド地形の斜面において、滑動地塊のみならず、変動域と不動域とを境する滑落（分離）崖域やその後背斜面での地質状態や亀裂の発達状態などを重視しなければならない事例と言える。

#### （6）津別町道道51号地すべり

1979年5月末、道道51号津別陸別線の線形改良・拡幅のための斜面切土時に奥行き80m・幅100mにわたって強風化礫岩からなる地塊が滑動し、工事に支障を来した。この滑動によって切土法面背後の尾根に沿って延長110m・最大比高1.5mの滑落崖が出現し、切土法面には無数の亀裂が発生した（図5-13N, O）。

当該斜面には尾根沿いに緩い円弧状の滑落崖を有する岩盤スランプタイプの地形が認められる（図5-13P）。基盤地質は始新世～漸新世の泥岩砂岩薄層をはさむ礫岩層（陸別層）である。その層理面の走向・傾斜はN30°E・15°NWであり、当該斜面は流れ盤斜面である。

この地すべりは強風化岩からなる滑動地塊の再滑動であり、切土法面の脚部に相当量の湧水が認められたことから、融雪や降雨の影響もあったであろうが、ランドスライド地形を把握せずに行った斜面脚部の開削が主因である。

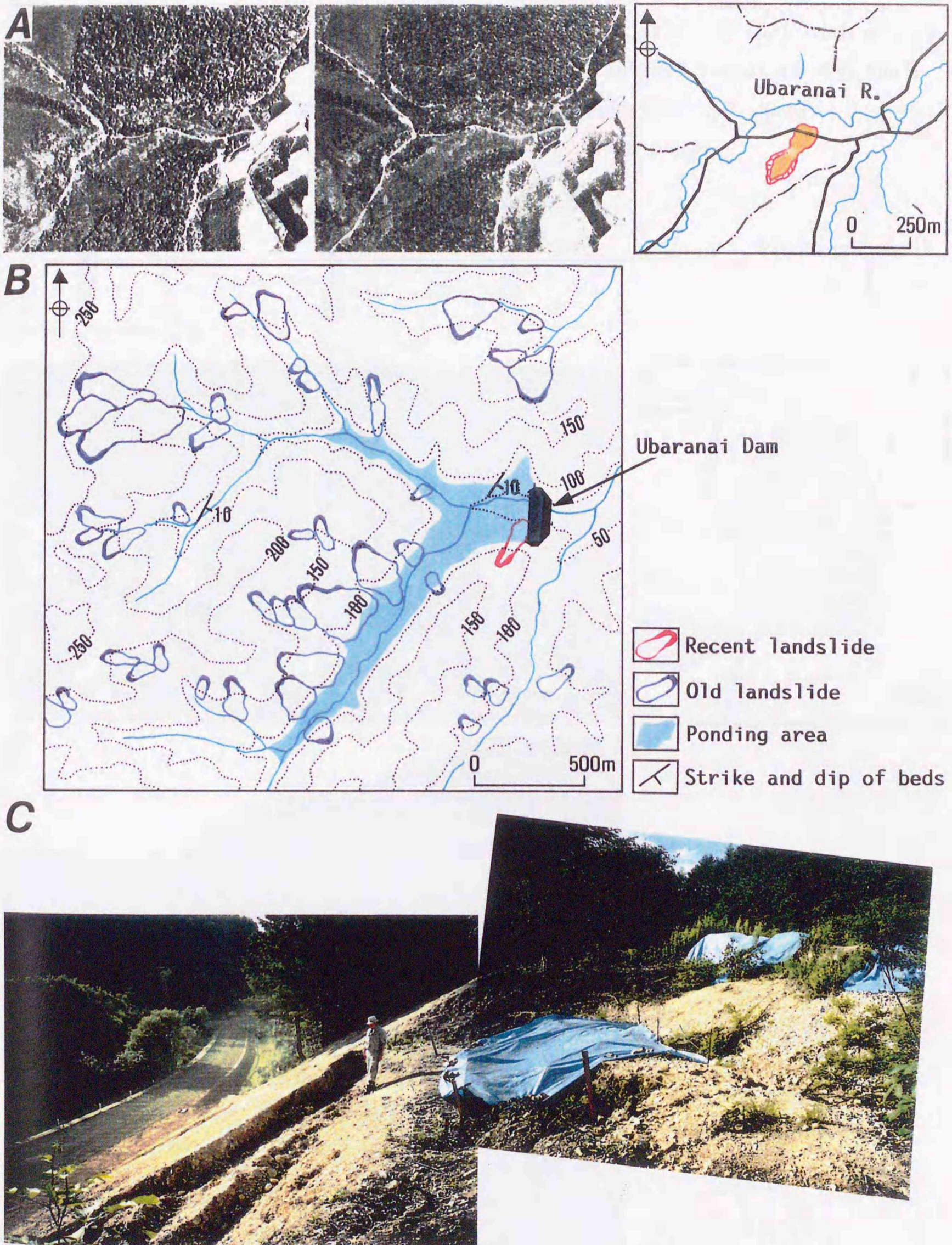


図5-13 人為的地形改変による災害事例(1)。図の説明は167ページ。

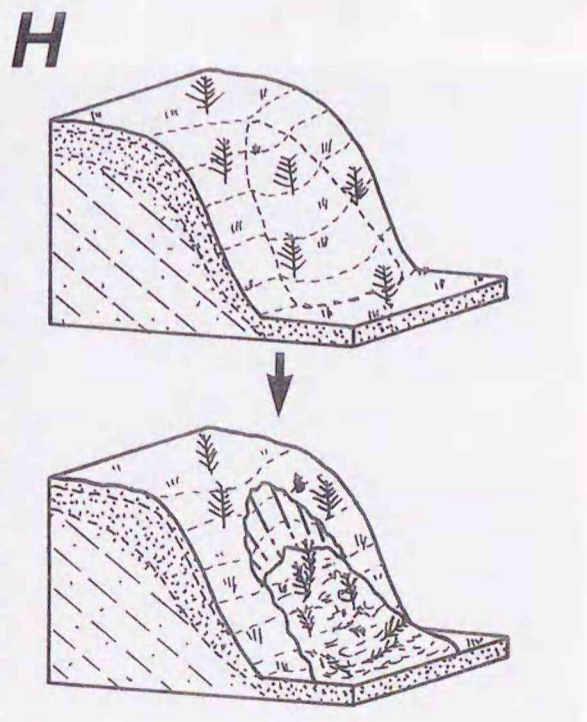
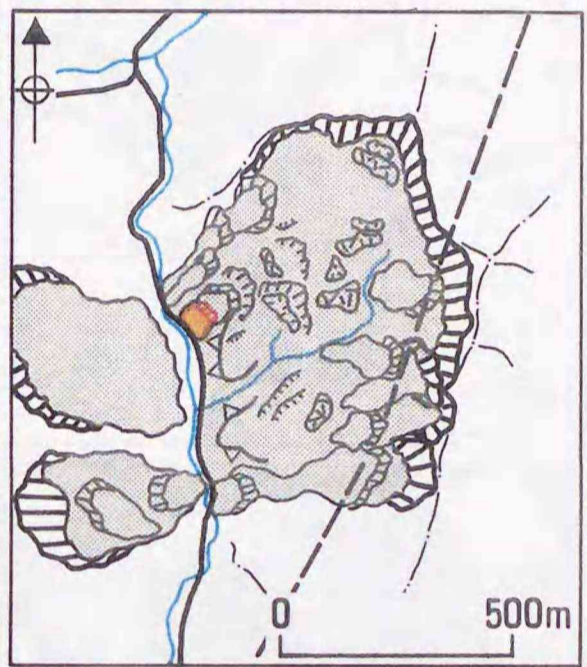
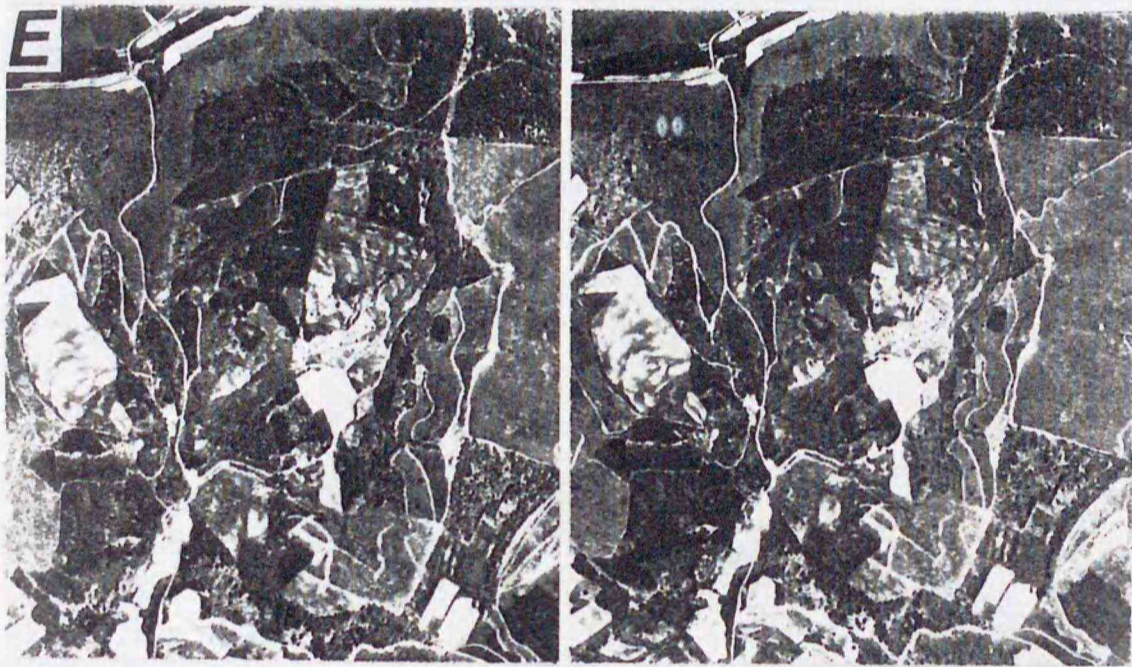
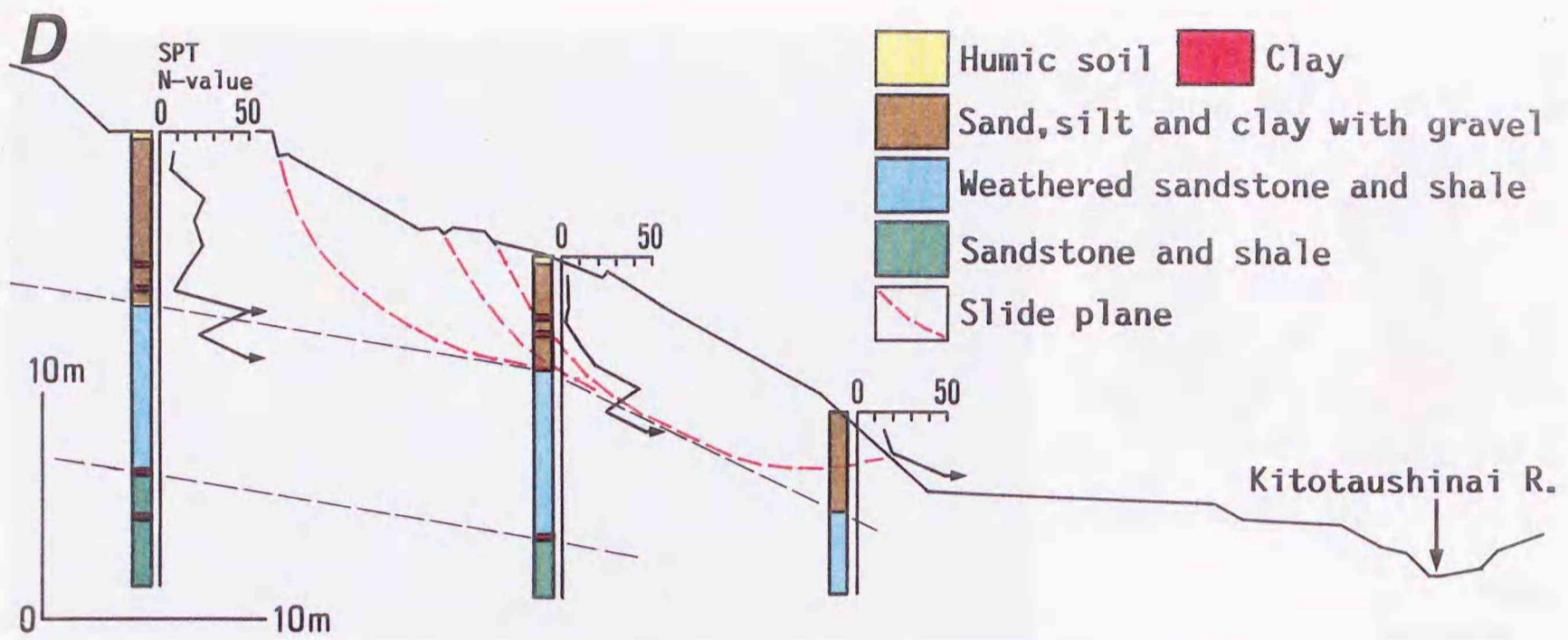


図5-13 人為的地形改変による災害事例(2). 図の説明は167ページ.

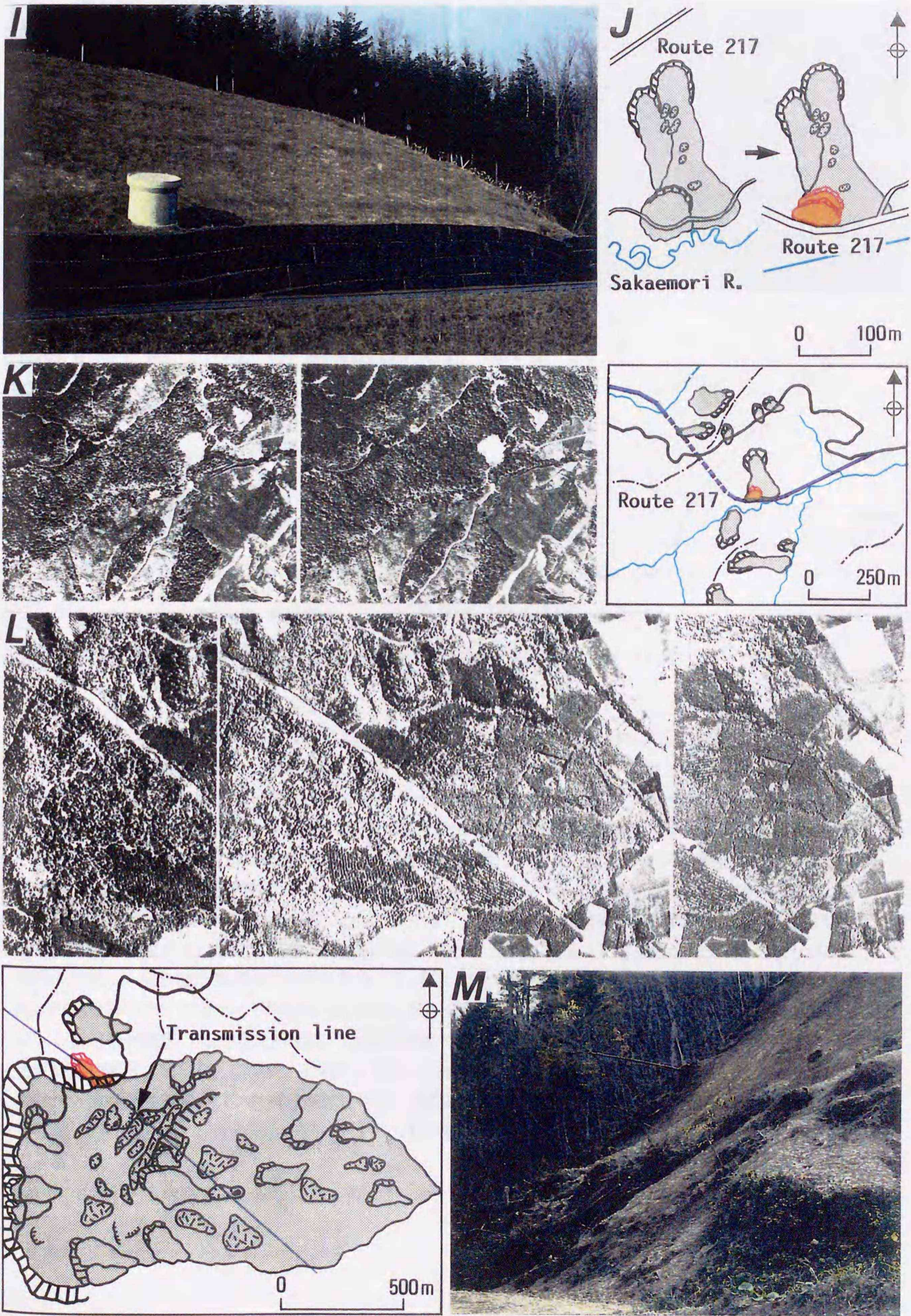
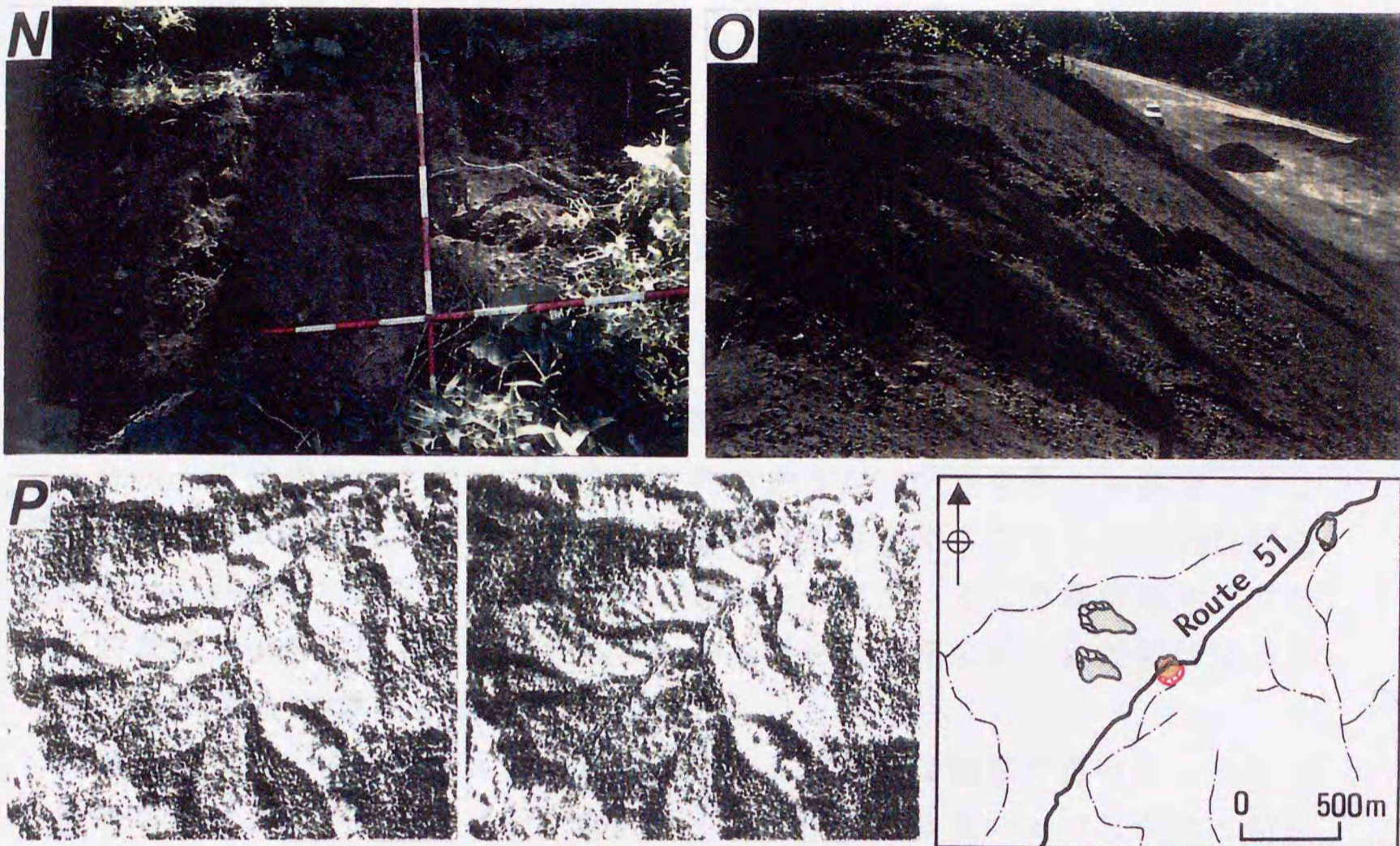


図5-13 人為的地形改変による災害事例(3)。図の説明は167ページ。



- |  |                              |  |                         |
|--|------------------------------|--|-------------------------|
|  | Recent main and minor scarps |  | Recent landslide debris |
|  | Old main and minor scarps    |  | Old landslide debris    |
|  | Hollow                       |  | Pond                    |
|  | Mound                        |  | Ridge                   |
|  | Knick line                   |  | Lineament               |

図5-13 人為的地形改変による災害事例。

A：網走市卯原内川上流域の空中対写真（H0-71-2X C1-16, 17）と微地形判読図。岩屑スランプ～フロータイプの滑動地塊のほとんどが再滑動したものである。B：卯原内ダム湛水域におけるランドスライド地形の分布，流れ盤斜面に多くのランドスライド地形が存在する。C：端野町豊美地すべりの全景。D：端野町豊美地すべりのボーリング柱状図と地下構造。E：端野町豊美地区の空中対写真（H0-71-2X C4-10, 11）と微地形判読図。豊美地すべりは，大規模な断層型岩盤スライドタイプの斜面末端に存在するスランプタイプの小規模な移動ブロックが再滑動したものである。F：北見市上仁頃地すべりの全景。G：北見市上仁頃地区の空中対写真（H0-71-2X C6-7, 8），矢印で示した斜面の表層が崩れ落ちるように滑動した。H：北見市上仁頃地すべりの発生模式図。明瞭なランドスライド地形を呈してはいなかったが，周囲の斜面から突き出た鼻形状凸型斜面をなしていた。I：美幌町活汲峠地すべり末端域での変状。J：美幌町活汲峠のランドスライド地形と再滑動域。K：美幌町活汲峠付近の空中対写真（H0-71-2X C10-16, 17）と微地形判読図。L：北見市開成，断層型岩盤スライド地形の空中対写真（H0-86-2X C11-20～22）と微地形判読図。M：北見市開成，分離崖で発生した新たな崩壊。N：津別町道道51号切土法面上部に形成された新たな滑落崖。O：津別町道道51号切土法面に発生した亀裂。P：道道51号地すべり地区の空中対写真（M577-90, 91）と微地形判読図。地すべりは岩盤スランプタイプの滑動地塊全体が再滑動したものである。

## 5. 5 発生事例からみたランドスライド地形の斜面安定性

前述の誘因毎に検証したランドスライド地形の斜面における再滑動の特徴は、表5-1のようにまとめられる。事例数が充分ではなく、定量的な評価には至っていないが、融雪期、集中豪雨時、地震時および人為的な地形改変時における最近の再滑動の事例から、次のようにランドスライド地形の斜面安定性を評価し、斜面防災上の留意点を指摘することができる。

融雪期の再滑動事例には発生箇所が山間部であったり、冬季に交通が途絶していたりして発生日時を特定できないものもあるが、気象条件から推定すると美岬地すべりや本岐地すべりでは融雪が進み、積雪が無くなってから10日間総雨量50mmの断続的な降雨と発生前日の20数mmの降雨が、そして桂町地すべりおよび栄森地すべりでは最大日雨量70数mmの降雨を含む発生前4日間総雨量110~135mmの降雨が再滑動の誘因と考えられる。

北海道東部、とくに第三紀の泥質岩からなる地域では融雪の進行とこのような降雨条件によって岩盤スランプやスライドタイプの斜面における破碎・粘土化の著しい滑動地塊表層~末端部の再滑動、岩屑スランプタイプの斜面におけるほぼ全体の再滑動、そして滑動地塊の再滑動に起因する後背斜面での新たな変動があり得る。第2章で述べたように、第三紀泥質岩から構成される山地斜面には大~小規模のランドスライド地形が集中している。これら全てをモニタリングの対象とすることはできないが、少なくとも詳細なランドスライド地形分布図を基に保全対象を考慮してモニタリング箇所・地域を設定し、融雪期における降雨観測、斜面変動観測や警報体制を確立しておくことが必要である。

集中豪雨に起因した再滑動事例には、最大日雨量100~136mmの降雨を含む4日間総雨量127~177mmの降雨に誘発されて岩屑~岩盤スランプ~スライドタイプの斜面の表層部や末端部が層厚数m~10mにわたってスランプ状に滑動したもの、10日間総雨量87mmの連続的な降雨に加え最大日雨量126mmを含む総雨量149mmの降雨によって急傾斜をなしていた小規模な岩屑スライドタイプの斜面がフローとなって再滑動したりあるいは大規模な岩盤スランプタイプの斜面の末端部が小規模に再滑動したものがある。

山岳地帯を除けば、暖候期の総雨量600~800mmである北海道東部において、100 mm/day（北見を例にすると25年確率日降水量に相当する）を越える集中豪雨や130~170mm/4 daysの降雨が、滑動地塊の再滑動を引き起こす可能性がある。このような降雨条件によって、比較的緩傾斜の斜面をなす岩屑~岩盤スランプの斜面では表層部や末端部がスランプ状に再滑動し、岩盤スライド斜面の

末端急傾斜部や岩屑スライドの斜面表層部は急激に崩落したりフローとなって大きく押し出すことがあり得ることを念頭に、防災体制を確立することが必要である。もちろん、降雨条件は地域によって大きく異なり、今後、地域性を考慮した斜面防災上の雨量強度の設定が必要である。

1993年釧路沖地震および1994年北海道東方沖地震によって自然の斜面や崖での地すべりや崩壊も数多く発生した。その範囲は1993年釧路沖地震では震央距離約90km圏（震源距離で約140km圏）、1994年北海道東方沖地震では震央距離約250km圏であり、ともに震度V～VIを記録した範囲と概ね一致する。ランドスライド地形の斜面でも同範囲内で変動が散発し、岩盤スランプやスライドの滑動地塊の表層～末端部があるいはほぼ全体が再滑動したり、岩盤が露出する滑落崖が新たに崩壊し、岩屑・岩塊が雪崩状に崩れ落ちた。また、ピリカウタ地すべり防止区域や苫多地すべり防止区域で見られたように滑動地塊末端の急斜面肩部や滑落崖沿いに亀裂が形成された。このような亀裂は、後の降雨や融雪などに起因して大きく滑動する素因となるものである。ランドスライド地形の斜面のみに限らないが、地震の影響が後の降雨によって、さらに積雪寒冷地域においては融雪の進行や地盤の凍結融解の繰り返しなどによって大きく現れることがあり得ることを踏まえ、地震後の斜面調査は定期的かつ長期間行う必要がある。その際、ランドスライド地形の斜面では、その滑落崖や滑動地塊末端の急斜面が対象となる。

人為的誘因による再滑動事例は、いずれも斜面脚部の切り取りに起因するものである。大規模岩盤スライドタイプの斜面の末端急斜面やそこに存在する小規模な二次的スランプの滑動地塊が再滑動したり、岩盤スランプの滑動地塊のほとんどが再滑動したり、あるいは比高の大きな滑落崖の表層部が新たに滑落したものがあつた。岩盤スランプ～スライドタイプでは滑動地塊全体が岩状態にあるのではなく、緩傾斜をなす斜面表層部や末端部の急斜面は岩屑状となつていたり、亀裂が著しく発達している状態にあることが多く、そのような部分が小規模に滑動し易い。さらに、しばしば波浪や河川によって斜面脚部が侵食され滑動地塊の奥行きが幅に比して小さいものが存在する。これらでは滑動地塊が運動を停止した時点と比較すると、現状では斜面安定性は低下しているものと評価し、対応する必要がある。

表5-1 最近の斜面災害とランドスライド地形.

Name	Date	Landslide Type	Landslide topography			Displaced zone	Trigger	Bedrock geology	Slope type				
			Length(m)	Width(m)	Depth(m)					Length(m)	Width(m)	Depth(m)	
<b>Landslide induced by Snow melt and Rainfall</b>													
Misaki Landslide	?Jan. 30, 1993	Debris slump	90	60-80	5-7	Rock slump	160	100-140	10-25	Surface	Earthquake?, Snow melt?, Rainfall?(31.5mm/2 days)	Miocene mudstone	Dip slope
	?Apr. 18, 1993										Snow melt.		
Katsuramachi Landslide	May 21, 1975	Debris slump	70	50	3-7	Debris slump	70	30-50		Main body	Rainfall(50mm/10 days+27mm/day)	Miocene mudstone	Dip slope
		Debris slide	100	150	5-8					Back slope	Snow melt.		
Sakaemori Landslide	?May 21, 1975	Debris slump	200	150-200	17	Debris slumps	70-200	65-100		Main body	Rainfall(111mm/4 days, Max. 76mm/day)	Miocene mudstone	Dip slope
											Snow melt.		
Honki Landslide	May 31, 1953	Debris slump	120	50-90		C-Rock slide	760	440-980		Foot	Rainfall(135mm/4 days, Max. 72mm/day)	Oligocene mudstone	Dip slope
		/Earthflow	300								Snow melt.		
											Rainfall(25mm/week+21mm/day)		
<b>Landslide induced by Heavy rain</b>													
Hiushinai Landslide	Spt. 13, 1992	Debris slump	150	80-130	5-10	Rock slump	150	130		Surface	Rainfall(177mm/4 days, Max. 136mm/day)	Miocene mudstone	Dip slope
Route 122 Landslide	Spt. 13, 1992	Debris slump	45	40-50	4-6	Debris slump	120	100		Foot	Rainfall(127mm/4 days, Max. 100mm/day)	Miocene mudstone	Opposit dip slope
Benkeiwa Landslide	Spt. 13, 1992	?				F-Rock slide	370	220-410		?	Rainfall(177mm/4 days, Max. 136mm/day)	Miocene mudstone	Dip slope
Kyowa Landslide	Spt. 13, 1992	Debris slide	10	15	3	C-Rock slide	200	270-340		Foot	Rainfall(174mm/4 days, Max. 133mm/day)	Miocene mudstone	Dip slope
Aidomari Landslide	Spt. 25, 1994	Earthflow	30	10	1-2	Debris slide	40	25		Main body	Rainfall(84mm/week+126mm/day)	Pleistocene hyaloclastite	Dip slope
Seseki Landslide	Spt. 25, 1994	Earthflow	25	8	1-2	Debris slide	40	25		Main body	Rainfall(84mm/week+126mm/day)	Pleistocene hyaloclastite	Dip slope
Kitahama Landslide	Spt. 25, 1994	Earthflow	20	5	1-2	Debris slide	30	20		Main body	Rainfall(84mm/week+126mm/day)	Pleistocene hyaloclastite	Dip slope
Konbuhamu Landslide	Spt. 25, 1994	Debris slump	15	50	3-5	Rock slumps	500-640	370-640		Foot	Rainfall(84mm/week+126mm/day)	Pleistocene hyaloclastite	Dip slope
<b>Landslide induced by Earthquake</b>													
Kyowa Landslide	Jan. 15, 1993	Rock slide	110	80-100	10	C-Rock slide	200	270-340		Foot	1993 Kushiro-oki Earthquake	Miocene mudstone	Dip slope
Choboshi Landslide	Oct. 4, 1994	Rock slide	110	220	15-20	F-Rock slide	100-120	200-250	15-20	Main body	1994 Hokkaido Toho-oki Earthquake	Cretaceous sandstone/mudstone	Dip slope
Mouraito Landslide	Oct. 4, 1994	Debris slide	50	40	5	F-Rock slide	50	50-70		Surface	1994 Hokkaido toho-oki Earthquake	Cretaceous sandstone/mudstone	Dip slope
Rausugawa Landslide	Oct. 4, 1994	Rock fall	80	70	5	Rock slump	200	100-150		Surface	1994 Hokkaido toho-oki Earthquake	Miocene tuff	Dip slope
Kumakoshinotaki Landslide	Oct. 4, 1994	Rock fall	10-20	50		Rock fall	50	50		Main scarp	1994 Hokkaido toho-oki Earthquake	Miocene tuff breccia	Dip slope
		/Debris slide			2					/Main body		/Pleistocene volcanic breccia	
Orappui Landslide	Oct. 4, 1994	Rock falls	100-400	15-50		Rock falls	150-400	25-50		Main scarp	1994 Hokkaido toho-oki Earthquake	Pleistocene hyaloclastite	Dip slope
		/Debris avalanches			2	/Debris avalanches						/Pleistocene lava	
Onnebetsu Landslide	?	Debris falls	50-100?	50-100?		Rock slumps	4,500	1,600		Foot	(Cracking by 1994 Earthquake)	Miocene mudstone/hyaloclastite	
		/Debris slumps/Earthflows									Snow melt, Rainfall		
<b>Landslide induced by Artificial factors</b>													
Ubaranai-Dam Landslide	?	Debris slump	250?	60-80?		Debris slump	250	60-80		Main body	Excavation of slope toe	Miocene mudstone	Strike slope
Toyomi Landslide	Jun 17, 1996	Debris slump	30	25-30	5	F-Rock slide	750	750		Foot	Excavation of slope toe	Miocene mudstone	Dip slope
Kaminikoro Landslide	? .1991	Debris slide	170	70	5	Nose-like slope	170	70		Main body	Excavation of slope toe	Jurassic green rocks	Opposit dip slope
Kakkumitoge Landslide	Oct. 25, 1989	Debris slump	15	40	5	Debris slump	250	100-140		Foot	Excavation of slope toe	Oligocene conglomerate	Dip slope
	May .1992	Debris slump	50	50	7					Foot	Excavation of slope toe, Snow melt		
Kaisei Landslide	Spt. .1991	Debris fall	100	60	2-4	F-Rock slide	1,700	850		Main scarp	Excavation of slope	Miocene mudstone	Dip slope
Route 51 Landslide	May .1979	Rock slump	80	100	10	Rock slump	100	80-100		Main body	Excavation of slope toe	Oligocene conglomerate	Dip slope

C-Rock slide: Cuesta type-Rock slide, F-Rock slide: Fault type-Rock slide

## 5. 6 本章のまとめ

ランドスライド地形は、その形成時の状態を保ったまま現在に至っているのではなく、その形成後も滑動地塊の風化や破砕による質の変化、滑動地塊内の地下水系の変化、当初のすべり面の強度変化、新たなすべり面の形成、地塊変動による後背斜面の応力状態の変化や侵食による滑動地塊内の応力状態の変化などランドスライド地形の内的条件の変化と気象条件や地震などこれを取り巻く外的要因との相互作用によって変化してきた。そのような地形変遷の場に我々の生活の場が存在すると、結果として災害が発生することになる。とくに、近年、我々の生活圏がより山地地域へと拡大するのに伴い急速な融雪、連続的な降雨、集中豪雨や地震といった自然的誘因、土地開発、道路の新設あるいは線形改良・拡幅やダム建設などの社会基盤整備事業に関連して行われた斜面脚部の開削といった人為的誘因、あるいはこれら自然的誘因と人為的誘因が複合して、それまで安定を保っていた古い滑動地塊が再滑動したり、滑落崖やその後背斜面が新たに変動したりして、人命に関わる重大な被害を生じたり、生活に大きな影響を与える事例が増加してきた。

北海道東部地域における融雪期や集中豪雨時の斜面災害事例を検証すると、融雪末期～直後では50mm/10 daysの降雨に続く20～30mm/dayの降雨や110～135mm/4 daysというややまとまった降雨、暖候期では100mm/dayを越える集中豪雨に起因して岩屑スランプ、岩盤スランプおよび岩盤スライドタイプの斜面で滑動地塊の表層～末端部あるいはほぼ全体が岩屑スランプ～フローとして再滑動している。

積雪量、地盤の凍結深度や融雪速度、融雪期や緩暖期の雨量強度などの気象条件は積雪寒冷地域である北海道内にあっても地域差が大きく、現段階での北海道東部地域における再滑動事例の解析からだけでは定量的な目安を得ることはできないが、少なくとも融雪末期の連続的な降雨量やある確立年を越える降雨量を基礎として、それぞれの地域に応じた斜面防災対策を策定することの必要性は強調できる。

最近、相次いで発生した1993年釧路沖地震、1993年北海道南西沖地震、1994年北海道東方沖地震や1995年兵庫県南部地震では予想をはるかに超える規模で、多様な災害が頻発した。これら地震による地盤災害としては低湿地・埋め立て地盤の液状化や盛土地盤の崩壊が頻発し、それらに加えて、地すべり学会北海道支部（1997）が取りまとめたように、自然の斜面や崖での地すべりや崩壊の発生も多発した。岩盤スランプや岩盤スライドタイプの地すべり斜面でも地震

時に岩盤状態の滑動地塊の一部～全体がスランプ、スライドあるいは雪崩状に再滑動したり、岩盤の露出する滑落崖が新たな変動の発生場となって岩盤崩壊や岩屑なだれが発生した。また、地震後、長時間経過してからの再滑動事例もあった。現在、先の地震による被害と発生したさまざまな現象を教訓として、これまでの地震対策の見直しと総合的な対策の策定が進められているが、豪雨時や融雪期のみならず地震時においても地すべりや崩壊の発生する場の条件の一つとしてランドスライド地形を重視し、そのような斜面では地震の影響が後の降雨、融雪や凍結・融解の繰り返しによって大きく現れることがあり得ることを想定する必要があることを強調する。

さらに、人為的誘因による滑動地塊の再滑動事例を検証すると、土木建設工事の計画段階で、その対象となる斜面や地域に存在するランドスライド地形を把握していなかったり、それを軽視した結果であると言わざるを得ない。このような事例の発生防止についても古くから指摘され、また、本論文でも繰り返し強調しているが、各種建設工事の計画・設計段階でその対象となるルートや地域におけるランドスライド地形の存在を把握し、特徴を明らかにしておくことが重要である。

斜面防災上、ランドスライド地形を認識することの重要性を強調してきたが、その際には単にランドスライド地形の輪郭、すなわち古い滑動地塊の広がりの方に目を向けるのではなく、斜面の滑動履歴、細かく分かれた移動ブロック、滑動地塊末端にしばしば存在する奥行き・幅が数10m規模の小規模な副次的移動ブロックなどを把握することが重要である。また、地すべりや崩壊が発生した場合には、当該斜面の背後に規模のより大きなランドスライド地形が存在することがあることを念頭に置き、当該斜面のみならず周囲の斜面を含めた調査結果を踏まえた対応をすることが求められる。

## 第6章 結論

近年，社会基盤の整備計画にあたっては，これまでの国土開発重視から安全確保，災害防止，環境保全などの重視へとその視点が移行してきている。そのような中，土木技術の発達，経済活動の拡大に伴い急速に進展してきた山間地域における開発整備の影響として地すべり，岩盤崩壊や土石流などによる悲惨な災害が相次いで発生しており，斜面災害の発生予測および被害の防止，軽減に関わる対策が急務となっている。

最近頻発している斜面災害の多くは，本論文でランドスライド地形と称する過去のマスムーブメントの跡地やその周縁斜面で発生しており，その地形的特徴が当該斜面で再発する変動のタイプや規模などに反映している。また，ランドスライド地形が数多く認められることは，これまで地すべりや崩壊が発生していなくても，そのような地域にはマスムーブメントの地質的・地形的素因，気象的誘因および力学的要因が潜在していることを示唆している。

したがって，ランドスライド地形の分布，規模，形態，変遷過程などの特徴およびこれらに影響を与える要因を解析することによって，発生地域の特徴，とくに斜面の安定性や今後発生し得るマスムーブメントのタイプ，規模などに関する予測情報が得られる。

これらのことから，本研究では北海道，とくに北海道東部地域のランドスライド地形に研究対象を絞り，次の諸項目を解明した上で，ランドスライド地形の特性を指標とした斜面安定性の評価および地すべり，崩壊の発生予測に関する基本指針を得ることを目的としている。

- 1) ランドスライド地形の地域的分布頻度と地質との関連性
- 2) ランドスライド地形の形態と斜面性状との関係
- 3) ランドスライド地形の形態と地質的素因との関係
- 4) ランドスライド地形の形態変遷と気象的誘因との関係

本論文は，上述の研究目的に応じて進めてきたランドスライド地形の空中写真判読による微地形解析および地表踏査による要因解析の結果をまとめたものである。以下に，本論文各章の要約と得られた結果を述べ，それらに基づいてランドスライド地形の形態変遷，斜面の安定性および斜面防災上の留意点について総括するとともに，今後発生し得る斜面変動の予測の可能性を示す。

## 6. 1 各章の要約と結果

本論文は第1章序論，第2章北海道のランドスライド地形，第3章ランドスライド地形の形態と変遷，第4章ランドスライド地形に与える地質の影響，第5章ランドスライド地形と斜面災害，そして第6章結論の6章からなる。第2章から第5章までの各章が，前述の項目1)～4)の解明に概ね対応する。

第1章では，まず，本研究の対象としたランドスライド地形の定義を明確にし，「ランドスライド地形は，狭義の地すべり現象のみならず崩壊現象などを含む斜面の変動現象によって形成され，変動域と不動域とを境する崖～急斜面（滑落崖）およびこれに対応する移動物質（滑動地塊）で構成される地形である」とした。次いで，ランドスライド地形に関する既往の研究を概観し，最近の斜面災害事例から研究の社会的ニーズを位置づけた上で，前述の研究目的を設定した。また，北海道の地すべり・崩壊を研究対象に取り上げた意義についても明らかにした。

第2章では，「北海道地すべり地形分布図」（山岸 編，1993；山岸・伊藤，1993a）および「北海道地すべり地形データベース」（山岸ほか，1997）を基礎として，ランドスライド地形の特徴を解析し，北海道におけるランドスライド地形の集中地域，その集中分布や規模を特徴づける地質環境を明らかにした。また，最近の斜面災害の多くがランドスライド地形の再滑動に起因し，これまでに指定された182箇所<sup>1</sup>の地すべり防止区域もその40%以上がランドスライド地形と密接であることから，防災対象斜面としてのランドスライド地形の重要性を指摘した。

第2章で得られた主な結果は，次のようにまとめられる。

- 1) 北海道の山地・丘陵地域には，巨大な崩壊地形を含む12,800箇所以上の“地すべり地形”が存在する。それらの分布頻度から13の集中地域が設定され，“地すべり地形”の約75%がその集中地域に存在する。
- 2) その集中分布を特徴づける地質は，キャップロック構造をなす第四紀更新世の陸上火山岩類，“グリーンタフ”，白亜紀～第三紀の泥岩砂岩互層や凝灰岩薄層を挟在する泥岩砂岩層，蛇紋岩体，そして塩基性火山岩に由来する低変成度の“緑色岩類”である。
- 3) 第四紀陸上火山岩地帯には大規模なランドスライド地形が多く，火山体の山容を著しく変貌させている巨大なものもある。白亜紀～第三紀泥岩砂岩地帯

には小規模なものが集中する傾向がある。

- 4)最近発生した斜面災害の多くが古い滑動地塊の全体あるいは一部の再滑動に起因しており、このことから、12,800箇所以上の“地すべり地形”のうち、住宅、道路や鉄道などに直接する約4,150箇所に、土石流災害の発生源となり得る位置に存在するものを含め、現状では約4,700箇所のランドスライド地形が防災対象の斜面となる。

第3章では、北海道東部地域に存在する約3,400箇所のランドスライド地形の空中写真判読による微地形解析および典型的なランドスライド地形の地表踏査によって、ランドスライド地形の形態およびその変化特性を明らかにした。

第3章で得られた主な結果は、次のようにまとめられる。

- 1)ランドスライド地形の基本形態は滑動地塊の物性、運動タイプおよびそれらを反映した地形的特徴に基づいて、地すべりタイプと崩壊タイプに区分できる。さらに、地すべりタイプは岩屑スランプ、岩盤スランプ、岩屑スライド、ケスタ型岩盤スライド、断層型岩盤スライドおよびアースフローの6型、崩壊タイプは岩屑崩壊、岩盤崩壊および岩屑なだれの3型に分類される。
- 2)ランドスライド地形の多くでは、その形成後に滑動地塊の一部あるいは全体が、同じあるいは異なったタイプの変動を繰り返したり、その後背斜面が新たに変動した履歴が認められる。その変動の様相（変動のタイプ、規模や発生箇所）は、ランドスライド地形の形態によって異なる。このことはランドスライド地形を形成した地塊の運動タイプ、滑動地塊の性状やその集積状態の違いが斜面の安定性に影響し、その斜面において今後発生し得る変動のタイプ、規模や発生場を特徴づけること示唆する。

第4章では、北海道東部地域を構成する代表的な地質域：ジュラ紀～白亜紀“緑色岩類”地域、第三紀泥岩砂岩地域、“グリーンタフ”地域、新第三紀鮮新世～第四紀水中火山岩地域、第四紀陸上火山岩地域および第四紀火砕流堆積物地域におけるランドスライド地形の分布、規模、形態、地塊の滑動方向などの特徴を解析し、地質構成岩の岩質・岩相（スレーキングの著しい泥質岩、凝灰岩薄層の挟在、硬軟岩互層など）、流れ盤構造、地質断層、活断層、キャップロック構造、成層火山体や溶岩ドームなどの条件が関連し合って、ランドスライド地形の諸特性に影響を与えることを明らかにした。

とくに、地質的要因とランドスライド地形の形態との関連では、次のような特徴が明らかとなった。

- 1)スレーキングが著しいとか、細かな節理の発達によって岩屑層を形成し易い

といった地質構成岩の岩質と流れ盤構造が、緩斜面での岩屑スランプやアースフロータイプの、そして急斜面での岩屑スライドや岩屑崩壊タイプの変動と密接である。

- 2) 流れ盤構造とすべり面となり易い凝灰岩薄層や軟質シルト岩薄層の挟在がケスタ型岩盤スライドの素因である。これに加えて、発生域を通るような断層や褶曲構造が存在すると、断層型岩盤スライドタイプの変動が発生し易い。
- 3) キャップロック構造をなす火山岩、硬軟岩互層や細粒岩粗粒岩互層からなる急斜面が岩盤スランプや岩盤崩壊タイプの変動の発生場となり易い。
- 4) 厚い溶岩と固結度の低い火山碎屑岩や未固結火山碎屑物とが累重する成層火山体が大規模な岩盤崩壊や岩屑なだれの発生場となり易く、とくに、活断層や火山活動に関わりのあるランドスライドは破壊的であり、火山体の山容を変貌させる規模を有する。

第5章では、ランドスライド地形における融雪、連続的降雨、集中豪雨、地震および人為的な地形改変に起因した最近の災害事例を解析し、ランドスライド地形の形態変化の発生条件と特徴（場、変動タイプ、規模）を明らかにした。また、ランドスライド地形の形態と誘因によって、その斜面における防災上の留意点が異なることを指摘した。

第5章で得られた主な結果は、次のようにまとめられる。

- 1) 融雪末期～直後では連続的降雨（50mm/10 days）に続く20～30mm/dayの降雨や110～135 mm/4 daysというまとまった降雨が、そして暖候期（5～10月）では100 mm/day以上の集中豪雨が岩屑スランプ、岩盤スランプおよび岩盤スライドタイプの斜面での表層～末端部あるいは全体のスランプ～フロータイプの再滑動を誘発する。もちろん、気象条件は地域によって大きく異なる。したがって、融雪末期の降雨量やある確率年を越える降雨量を基礎として、地域性を考慮した再滑動の誘発条件を見出すことが必要である。
- 2) 地震時には震度VI～Vの揺れが岩盤スランプやスライドタイプの斜面の再滑動を誘発し、岩盤の露出する滑落崖も崩壊や岩屑なだれタイプの新たな変動の発生場となる。
- 3) 人為的な斜面脚部の開削時には小規模なランドスライド地形ではその斜面全体が、大規模なものではその末端域に存在する小規模な移動ブロックや大比高の滑落崖が岩屑～岩盤スランプや岩屑崩壊として変動する。加えて、波浪や河川による滑動地塊脚部の侵食がランドスライド地形の斜面安定に大きく影響する。

## 6. 2 ランドスライド地形の変遷と斜面防災

各章で得られた研究結果から、ランドスライド地形の形態変遷、斜面の安定性および斜面防災上の留意点を総括するとともに、今後発生し得る斜面変動予測の可能性を示す(図6-1)。図6-1は空中写真判読によって識別されるランドスライド地形の基本形態、地形に残された地塊の変動履歴や最近の再動型マスマーブメントから復元したランドスライド地形の変遷、その地質的・地形的素因と誘因、そしてそれらに基づく斜面防災上の留意箇所を示している。

第3章で詳述したように、ランドスライド地形の基本形態は、地すべりタイプと崩壊タイプとに大別される。さらに、地すべりタイプは岩盤スランプ、ケスタ型岩盤スライド、断層型岩盤スライド、岩屑スランプ、岩屑スライドおよびアースフローの6型に、崩壊タイプは岩盤崩壊、岩屑崩壊および岩屑なだれの3型に分類される。この形態区分は“地すべり地形”と称して、これまで一括してあるいは混同して取り扱ってきた多様な斜面変動による地形を、滑動地塊の物性、地塊の運動タイプおよびそれらを反映した地形的特徴を基準として明確にしたものである。

第2章および第4章で明らかにしたように、これらの形成には地質構成岩の岩質・岩相、地質構造および原斜面の地形条件が素因として大きく影響し、また、その形態を特徴づけている。

形成されたランドスライド地形は不変なものではなく、その形成後も滑動地塊の風化や破碎による質の変化、滑動地塊内での地下水系の変化、当初のすべり面の強度変化、新たなすべり面の形成、滑動地塊内や後背斜面の応力状態の変化などランドスライド地形の内的条件の変化と、滑動地塊の集積する場の地形条件、気象条件、地震、火山活動や斜面侵食といったそれを取り巻く外的要因との相互作用の反復によって変化してきた。

地形に刻まれた滑動史から、例えば、岩盤スランプタイプではその後背斜面が新たに変動したり、滑動地塊の表層部や末端部が繰り返しスランプ状に滑動して次第に変動域を拡大するとともに、岩屑スランプ～フロータイプへと変遷する。ケスタ型および断層型岩盤スライドタイプでは滑動地塊末端の急斜面がスランプ状に滑動したり、崩壊する場合が多く、滑動地塊脚部が河川や波浪によって侵食され、その後背部が大きく再滑動することもある。岩屑スランプタイプの多くでは、滑動地塊が小規模な滑動ブロックに分かれてスランプ～フロータイプの変動を繰り返す履歴が認められる。岩盤崩壊タイプでは急傾斜、大比高の滑落崖や後背斜面が新たに変動したり、ランドスライドダムを形成する

ように谷部に集積した地塊が沢沿いに流下する履歴が認められる。最終的に滑動地塊が反復変動によって原斜面から離れると、その斜面には抜け跡の地形、例えば、岩盤スランプや岩屑スランプタイプでは縦断的にも横断的にも凹状をなす凹状谷型斜面が、また、ケスタ型岩盤スライドタイプなどでは縦・横断的に直線状をなす流れ盤斜面が形成される。

このようなランドスライド地形の形態変遷は、現在、安定を保っていると思われがちな滑動地塊にあっても、その内部条件は刻々変化しており、今後、それぞれのランドスライド地形の特徴を反映した変動が発生し得ることを示唆する。事実、第5章で詳述したように、これまで安定を保っていた滑動地塊が融雪期の連続的降雨、集中豪雨、地震、斜面脚部の波浪・河川侵食や人為的な開削に起因して再び変動し、被災した事例も多い。このことから、ランドスライド地形は防災対象の斜面として位置づけられ、第2章で明らかにしたように、北海道では住宅地や道路などに直接あるいは近接する約4,700箇所以上のランドスライド地形がこれに該当する。しかし、必ずしもそのような斜面の全体が一様に変動するのではなく、図6-1に示した形態変遷にも現れているように、滑動地塊表層～末端の一部が小規模に変動することが多かったり、複数の小さな移動ブロックに分かれて断続的に滑動したり、むしろ不動域である滑落崖やその後背斜面が新たに変動することもある。すなわち、ランドスライド地形の形態や後の変遷過程によってその斜面の安定性や発生し得る変動の様相（運動タイプ、規模、場など）は異なり、斜面防災上の留意点も異なる。

したがって、本研究で明らかにしたランドスライド地形の形態変遷は、ランドスライド地形形成後の変化法則を示すものであるとともに、そのような斜面の安定性を評価する上での基礎的な指針となるものと考えられる。もちろん、現在の斜面安定性や今後の地形変化、すなわち斜面変動の特性は発生誘因となる降雨、降雪、融雪、凍結・融解といった気象条件をはじめ、地震活動や火山活動など地域のおかれている環境によっても大きく異なる。図6-1におけるランドスライド地形の形態変遷の要因として、気象条件の異なる地域毎に、最近発生した地すべり・崩壊の誘因を外挿することによって地域特性を考慮した斜面変動の予測情報が得られる（図6-2、図6-3）。合わせて、図6-4に示すような形態変遷の情報を含むランドスライド地形情報を提示することによって、それぞれの地域における斜面防災対策の基礎資料として高度に活用できる。

土木技術の高度化、社会基盤整備に対する経済的投資の増加とともに我々を取り巻く地質・地形環境が軽視されがちな昨今、ランドスライド地形と共存し、斜面災害を防止する上で、この移り変わりいくランドスライド地形を含めた地質・地形情報の重要性を強調する。

第6章

Morphologic Change of Landslide Topography	Cause		Disaster portion
	Geology, Landform	Trigger	
<p>Foot Surface Main body Debris Slump Earthflow</p>	Alternating beds of shale and mudstone Mudstone interbedded with tuff Tuff interbedded with mudstone/sandstone Dip slope Fault, Fold Caprock structure	Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Earthquake Excavation of slope toe	Foot Surface Main body Main scarp Crown crack
<p>Fluvial erosion Wave erosion Straight slope</p>	Alternating beds of shale and mudstone Mudstone interbedded with tuff/soft rock Tuff interbedded with mudstone/sandstone Dip slope	Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Earthquake Fluvial erosion Wave erosion Excavation of slope toe	Foot Surface  Main body
<p>Wave erosion Fluvial erosion Foot Surface Debris Slump</p>	Alternating beds of shale and mudstone Mudstone interbedded with tuff/soft rock Dip slope Caprock structure Fault Fold	Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Earthquake Wave erosion Excavation of slope toe	Foot Surface Main scarp  Main body
<p>Biconcave slope</p>	Weathered residual soil Talus Dip slope Catchment slope	Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Excavation of slope toe	Foot Surface Main body Back slope
<p>Debris Slide</p>	Weathered residual soil Talus Pyroclastics Nose-like slope Dip slope	Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Excavation of slope toe	Main body Nose-like steep slope
	Weathered residual soil Talus Catchment slope Dip slope	Heavy rain Rapid snow melt Snow melt/Rainfall	Source area Back slope Toe area
<p>Surface Main body Debris Slump</p>	Subaerial lava Welded tuff Hyaloclastite Caprock structure Overhang Cliff Steep slope	Earthquake Heavy rain Rapid snow melt Snow melt/Rainfall	Source area Back slope Crown crack Main body
<p>Back slope Debris Slump</p>	Weathered residual soil Pyroclastics Steep slope	Heavy rain Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Earthquake	Source area Back slope Main body
<p>Giant Collapse - Debris Avalanche Source area</p>	Hyaloclastite Welded tuff Cliff-Steep slope  Lava dome Stratovolcano Active fault	Earthquake Heavy rain  Earthquake Volcanic activity	Source area Back slope Crown crack

Bed rock    Debris/Engineering soil    Volcanic rock    Fault  

 Landslide mass    Reactivated landslide mass

図6-1 ランドスライド地形の形態変遷と斜面防災.


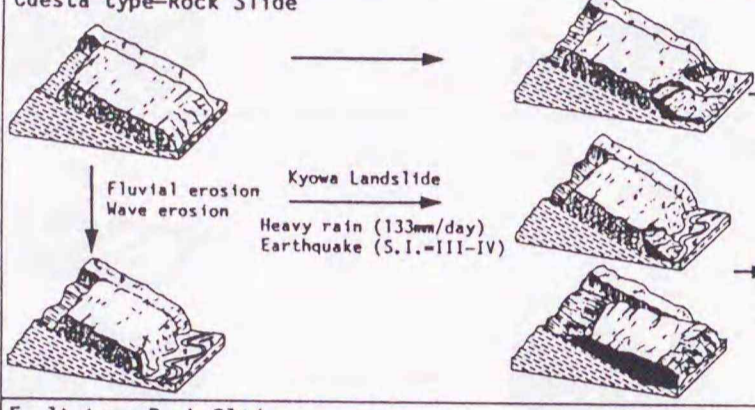


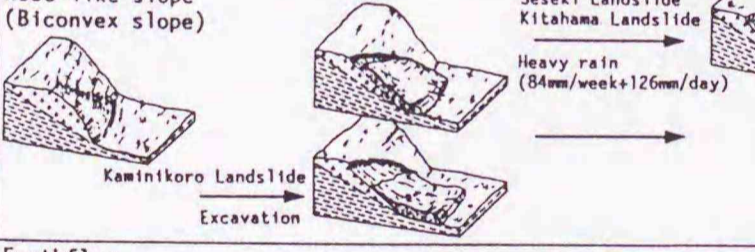
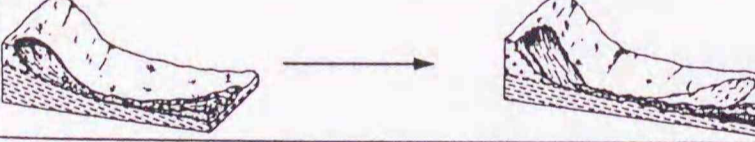
Landslide Topography, Morphologic Change, Recent Landslide ("Jishuberi" type)		Cause		Disaster portion
		Geology, Geomorphology	Trigger	
<p><b>Rock Slump</b></p>  <p>Misaki Landslide Hiushinao Landslide Rausugawa Landslide Route 51 Landslide</p> <p>Rainfall + Snow melt (50mm/10 days+27mm/day) Heavy rain (130-140mm/day) Earthquake (S.I.-V) Excavation of slope toe</p> <p>→ Debris Slump</p>		<p>Alternating beds of shale and mudstone Mudstone interbedded with tuff Tuff interbedded with mudstone/sandstone Dip slope Fault Fold Caprock structure</p>	<p>Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Earthquake Excavation of slope toe</p>	<p>Foot Surface Main body Main scarp Crown crack</p>
<p><b>Cuesta type-Rock Slide</b></p>  <p>Kyowa Landslide</p> <p>Fluvial erosion Wave erosion</p> <p>Heavy rain (133mm/day) Earthquake (S.I.-III-IV)</p> <p>Straight slope</p>		<p>Alternating beds of shale and mudstone Mudstone interbedded with tuff Tuff interbedded with mudstone/sandstone Dip slope</p>	<p>Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Earthquake Fluvial erosion Wave erosion Excavation of slope toe</p>	<p>Foot Surface</p> <p>Main body</p>
<p><b>Fault type-Rock Slide</b></p>  <p>Honki Landslide</p> <p>Wave erosion Fluvial erosion</p> <p>Rainfall + Snow melt (25mm/week+21mm/day)</p> <p>Choboshi Landslide Mouraito Landslide</p> <p>Earthquake (S.I.-V-VI)</p> <p>Foot Debris Slump Toyomi Landslide</p> <p>Excavation Main scarp Debris Fall Kaisei Landslide</p>		<p>Alternating beds of shale and mudstone Mudstone interbedded with tuff Dip slope Caprock structure Fault Fold</p>	<p>Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Earthquake Wave erosion Fluvial erosion Excavation of slope toe</p>	<p>Foot Surface Main scarp</p> <p>Main body</p>
<p><b>Debris Slump</b></p>  <p>Katsuramachi Landslide Sakaemori Landslide Route 122 Landslide Kakkumitoge Landslide</p> <p>Rainfall + Snow melt (70mm/day) (110-135mm/4 days) Heavy rain (100mm/day) Excavation of slope toe</p> <p>Biconcave slope</p>		<p>Weathered residual soil Talus Dip slope Catchment slope</p>	<p>Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Excavation of slope toe</p>	<p>Foot Surface Main body Back slope</p>
<p><b>Nose-like slope (Biconvex slope)</b></p>  <p>Kawinikoro Landslide</p> <p>Excavation</p> <p>Debris Slide</p> <p>Aidomari Landslide Seseki Landslide Kitahama Landslide</p> <p>Heavy rain (84mm/week+126mm/day)</p>		<p>Weathered residual soil Talus Pyroclastics Steep slope Nose-like slope Dip slope</p>	<p>Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Heavy rain Excavation of slope toe</p>	<p>Main body Nose-like steep slope</p>
<p><b>Earthflow</b></p> 		<p>Weathered residual soil Talus Catchment slope Dip slope</p>	<p>Heavy rain Rapid snow melt Snow melt/Rainfall</p>	<p>Source area Back slope Toe area</p>

図6-2 地すべりタイプのランドスライド地形に対する斜面防災指針.

図6-1において、気象条件の異なる地域毎に、形態変遷の要因として最近発生した斜面変動の誘因を外挿すると、地域特性をふまえた斜面変動の予測情報が得られる。本図では、少雨・少雪地域である北海道東部地域における最近の斜面変動の誘因を外挿している。

Landslide Topography ("Hokai" type), Morphologic Change, Recent Landslide	Cause		Disaster portion
	Geology, Geomorphology	Trigger	
<p><b>Rock Fall</b></p>	<p>Subaerial lava Welded tuff Hyaloclastite Caprock structure Overhang Sea cliff</p>	<p>Earthquake Heavy rain Rapid snow melt Snow melt/Rainfall</p>	<p>Source area Back slope Crown crack Main body</p>
<p><b>Debris Fall</b></p>	<p>Weathered residual soil Pyroclastics Steep slope</p>	<p>Heavy rain Rapid snow melt Snow melt/Rainfall Earthquake</p>	<p>Source area Back slope Main body</p>
<p><b>Debris Avalanche</b></p>	<p>Subaerial lava Welded tuff Hyaloclastite Overhang-Steep slope Sea cliff-Steep slope</p>	<p>Earthquake Heavy rain</p>	<p>Source area Back slope Crown crack</p>
<p><b>Giant Collapse-Debris Avalanche</b></p>	<p>Lava dome Stratovolcano Active fault</p>	<p>Earthquake Volcanic activity</p>	<p>Source area Back slope Crown crack</p>

図6-3 崩壊タイプのランドスライド地形に対する斜面防災指針。

図6-1において、気象条件の異なる地域毎に、形態変遷の要因として最近発生した斜面変動の誘因を外挿すると、地域特性をふまえた斜面変動の予測情報が得られる。本図では、1994年北海道東方沖地震時に発生した斜面変動の誘因（震度）を外挿している。

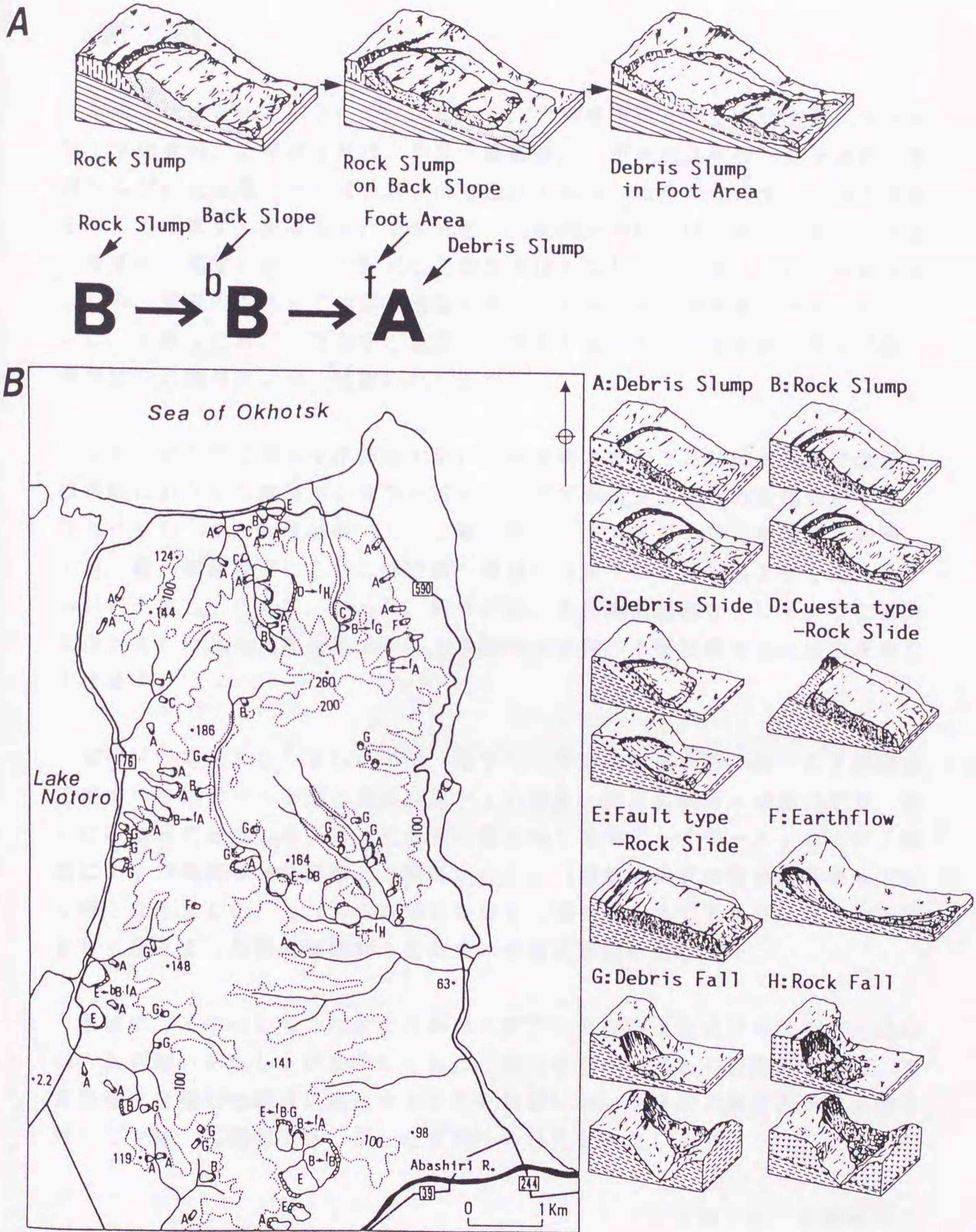


図6-4 広域的なランドスライド地形情報。

A: 岩盤スランプタイプ地形の変遷過程とその表現方法。B: ランドスライド地形分布図の例。形態や変遷過程を示すことによって、位置、規模や地塊の滑動方向のみならず、その地形を形成した地塊の運動タイプや履歴、滑動地塊の性状に関する情報が提供できる。

## 謝 辞

本論文をまとめるにあたり、はじめに、ご指導を頂きました北海道大学大学院工学研究科、土岐祥介教授、中島 巖教授、三田地利之教授、金子勝比古教授ならびに北海道立地下資源調査所資源地質部長、山岸宏光博士に心から感謝を申し上げます。土岐先生、中島先生、三田地先生ならびに金子先生には本論文着手から完成に至るまで懇切なご助言を頂きました。山岸先生には本論文をはじめ、筆者のこれまでの研究活動に対しても多くのご援助を頂きました。さらに、本論文に対して有益なご意見、ご助言を頂きました北海道大学大学院工学研究科の諸先生に深く感謝いたします。

北見工業大学工学部土木開発工学科、鈴木輝之教授ならびに大島俊之教授には多岐にわたりご指導、ご援助を頂き、加えて本論文をまとめる機会を与えて頂きました。また、厚谷郁夫北見工業大学長、北見工業大学工学部土木開発工学科、森 訓保教授ならびに鮎田耕一教授には多くの激励を頂きました。心からお礼を申し上げます。さらに、野外調査、各種室内試験などに多大なご協力を頂きました北見工業大学工学部土木開発工学科、平田広昭技官に感謝を申し上げます。

本研究の端緒となりましたのは、地すべり学会北海道支部における「北海道の地すべり地形—分布図とその解説—」の編集・出版に関わる活動であり、さらに、本研究を進める上で「北海道の地すべり地形データベース」および「地震による斜面災害—北海道三大地震から—」の編集・出版に関わる活動も大きな糧となりました。これらの活動に参画する機会を与えて下さり、有益な議論をして頂きました同支部研究小委員会の皆様に感謝いたします。

最後に、不幸にしてこれまでの斜面災害で大きな痛手を受けられた方々に心からお見舞いを申し上げますとともに、微力ながら今後とも斜面災害防止、被害軽減を目指した研究に邁進することをお誓いし、今日まで筆者の研究活動に対しご支持、ご援助下さいました皆様へのお礼といたします。

1998年1月 伊藤陽司

## 参考文献

- 1)阿部千春・富沢 正・宮塚義人(1992):縄文時代前期(およそ 5,500年前)の地すべり. 地すべり学会北海道支部研究発表論文集, pp.31-33.
- 2)阿部真漏・森屋 洋・盛合禧夫(1993):東北地方グリーンタフ地域における第四紀火山活動と旧期地すべり. 地すべり, Vol.30, No.1, pp.11-18.
- 3)芥川真知・金子幸子(1965):空中写真による地すべり地形の判読. 土木研究所報告, No.127, pp.1-32.
- 4)雨宮和夫(1997):地震と斜面変動の地域的な特徴, 北海道南西沖地震. 地すべり学会北海道支部編, 地震による斜面変動-1993~1994年北海道三大地震から-. 北海道大学図書刊行会, pp.26-34.
- 5)安藤 武・黒田和男・岡 重文(1963):愛媛県上浮穴地方の地すべり調査. 地質調査所月報, Vol.14, No.8, pp.1-14.
- 6)Bates,R.L. and Jackson,J.A., Editors(1980):Glossary of Geology, Second Edition.
- 7)Bhandari,R.K.(1994):Watawala Earthslide in Sri Lanka. Landslide News, No.8, pp.28-31.
- 8)Cruden,D.M. and Varnes,D.J.(1996):Landslide types and processes. Landslides: Investigation and Mitigation (Turner,A.K. and Schuster,R.L., eds.), T.R.B., Spec. Rep., No.247, pp.36-75.
- 9)土居繁雄・酒匂純俊・松井公平・金 詰祐(1970):5万分の1地質図幅「羅臼・知円別」および同説明書. 北海道開発庁, 34p.
- 10)江川良武(1982):地すべり地形について. 国土地理院時報, No.56, pp.48-55.
- 11)藤原明敏(1980):実例による地すべり調査の解説. 地すべり技術, Vol.6, No.2, pp.32-39.
- 12)古谷尊彦(1981):地すべり地形-特に単位地形の取り方について-. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, pp.165-169.
- 13)後藤芳彦・合地信生(1991):北海道知床半島における海底火山体の復元. 火山, Vol.36, No.1, pp.37-50.
- 14)秦 光男・垣見俊弘・佐藤博之・松井 寛 編集(1974):20万分の1地質図「留萌」. 地質調査所.
- 15)秦 光男・上村不二雄・広島俊男 編集(1984):20万分の1地質図「函館」. 地質調査所.
- 16)羽田野誠一・岡部文武・渡辺征子・古川俊太郎(1974):北松地域において過去に形成された大規模地すべり地形の一覧表. 防災科学技術総会研究報告, No.22, pp.7-23.
- 17)檜垣大助・丸山清輝・吉田克美・吉松弘行(1991):地すべり地における間隙水圧変動の観測. 地すべり, Vol.28, No.3, pp.9-16.
- 18)Hokkaido Branch of Japan Landslide Society(1985):Landslide in Hokkaido. Civ. Eng. Assoc. Hokkaido, 36p.
- 19)北海道大学理学部地質学鉱物学教室(1954):昭和28年5月31日北見国津別町本岐の地すべり. 北海道地質要報, No.25, pp.23-28.

- 20) 本間不二男 (1929) : 山崩れ及び地這りの特性とその重要性. 地球, Vol.14, No.4, pp. 40-47.
- 21) 星野 寔・吉田 保・石巻重良 (1972) : 豊浜地すべりについて. 土木試験所報告, No. 59, pp.1-45.
- 22) 星野 寔 (1974) : 北海道における地すべりの地質特性と形態. 土木試験所報告, No. 61, pp.107-113.
- 23) 石田正夫・平山 健・黒田和男・馬場猛夫 (1968) : 5万分の1地質図幅「端野」および同説明書. 北海道開発庁, 49p.
- 24) 石田正夫・佐藤博之 (1970) : 地域地質研究報告5万分の1地質図幅「美幌」. 地質調査所, 34p.
- 25) 石田正夫・沢村孝之助 (1968) : 地域地質研究報告5万分の1地質図幅「北見地域の地質」. 地質調査所, 36p.
- 26) 石田正夫・曾屋龍典 編集 (1980) : 20万分の1地質図「札幌」. 地質調査所.
- 27) 石田正夫・三村弘二 編集 (1991) : 20万分の1地質図「岩内」. 地質調査所.
- 28) 伊藤陽司 (1992a) : 北海道美幌町活汲峠地すべり地での地すべり崩土. 土質工学会北海道支部技術報告集, No.32, pp.175-180.
- 29) 伊藤陽司 (1992b) : 北海道の地すべり地形—分布・形態・変遷—. 地すべり地形に関する諸問題シンポジウム論文集, pp.9-18.
- 30) 伊藤陽司 (1993a) : 北海道, 網走・北見・津別地域の地すべり (第1報)—北見地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり. 北見工業大学研究報告, Vol.25, No.1, pp.81-93.
- 31) 伊藤陽司 (1993b) : 北海道, 網走・北見・津別地域の地すべり (第2報)—美幌地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり. 北見工業大学研究報告, Vol.25, No.1, pp.95-106.
- 32) 伊藤陽司 (1993c) : 北海道, 網走・北見・津別地域の地すべり (第3報)—端野地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり. 北見工業大学研究報告, Vol.25, No.1, pp.108-117.
- 33) 伊藤陽司 (1994a) : 北海道, 網走・北見・津別地域の地すべり (第4報)—網走・女満別地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり. 北見工業大学研究報告, Vol.25, No.2, pp.265-278.
- 34) 伊藤陽司 (1994b) : 北海道, 網走・北見・津別地域の地すべり (第5報)—津別地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり. 北見工業大学研究報告, Vol.25, No.2, pp.279-292.
- 35) 伊藤陽司 (1994c) : 北海道, 網走・北見・津別地域の地すべり (第6報)—上里地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり. 北見工業大学研究報告, Vol.25, No.2, pp.293-304.
- 36) 伊藤陽司 (1994d) : 北海道東部, 知床半島における大規模地すべり・崩壊地形の特徴. 北見工業大学研究報告, Vol.26, No.1, pp.15-28.
- 37) 伊藤陽司 (1995a) : 北海道東部, 網走・北見・津別地域における地すべり地形の特徴と最近の地すべり災害. 地すべり, Vol.32, No.2, pp.32-40.
- 38) 伊藤陽司 (1995b) : 1994年北海道東方沖地震に伴う地すべり・崩壊. 兵庫県南部地震

- 等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書，地すべり学会，pp.191-202.
- 39)伊藤陽司(1996a)：1994年北海道東方沖地震によるランドスライドー知床半島における事例ー。北見工業大学研究報告，Vol.27，No.2，pp.43-52.
- 40)伊藤陽司(1996b)：1994年北海道東方沖地震による地すべり・崩壊の特徴。地盤工学会北海道支部技術報告集，No.36，pp.1-6.
- 41)伊藤陽司(1996c)：北海道東部，知床半島におけるランドスライド地形の特徴と最近の斜面災害。地すべり，Vol.33，No.3，pp.32-41.
- 42)伊藤陽司・山岸宏光(1996)：北海道東部，知床半島における新たな活断層の発見。地球科学，Vol.50，No.1，pp.43-53.
- 43)Ito, Y. (1997) : Relationship of the landslide to faulting in the Shiretoko Peninsula, East Hokkaido, Japan. Jour. Japan Landslide Society, Vol.33, No.4, pp.1-7.
- 44)伊藤陽司(1997)：地震と斜面変動の地域的な特徴，北海道東方沖地震。地すべり学会北海道支部編，地震による斜面災害ー1993～1994年北海道三大地震から，北海道大学図書刊行会，pp.35-49.
- 45)伊藤芳朗・南雲政博(1992)：地すべり地の斜面傾動に伴う土地電位の挙動。地すべり，Vol.29，No.3，pp.27-34.
- 46)Jennings, D.N., Webby, M.G. and Parkin, D.T. (1993) : Tunawaea Landslide Dam, King Country, New Zealand. Landslide News, No.7, pp.25-27.
- 47)地すべり学会北海道支部(1978)：桂町，栄森，生田原地すべり概況第1回現地検討会資料，24p.
- 48)地すべり学会北海道支部(1980)：北海道の地すべり分布図。北海道治山協会，346p.
- 49)地すべり学会澄川地すべり緊急調査団(1997)：1997年5月10日秋田県澄川地すべり・土石流災害速報。地すべり，Vol.34，No.1.
- 50)神保小虎(1901)：山梨，静岡，石川三県下の地割れと山崩れ。地質学雑誌，Vol.8，No.93，pp.257-273.
- 51)神保小虎(1902a)：本邦の山崩れ，地割れ及び押し出しの調査事項及び実例の目録。地質学雑誌，Vol.9，No.109，pp.84-88.
- 52)神保小虎(1902b)：羽前国大石田地方の山崩れ。地質学雑誌，Vol.9，No.109，pp.355-361.
- 53)加藤 誠・勝井義雄・北川芳男・松井 愈 編集(1990)：日本の地質1，北海道地方。共立出版株式会社，337p.
- 54)勝井義雄・横山 泉・岡田 弘・高木 博(1982)：北海道における火山に関する研究報告書第8編「知床硫黄山」，火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策。北海道防災会議，98p.
- 55)勝井義雄・五十嵐八枝子・合地信生・Kevin Johson・池田稔彦・大瀬 昇(1985)：知床半島遠音別岳原生自然環境保全地域および周縁の地質。遠音別岳原生自然環境保全地域調査報告書，環境庁自然保護局，pp.37-63.
- 56)川上 純・服部弘通・中尾健児(1993)：AEによる地すべり活動のモニタリング手法に関する一考察。地すべり，Vol.30，No.2，pp.17-24.
- 57)Kawamura, M., Yamagishi, H., Ito, Y. and Takahashi, N. (1991) : Distribution of

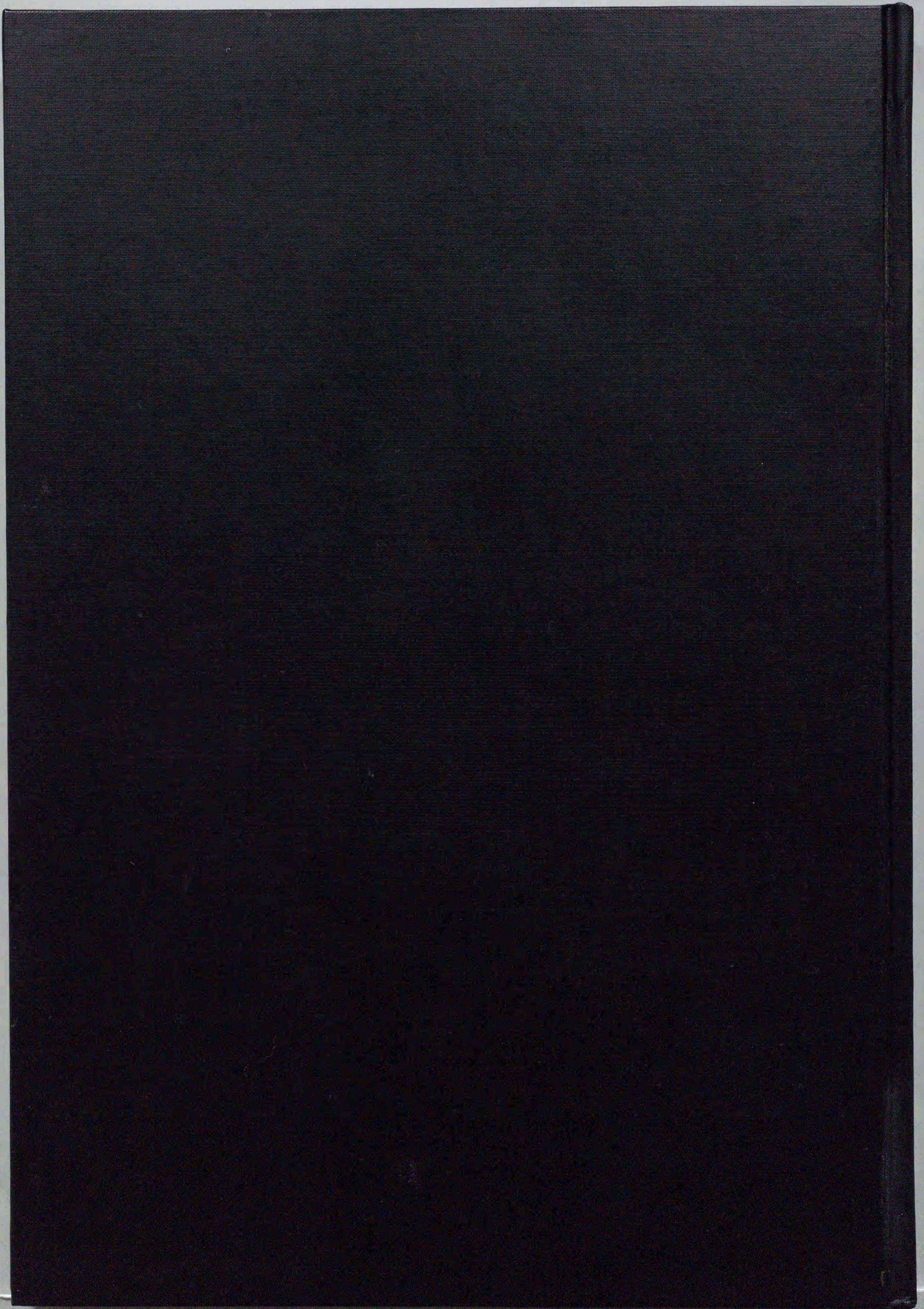
- Landslides of Hokkaido and statistical treatment. Proc. of the Japan-U.S. Workshop on snow avalanche, landslide, debris flow prediction and control, pp.249-256.
- 58)木全令子・宮城豊彦(1985):地すべり地を構成する基本単位地形. 地すべり, Vol.21, No.4, pp.1-9.
- 59)小出 博(1955):日本の地すべり. 東洋経済新聞社, 257p.
- 60)国立防災科学技術センター(1982~1988):5万分の1の地すべり地形分布図, 第1~6集. 防災科学技術資料, No.69, 85, 96, 109, 116, 125.
- 61)黒田和男・寺岡易司(1964):5万分の1地質図幅「サロマ湖・三里番屋」および同説明書. 北海道開発庁, 34p.
- 62)黒田和男・大八木則夫・吉松弘行(1982):地すべり現象からみた日本の地質地帯区分. 地すべり, Vol.18, No.4, pp.17-24.
- 63)Lateltin, O. and Bonnard, C. (1995):Reactivation of the Falli-Holli Landslide in the Prealps of Freiburg, Switzerland. Landslide News, No.9, pp.18-21.
- 64)松浦純生・落合博貴・竹内美次・梁瀬秀雄(1992):豪雪地帯における地すべり自動観測システムの開発. 地すべり, Vol.29, No.3, pp.18-26.
- 65)三谷勝利・杉本良也・国府谷盛明・松下勝秀(1963):5万分の1地質図幅「春苧古丹」および同説明書. 北海道開発庁, 40p.
- 66)宮坂省吾・三浦 實・関川博次(1997):岩なだれによって形成された元地すべり地. 地すべり学会北海道支部研究発表論文集, pp.24-31.
- 67)望月勝海(1928):能登半島基部を中心とする古地理及び地形発達史. 地理学評論, Vol.4, pp.1044-1064.
- 68)永濱伸也・柏原公二郎・藤永正弘・度会幸輔(1981):北松型地すべりの年代測定の若干例. 地すべり, Vol.18, No.2, pp.19-21.
- 69)中島 巖・氏平増之・根岸正充・稲葉 力・本田裕夫(1993):AE法を応用した高感度地すべり監視装置の開発. 平成4年度科学研究費補助金研究成果報告書, 129p.
- 70)中島 巖・根岸正充(1994):節理構造岩盤斜面における落石の発生機構—寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究(第3報)—. 応用地質, Vol.35, No.3, pp.11-21.
- 71)中村慶三郎(1934):山崩. 岩波書店, 254p.
- 72)中村 研(1994):厚岸町沖万別海岸の地すべりに対する地震の影響. 地すべり学会北海道支部研究発表論文集, pp.56.
- 73)中村三郎・檜垣大助(1990):地すべり地塊の形成と変動の反復特性. 地すべり災害発生危険個所の把握に関する諸問題シンポジウム論文集, pp.89-93.
- 74)納谷 宏・渡辺崇史・英 弘(1994):釧路沖地震による岩盤すべり初期の亀裂形成—厚岸地域の1事例—. 地すべり学会北海道支部研究発表論文集, pp.58.
- 75)納谷 宏・英 弘・渡辺崇史(1997):地震による岩盤すべり初期の亀裂形成—北海道厚岸町ピリカウタ地すべりの事例. 地すべり学会北海道支部編地震による斜面災害—1993~1994年北海道三大地震から—, 北海道大学図書刊行会, pp.69-75.
- 76)西澤幹雄・宮坂省吾(1996):網走市美岬地すべりの概要. 地すべり学会北海道支部研究発表会予稿集, pp.3-7.
- 77)根岸正充・中島 巖・氏平増之(1991):層雲峡熔結凝灰岩における斜面崩壊形態とA

- Eによる崩壊予知に関する基礎的研究. 開発土木研究所月報, No.453, pp.18-28.
- 78)根岸正充・中島 巖(1993):層雲峡熔結凝灰岩の柱状節理におけるき裂進展とすべり破壊—寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究(第1報)—. 応用地質, Vol.34, No.2, pp.1-11.
- 79)根岸正充・中島 巖(1994):層雲峡熔結凝灰岩における長柱岩体のトップリング機構—寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究(第2報)—. 応用地質, Vol.35, No.1, pp.1-11.
- 80)岡 重文(1964a):北信地すべり群の写真判読について. 地すべり, Vol.1, No.2, pp.19-28.
- 81)岡 重文(1964b):山形県新庄市西方山地の地すべり地形について. 写真測量, Vol.3, No.2, pp.14-23.
- 82)岡 重文(1965):高知県北部地域の地すべり地形について. 写真測量, Vol.4, No.4, pp.12-23.
- 83)岡村俊邦・山岸宏光・高橋伸幸・遠藤祐司(1987):芦別市北部の地すべり. 地下資源調査所報告, No.59, pp.33-54.
- 84)岡村俊邦・山岸宏光・田近 淳(1992):三笠・美唄地域の地すべり. 地下資源調査所報告, No.64, pp.47-67.
- 85)岡村俊邦(1994):地すべり地のエコロジカルな土地利用に関する提言. 地すべり, Vol.31, No.1, pp.52-55.
- 86)大西吉一・寺川俊浩・西田彰一(1984): $^{14}\text{C}$ 測定値からの地すべり多発期について. 第23回地すべり学会研究発表講演集, pp.64-67.
- 87)大八木則夫(1979):地表面変形構造の観察I—滑落崖—. 地すべり技術, Vol.6, No.1, pp.43-44.
- 88)大八木則夫・清水文健・井口 隆(1982):東北地方の地すべりと地質. 地すべり, Vol.18, No.4, pp.34-38.
- 89)佐々保雄・井上 武(1939):北見国網走町付近の第三系層序(1). 石油技術協会誌, Vol.7, No.4, pp.26-37.
- 90)佐藤博之 編集(1970):20万分の1地質図「斜里」. 地質調査所.
- 91)佐藤博之・三梨 昂 編集(1970):20万分の1地質図「網走」. 地質調査所.
- 92)佐藤博之・山口昇一 編集(1971):20万分の1地質図「標津」. 地質調査所.
- 93)佐藤博之・猪木幸男 編集(1977):20万分の1地質図「旭川」. 地質調査所.
- 94)佐藤博之・山口昇一 編集(1984):20万分の1地質図「紋別」. 地質調査所.
- 95)Savage, W. Z., Varnes, D. J., Schuster, R. L. and Fleming, R. W. (1992): The Slumgullion Earthflow, Southwestern Colorado, USA. Landslide News, No.6, pp.19-22.
- 96)沢柿教伸・藤原嘉樹・五十嵐八枝子(1990):奥尻島神威山巨大崩壊のメカニズム. 地すべり学会北海道支部研究発表論文集, pp.31-34.
- 97)島 坦(1986):長野市地附山地すべりとその前兆としての極微小地震. 地すべり, Vol.23, No.1, pp.1-7.
- 98)島田忠夫(1961):5万分の1地質図幅「網走」および同説明書. 地質調査所, 20p.
- 99)清水文健(1983):空中写真判読による地すべり地形の認定と表現方法. 地すべり, Vol.19, No.3, pp.10-18.

- 100) 杉本良也・松下勝秀 (1961) : 5万分の1地質図幅「宇登呂」および同説明書. 北海道開発庁, 15p.
- 101) 杉本良也・三谷勝利・松下勝秀 (1962) : 5万分の1地質図幅「峰浜」および同説明書. 北海道開発庁, 48p.
- 102) 杉本良也・松井公平・土居繁雄 (1971) : 5万分の1地質図幅「知床岬」および同説明書. 北海道開発庁, 21p.
- 103) 庄谷幸夫 (1965) : 5万分の1地質図幅「ルシャ川」および同説明書. 北海道開発庁, 15p.
- 104) 多田元彦・大河原正文・千田成人 (1992) : 岩手県南西部川尻・焼石岳地域の地すべり地形について. 地すべり, Vol.28, No.4, pp.15-22.
- 105) 高橋伸幸 (1985) : 大雪山における大規模地すべり地形. 地すべり学会北海道支部研究発表講演集, pp.6-8.
- 106) 高野秀夫 (1960) : 地すべり防止工法. 地球出版, 314p.
- 107) 高谷清二 (1971) : 航空写真による地すべり地形の研究 (I) ~ (III). 地すべり, Vol.7, No.3, pp.9-25.
- 108) 田近 淳・八幡正弘 (1991) : 5万分の1地質図幅「遠軽」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 104p.
- 109) 田近 淳 (1994) : 釧路沖地震に伴う斜面変動と地形・地質. 地すべり学会北海道支部研究発表論文集, pp.50-55.
- 110) 田近 淳・岡村俊邦・坪山厚美・山岸宏光 (1994a) : 海岸斜面の地すべりの地質規制とその形態的特徴—釧路—厚岸地域の地すべり—. 地下資源調査所調査研究報告, No.22, 45p.
- 111) 田近 淳・深見浩司・岡崎紀俊・小澤 聡・遠藤祐司・黒沢邦彦・大津 直・萩野 激・石丸 聡・秋田藤夫 (1994b) : 1993年釧路沖地震による地盤現象と災害. 地下資源調査所調査研究報告, No.23, 105p.
- 112) 田近 淳・石丸 聡 (1995a) : 1993年釧路沖地震に伴う斜面の変動. 兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書, 地すべり学会, pp.171-190.
- 113) 田近 淳・石丸 聡 (1995b) : 「地震断層」とされた地すべり; 根室半島, 長節南方地すべり. 地下資源調査所報告, No.67, pp.173-177.
- 114) 田近 淳・伊藤陽司・石丸 聡・広田知保 (1996) : 1994年北海道東方沖地震による地盤災害, 根室・釧路地方の斜面変動. 地下資源調査所調査研究報告, No.25, pp.81-94.
- 115) 田近 淳・岡崎紀俊 (1997) : 地震と斜面変動の地域的な特徴, 釧路沖地震. 地すべり学会北海道支部編, 地震による斜面災害—1993-1994北海道三大地震から—, 北海道大学図書刊行会, pp.15-25.
- 116) 寺川俊治・白石孝一・西田彰一 (1981) : 地すべり発生期の一考察—特に $^{14}\text{C}$ による解析—. 第20回地すべり学会研究発表講演集, pp.74-75.
- 117) 土岐祥介・三浦均也・山下 聡 (1993) : 1993年釧路沖地震における被害の概要. 土と基礎, Vol.41, No.6, pp.5-10.
- 118) 土岐祥介・三浦均也・西村右敏 (1995) : 1994年北海道東方沖地震における被害の概要. 土と基礎, Vol.43, No.4, pp.3-10.

- 119)陶野郁雄・遠藤邦彦・伊藤 驍・千葉達郎(1997):秋田県鹿角市八幡平地すべり・土石流災害現地調査速報. 土と基礎, Vol.45, No.8, pp.32-34.
- 120)対馬坤六 編集(1974):20万分の1地質図「知床岬」. 地質調査所.
- 121)Varnes, D. J. (1978):Slope movement types and processes. Landslides: Analysis and Control, Spec. Rep. 176 (Schuster, R. L. and Krizek, R. J., eds.), pp.11-33.
- 122)脇水鉄五郎(1912):山地の崩壊に就いて. 地学雑誌, Vol.24, pp.379-390, pp.460-472, pp.540-555.
- 123)脇水鉄五郎(1919):山崩れの原因及び種類. 土木学会誌, Vol.5, No.1, pp.1-31.
- 124)渡 正亮(1971):地すべりの型と対策. 地すべり, Vol.8, No.1, pp.1-6.
- 125)渡 正亮・酒井淳行(1975):地すべり地の概査と調査の考え方. 土木研究所試料, No.1003, 70p.
- 126)Wieczorek, G. F. and Schuster, R. L. (1995):The 1995 Landslide in Zion Canyon, Zion National Park, Utah, U.S.A. Landslide News, No.9, pp.28-31.
- 127)八幡正弘・田近 淳・黒沢邦彦・松波武雄(1988):5万分の1地質図幅「丸瀬布北部」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 110p.
- 128)山田剛二・渡 正亮・小橋澄治(1971):地すべり・斜面崩壊の実態と対策. 山海堂, 580p.
- 129)Yamagishi, H. (1989):Ancient large-scale landslide in the western mountainous area of Sapporo city. 地下資源調査所報告, No.61, pp.19-33.
- 130)山岸宏光 編集(1993):北海道の地すべり地形一分布図とその解説. 北海道大学図書刊行会, 392p.
- 131)山岸宏光(1993):北海道における巨大崩壊. 地下資源調査所報告, No.65, pp.85-96.
- 132)山岸宏光(1994):水中火山岩—アトラスと用語解説・北海道大学図書刊行会, 195p.
- 133)山岸宏光(1996):ハイアロクラストと岩盤崩落. 北海道地区自然災害科学資料センター報告, Vol.11, pp.9-23.
- 134)Yamagishi, H. (1996):Destructive mass movements associated with Quaternary volcanoes in Hokkaido, Japan. Volcano Instability on the Earth and Other Planets, Geol. Soc. London, Spec. Publ., No.110, pp.267-279.
- 135)山岸宏光・雨宮和夫・黒沢邦彦(1994):1994年北海道南西沖地震による地盤災害・津波災害, 奥尻島および島牧・北桧山海岸の斜面災害. 地下資源調査所調査研究報告, No.24, pp.5-29.
- 136)Yamagishi, H., Amamiya, K. and Kurosawa, K. (1994):Landslides induced by the Hokkaido Nansei-Oki Earthquake, Japan, 12 July 1993. Landslide News, No.8, pp.10-12.
- 137)山岸宏光・伊藤陽司(1993a):60万分の1北海道地すべり地形分布図および説明書. 地すべり学会北海道支部, 19p.
- 138)山岸宏光・伊藤陽司(1993b):北海道における地すべり地形分布と地質地域区分. 石井次郎教授追悼論文集, pp.31-41.
- 139)山岸宏光・伊藤陽司(1993c):北海道における地すべり地形の分布からみた地質分帯. 地すべり, Vol.30, No.2, pp.1-9.
- 140)Yamagishi, H. and Ito, Y. (1994):Relationship of the landslide distribution to

- geology in Hokkaido, Japan. *Engineering Geology*, Vol.38, pp.189-203.
- 141) 山岸宏光・川村信人・伊藤陽司・堀 俊和・福岡 浩 (1997) : 北海道の地すべり地形データベース. 北海道大学図書刊行会, 313p.
- 142) Yamagishi, H., Shimura, K. and Kurata, T. (1995a): Landslides along the coast from Ainuma to Toyohama, southwestern Hokkaido, Japan. *Jour. Japan Landslide Soc.*, Vol.31, No.4, pp.23-29.
- 143) Yamagishi, H., Miura, M. and Ishii, M. (1995b): Motochi Earthflow on October 11, 1994, on Rebun Island, Hokkaido. *Landslide News*, No.9, pp.24-26.
- 144) 山岸宏光・高橋伸幸・岡村俊邦 (1985) : 昭和57-58年度防災地質調査報告, 留萌地域の地すべり. 地下資源調査所調査研究報告, No.14, 41p.
- 145) 山口昇一 編集 (1970) : 20万分の1地質図「北見」. 地質調査所.
- 146) 山口昇一・佐藤博之 (1966) : 5万分の1地質図幅「上里」および同説明書. 地質調査所, 38p.
- 147) 山口昇一・沢村孝之助 (1965) : 5万分の1地質図幅「本岐」および同説明書. 地質調査所, 42p.
- 148) 横山又次郎 (1912) : 長野県下南小谷村山崩れ視察報告. *地学雑誌*, Vol.24, pp.608-620.
- 149) Zaruba, Q. and Mencl, V. (1982): *Landslides and their control*, 2nd ed. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 324p.



inches 1 2 3 4 5 6 7 8  
cm 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19

# Kodak Color Control Patches

© Kodak, 2007 TM: Kodak

Blue	Cyan	Green	Yellow	Red	Magenta	White	3/Color	Black
Light Blue	Light Cyan	Light Green	Light Yellow	Light Red	Light Magenta	White	Light Gray	Black
Dark Blue	Dark Cyan	Dark Green	Dark Yellow	Dark Red	Dark Magenta	White	Dark Gray	Black

# Kodak Gray Scale



© Kodak, 2007 TM: Kodak

A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19

