社会開発協力部報告書

国際協力事業団

リモートセンシングによる
砂防、地すべり調査技術の開発

報　告　書

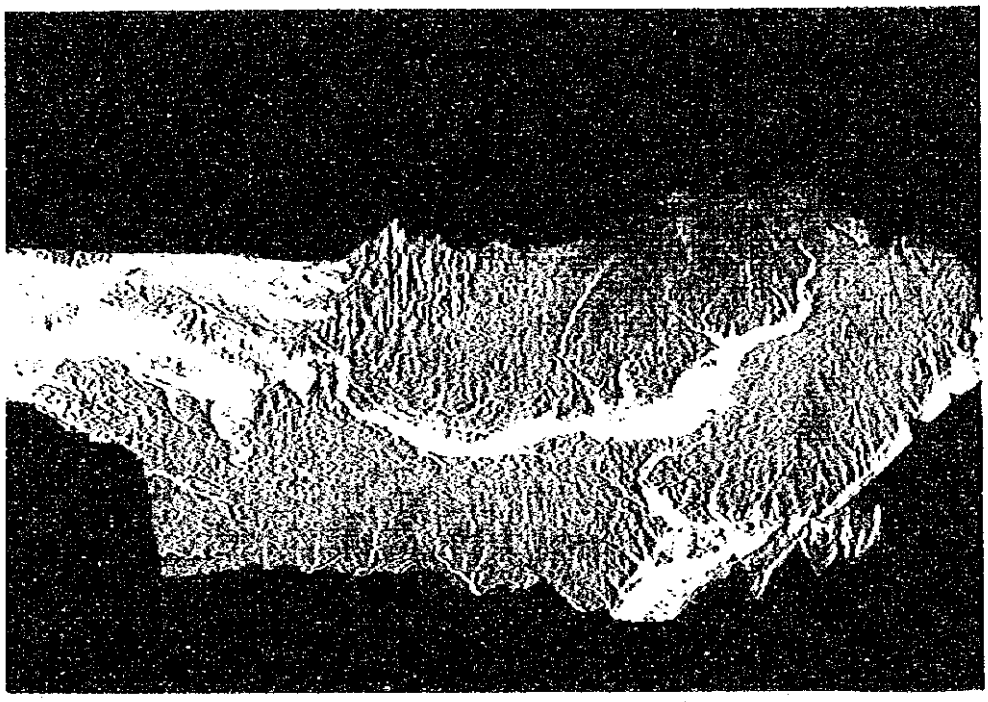
平成８年３月

（社）砂防学会

JICA LIBRARY
J1132177(5)

社働一
JR
96-019

リモートセンシングによる
砂防、地すべり調査技術の開発



平成８年３月

国際協力事業団
（社）砂防学会

1132177[5]

目次

第1章　緒論　1

第2章　研究の背景　2

2．1　ネパールの自然条件と災害　2

2．2　1993年6月の洪水災害　5

2．3　土砂流出が自然や人間に与える影響　9

2．4　本研究の目的　11

第3章　リモートセンシングとデータ　12

3．1　物質と電磁波の相互作用　12

3．2　観測衛星の概要　14

3．3　データ取得と操作　20

3．4　リモートセンシングデータの前処理　23

3．5　リモートセンシング解析の概要　28

3．6　ネパールにおけるリモートセンシングの活用事例　32

第4章　対象地域とそのデータの収集　33

4．1　対象地の概要　33

4．2　衛星リモートセンシングデータの取得　38

4．3　グランドトゥルースデータの取得　39

4．4　データ解析の方法　41

第5章　解析手法とGISデータベースの作成　42

5．1　解析手法　42

5．2　地理情報システムの利用　44

5．3　データベースの作成　46

5．4　GISとリモートセンシングの統合　47

5．5　地形情報の解析　48

第6章　ラトゥ川の土砂生産機構と土砂収支　52

6．1　対象流域の特性　52

6．2　東西ハイウェイ下流域での氾濫・堆積土砂量　63

6．3　ラトゥ川流域の土砂生産モデルと土砂収支　67

第７章　河道変化解析　70
７．１　ラトゥ川上流域における土砂堆積状況　70
７．２　ラトゥ川下流部における氾濫域と土砂堆積域の変化　80
７．３　シワリク地方の他の河川との比較　87
７．４　ラトゥ川流域と氾濫域において支配的な土地被覆　90
第８章　リモートセンシングによる土砂生産量の推定　92
８．１　土砂侵食モデルの概要　92
８．２　NDVIによる土地活力状況調査　94
８．３　ラトゥ川流域の土砂生産量の評価　101
８．４　衛星データを利用した土砂生産量モニタリング　107
８．５　1993年の洪水における生産土砂量の推定　112
第９章　結論と今後の提案　116
９．１　結論と問題点　116
９．２　ネパールにおける本手法適用のためのシステム構成　120

図表一覧

図一覧

Figure 2.1	Isohyetal map of 1993 July rainfall (19-21)	6
Figure 2.2	Isohyetal map of 1993 July rainfall (20-21)	7
Figure 3.1	Energy Interaction with the earth surface	13
Figure 3.2	Generalized spectral curves of some typical features	13
Figure 3.3	General flow of the remote sensing system	20
Figure 3.4	System configuration of the remote sensing analysis	22
Figure 3.5	Energy interaction with earth surface	26
Figure 3.6	Outline of data classification	28
Figure 4.1	Geography of Himalaya	35
Figure 4.2	Study area	36
Figure 4.3	Land cover map of the study area	37
Figure 4.4	Helicopter route for photography	40
Figure 5.1	Main components of the data and analysis	43
Figure 5.2	GIS oriented satellite data analysis procedure for study objectives	47
Figure 5.3	Creation of DEM from contour lines	48
Figure 5.4	An example of a TIN structure	48
Figure 5.5	Triangle facet and grid point	49
Figure 5.6	Kernel used for computing slope angle & aspects	49
Figure 6.1	Geographical features of Ratu watershed	53
Figure 6.2	Profile of Ratu riverbed	54
Figure 6.3	Grain size distribution in the Ratu river	55
Figure 6.4	Conceptual geomorphological map of sub-stream	57
Figure 6.5	Riverbed profile of a sub-stream	58
Figure 6.6	Cross section of the sub-stream in the downstream of Ratu river	56
Figure 6.7	Cross section of the sub-stream in the upper portion	59

Figure 6.8	Grain size distribution in the sub stream	60
Figure 6.9	Stream depth Hm, DR and Ib	61
Figure 6.10	River cross section in the most lower part of the floodplain	63
Figure 6.11	Main channel network in the Ratu river floodplain	65
Figure 7.1	Spectral response patterns of 1973 March Landsat MSS data	71
Figure 7.2	Spectral response patterns of 1977 March Landsat MSS data	71
Figure 7.3	Spectral response patterns of 1993 March Landsat TM data	72
Figure 7.4	Spectral response patterns of 1995 March Landsat TM data	72
Figure 7.5	Channel change in the Ratu watershed	74
Figure 7.6	Sub-watersheds of the Study Area	76
Figure 7.7	Riverbed changes in upper watershed estimated using satellite data	77
Figure 7.8	Riverbed extent and its change in the upper watershed respect to 1973 deposited area	78
Figure 7.9	Deposited area estimated for Ratu river using 1993 March TM data	81
Figure 7.10	Change of deposition in the floodplain for the period 1973-77	83
Figure 7.11	Change of deposition in the floodplain for the period 1977-93	84
Figure 7.12	Change of deposition in the floodplain for the period 1993-95	85
Figure 7.13	Sediment deposition changes in the Maraha watershed	88
Figure 7.14	Graphical interpretation of sediment deposition changes in Maraha watershed and Ratu watershed	89
Figure 7.15	Satellite data derived land cover map of the Ratu watershed	91
Figure 8.1	Aerial photographs, false color, and NDVI image of the Ratu watershed	95
Figure 8.2	Distribution of bareland% and the NDVI values of Ratu watershed	97

Figure 8.3 Comparison of helicopter observation with 1993 NDVI image 98
Figure 8.4 Comparison of helicopter observation with 1993 NDVI image 99
Figure 8.5 Calculation of rate of denudation using NDVI 103
Figure 8.6 Elevation distribution of the Ratu watershed 104
Figure 8.7 Slope data created by GIS using topographical 105
Figure 8.8 Potential of annual soil yield in the Ratu watershed reference to 93 land cover 106
Figure 8.9 Distribution of bareland% and 4 dates NDVI values 108
Figure 8.10 NDVI images of four dates 110
Figure 8.11 NDVI images after histogram matching reference to 1993 NDVI data 111
Figure 8.12 Mean annual precipitation (mm. 1971-85) 113
Figure 8.13 Sectional view of sub-streams in the watershed 112
Figure 9.1 Geormorphological process of soil production and transport 118
Figure 9.2 Overview of the completed and future analysis requirement 119
Figure 9.3 System configuration for phase I 121
Figure 9.4 System configuration for phase II 122
Figure 9.5 System configuration for phase III 123

表一覧

Table 2.1	Energy supply - 1992 (WECS Report, 1992)	2
Table 2.2	Geological, Ecological zones and characteristics (Sharma, 1988)	3
Table 2.3	Probable causes of triggering hazards	3
Table 2.4	Damage by 1993 July floods (ICIMOD, 1993)	8
Table 2.5	Denudation rates for Himalayan Region (After Ives, 1989)	9
Table 3.1	Characteristics of commonly used satellite and their sensors	15
Table 3.2	Characteristics of the Landsat MSS sensor	16
Table 3.3	Spectral Characteristics of Landsat TM sensor	16
Table 3.4	Spectral characteristics of LISS-II sensor	17
Table 3.5	Spectral characteristics of MESSR sensor	18
Table 3.6	Spectral characteristics of HRV sensor	19
Table 4.1	Physical division of Himalayan landscape (after Ivans, 1989)	33
Table 4.2	Information on the satellite data obtained for the study	38
Table 5.1	Incorporated information into the GIS database	46
Table 6.1	Length and width of stream in the flood area	64
Table 6.2	Failure features in the sub-stream	68
Table 6.3	Soil balance in the Ratu watershed	69
Table 7.1	Sediment deposition in the main stream and tributaries using satellite data	75
Table 7.2	Cumulative area of riverbed change of the main stream	78
Table 7.3	Estimation of riverbed change Index for upper reach of Ratu watershed	79
Table 7.4	Floodplain deposition of sediment and its change	80
Table 7.5	Sediment deposit and change in the Maraha watershed	89
Table 8.1	Distribution of photograph derived bareland percentage and NDVI values of 1993 Landsat TM	96
Table 8.2	Land denudation for some areas in Nepal and Japan	101
Table 8.3	Bareland ratio and the NDVI values for four dates satellite data	107

LIST OF APPENDICES

Appendix 1 Background of the project

1-1 Lost of Livestock

1-2 Affected Bridges

1-3 Affected Roads

1-4 Affected Dams

1-5 Total Reported Deaths

Appendix 2 Remote Sensing Systems and Data

2-1 MENRIS Facility and Services User Information

第1章　緒　　論

第１章　緒論

１９９３年６月，ネパール中央部のマハバラット山脈からシワリク丘陵にかけての地域は，日降雨量最大５００ｍｍという豪雨により死者行方不明１，４６０名，全壊半壊家屋３９，４９５家屋という大惨事に見舞われた。

このとき，インドからカトマンズに入る主要な陸路も寸断され，カトマンズは短期的に孤立状態になるという事態が出現した。

ネパール国ではいまだ交通手段も脆弱で未整備な状態が続いている。このようなネパール国の状況下では広域的な土砂災害の発生域や分布とその実態を把握し，適切な砂防計画や流域管理計画を樹立するための効率的な手法が求められている。

そこで，本研究ではネパール国シワリク地方のラトゥ川を対象に，１９９３年６月の土砂災害に，衛星リモートセンシング技術と地理情報システム技術を適用し，生産土砂など土砂災害の実態を把握する技術を開発したものである。

第２章　研究の背景

第２章　研究の背景

２．１　ネパールの自然条件と災害

ネパール国は北を中国，南および東・西をインドと国境で接する内陸国である。国土は，東経８０度から８８度，北緯２６．３度から３０．４度に位置し，矩形の形状を呈し，１４７，１８１ km²の面積を有す。ネパール国は国土の 2/3 が山岳地形からなる山岳国家でもあり，人口は約１８８０万，その増加率は約２．１％である。地勢上から南北方向に，北部山岳地域，中部丘陵地域，テライ平原の三つの地域に区分され，行政上から 75 の県（Districts）に分割され，開発行政のうえから東西方向に分割された 5 つの開発地域（Development Regions）に区分される。

総人口の約９０％は，農業に従事し，山岳地形の平坦面を利用して山腹および渓流周辺に居住している。ネパールの森林資源は，農業従事者の食料や家畜の飼料供給などのほか，燃料，建設資材に活用され，ネパール国民とその日常生活の基本となっており，ネパール国の使用エネルギーの７５％が森林に依存している（表 2.1）。

Table 2.1 Energy supply - 1992 (WECS Report, 1992)

	Terai - Siwalik	Middle Mountain	High Mountain
Forest	48%	90%	76%
Animal Waste	21%	0.10%	18%
Agriculture Residue	23%	9.50%	4.50%

一般に，農業従事者は山腹に居住するが，そのこと自体が人口の増加と合わせて，森林の荒廃とその面積の減少につながっていると考えられる。このことはネパール国民の森林エネルギーへの依存度を考慮すると，大幅な森林資源の減少につながっていることになる。これらの森林面積の減少は気候や天候のパターンに影響し，豪雨や洪水という災害を引きおこす一因にもなっている。

ネパールの国土は地質学的にも，気候学的にも特異な分布をしている。表 2.2 は，各地域の気候，地質と森林面積の変化について示したものである。人口の集中するテライ，シワリク地方は森林面積の減少割合が大きく，現在の農業生産様式と人口増加に変化がないかぎり，

この傾向は続くものと考えれる。Dr.Sharma（1985 年）は，森林エネルギーから生活エネルギーへの転換は毎年増加傾向にあり，1985 年時点のそれはもはやその限界を越えている。さらに，人口増加は森林に重荷を背押せ，国土の荒廃をもたらしていると指摘している。森林の減少は，ネパール社会に大きな打撃を与えるだけでなく，地球規模での気候変化にも影響を与えている。土砂災害の急激な増加とその進展は，現在ネパールで進行している森林減少の重要な指標にもなっている。

Table 2.2 Geological, Ecological zones and characteristics (Sharma, 1988)

	width km	Area sq. km	Rock type	Climate	Forest 1964 - 1978
Terai	20-50	20580	Alluvium	Sub-Tropical	-24%
Siwalik	20-30	22050	Sandstone	Sub-Tropical	-15%
Midland	40-60	42630	Granite / Schist	Temperate	1.8%
High Mt.	20-30	27930	Granite / Schist	Sub-Alpine	1.8%
High Himals	20-90	33810	Himal Gneiss	Alpine	N/A

ネパールの主な災害は，氷河湖の決壊，地震，洪水，干魃，地すべりなどの土砂災害である。特にこのうち，氷河湖の決壊，洪水，干魃，土砂災害が水と関連し，広域的な災害を引き起こしている。それら災害の要因あるいは影響を表にまとめると表 2.3 のようである。

Table 2.3 Probable causes of triggering hazards

Natural	Man made
Topographical	Grazing
Climatic factors	Terracing
Tectonic forces	Deforestation
Geological formations	Forest fire

氷河湖には，氷河から融解した水と土砂が氷河の末端部に分布する。一般に，氷河はその側方侵食（擦傷運動）とプラッキングにより基盤岩を侵食し，生産された土砂の一部は氷河に取り込まれ，氷河とともに移動する。最近の気候の温暖化や異常気象は，氷河の後退を引き起こす。後退した氷河の跡には，土砂と砕屑氷河により形成された高さ 30～４０ｍに及ぶモレーンとそれにより堰止められた氷河湖が出現することになる。通常，この氷河湖は融解とともにモレーンの低下とバランスしながら氷河湖の水位も低下し，自然消滅する。しかし，中にはなんらかの外力によりバランスがくずれ，モレーンが突発的に破堤し，短期間に土砂

と水が土石流化し，下流に被害をもたらすことが知られている。

ネパールは洪水の多い国としても知られている。洪水の原因には，降雨強度の大きい雨，氷河の決壊，地すべりによる河川の堰止めなどがある。

ネパールでは東経８５度から８６度の中央ネパールと東ネパールで，日降雨量４００ｍｍを越すCloud Burstと呼ばれる集中豪雨が知られている。この豪雨は，数十年に一度発生し，短期間に集中的な降雨をもたらすため，壊滅的な被害を与えることになる。近年，その発生頻度が多くなったと指摘されている。そして，この豪雨とその理由については，いまだ十分解明されていない。

自然がひとたび災害へと姿を変えると，災害は社会から生命，財産その他の経済活動を奪い，壊滅的な影響を与えることになる。そして，災害は災害に対する備えも乏しく，資源も限られ，代替の生活手段もない災害常習地帯に繰り返し，襲いかかることになる。今のところ，これらの災害から同国国民にとってかけがえなのないネパールの国土や森林を守る手段はない。しかし，少なくとも，自然と人間生活の調和を保ち，伐採や過放牧など森林資源の過剰な活用や森林の荒廃を避けることは，国土保全への確かな歩みになるに違いない。

自然災害は，人類生活のもたらす環境変化への指標でもある。ネパールの国土は標高８８４８ｍのエベレストから標高１３０ｍのテライ平原まで広がり，その気候はアルペン気候から熱帯気候にまで及んでいる。さらに，その地質は５億年以上前の先カンブリア紀から，テライの沖積堆積物にまで及ぶ。そして，それらはいまなお隆起の途にあるとされる。

このようにネパールの地すべり，洪水，侵食，土砂流出などの災害は，一連の自然のなかで多面的な要因が関連し，発生している。このため，これらの災害防止の研究は，災害現象を観念的に捉えるのではなく，ネパールの自然の具体的事実の分析とその地域的な特性を相互に関連させ，そのメカニズムの解明から着手する必要がある。

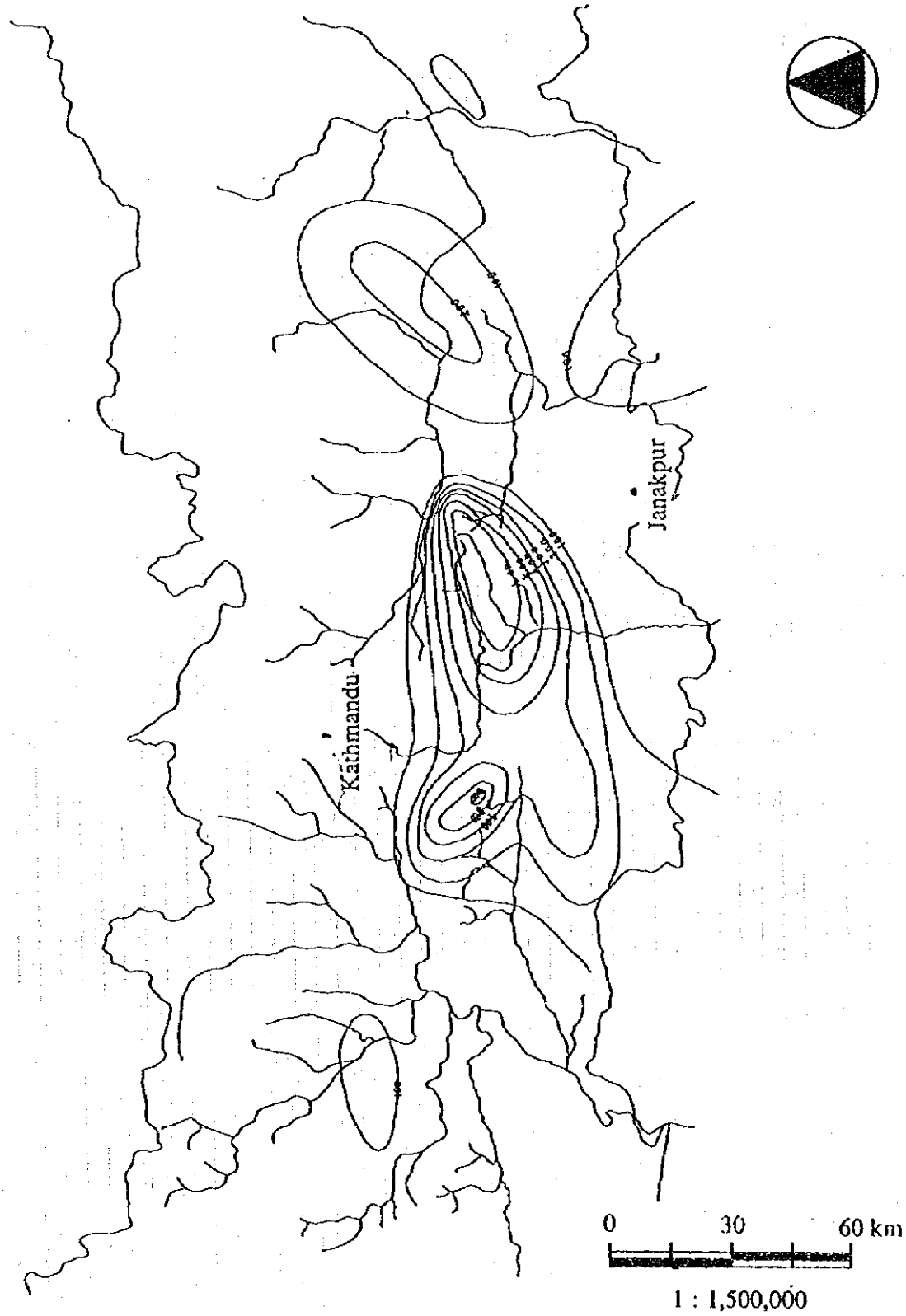
2.2　1993年6月の洪水災害

1993年には6月と8月に2つの大きな洪水が発生している。正確には6月20～21日と8月9～10日で，後者に比べて，前者の方がはるかに被害甚大であった。これらの洪水は，ネパールの夏に発生する典型的なCloud Burstのもたらす豪雨によるものであった。毎年，夏にはインドとカトマンドゥの間のネパール中央部のマハバラットからテライにかけての地区にモンスーンが雨をもたらすことになる。しかし，93年6月19日には，例年になく300～400mmの強い降雨が短時間にマハバラット山中のバグマティ川，トゥリスリ川，ラプティ川流域に襲いかかり，翌6月20日には同じような量の降雨が，マハバラット山脈山麓にあるシワリク地方を襲っている。この予想を越えた量の降雨は，洪水と土砂災害を引き起こし，ネパール中央部は大きな被害に見舞われ，多くの人命，財産，公共施設が失われた。図2.1はバグマティ川とマリン川の流域中央部で，降雨量が500mmを越えたこと示している。さらに，図2.2は翌日の降雨がナルガニ川とカマラ川流域で降雨量が300 mm を越えたことを示している。そして，中央シワリク丘陵とテライ平原でも100mm前後の降雨量を記録している。

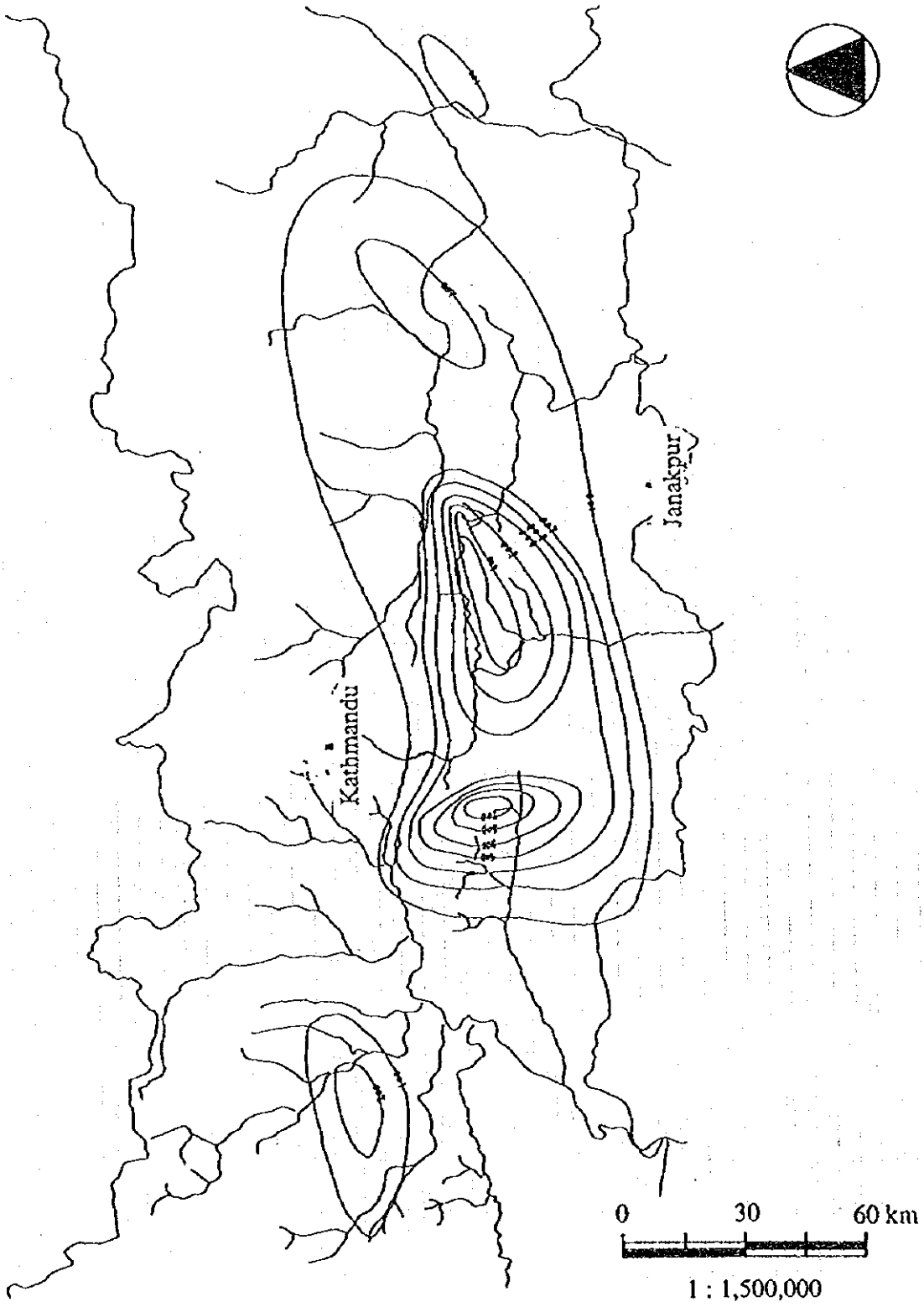
このときの洪水では，中央ネパールでは24時間雨量が平均350mm，最大540mmにも及び，この地域の17町村8000世帯の人々が土砂災害の被害を被り，160人が犠牲になったと報告されている。そして，マカワナプール，ダディン両県のバグマティ川に掛かる橋梁が流出している。さらに，シワリク地方ではカブレの南，マカワンプールとシンズリ県西部で集中的な豪雨が観測され，やはり24時間最大降雨量が約500mmに達している。被害は両地域の上下流に及び，生産された土砂はテライ平原に氾濫している。シンズリ県では，世帯の70％に当たる17000世帯が影響を被り，下流のラウタハトゥとサーラヒ県では35000世帯が洪水の被害を受けている。

このときの洪水は，ネパールでも過去に例をみない洪水の1つとされ，総被害額は40億ネパールルピーに達している。ICIMODのまとめた総被害額を表2.4に示す。

被害の分布状況をAppendix 1に示す。Appendix 1.1- 1.6には橋梁，ダム，家屋，土地流出，道路，家畜，死者に整理して示した。



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 2.1 Isohyetal map of 1993 July rainfall (19-21) JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 2.2 Isohyetal map of 1993 July rainfall (20-21)
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY

Table 2.4 Damage by 1993 July floods (ICIMOD, 1993)

Damaged Household	64181
Affected Population	544958
Death	1148
Affected Land in Hectares	43100
Livestock	24968
Bridges	207
Dams	34
Public Buildings	399

Appendix 1.1-1.6は，まさにヒマラヤに抱かれたネパールの降雨の壊滅的な破壊力とその被害をみせつけている。勿論，このような災害はまれな災害であるには違いないが，５０年や１００年に１度は発生しうる災害で，その人命や財産に与える被害の甚大さを如実に示している。恐らく，このような自然現象は過去にも発生し，そして，社会生活にそれなりの影響を与えたに違いない。しかし，今日では過去のそれらの自然現象は忘れられ，洪水氾濫原が耕作地や人間の居住空間に変化している。

１９９３年の洪水による社会的影響や人的損害は具体的な形で報告されている。しかし，直接的あるいは間接的な影響により荒廃した国土そのものの損失は，経済的な評価が困難である。その国土の再生に向けられるネパール国民の努力を考えると，被害は甚大なものがある。頻発する洪水災害は表土の流亡を拡大し，流域のシルテーションを速め，流路の変化を繰り返し，豊かな農地を不毛の地に変化させている。この一連の悪循環は，さらに，土地流亡と災害の被害の深刻化につながっている。Evans（1987 年）は，このネパールの災害を捉えて，人々の生活の土台である土壌の流亡は，最悪のシナリオの場合，ベンガル湾を２０００年までに埋め尽くすと指摘している。

2．3　土砂流出が自然や人間に与える影響

一般に，河川上流部での集中豪雨は，山腹斜面に崩壊や地すべり等の土砂災害を発生させる原因となっている。さらに，上流部で発生した土砂は集中豪雨により濁流と化し，下流部へと流出する。この際，河岸や河床の侵食が促進され，下流部で大量の土砂が堆積することにより，人間の生活や財産を重大な危機にさらしている。

土壌の侵食は，氾濫域に土砂の氾濫という直接的な影響を与え，表土の流出や地形の変化によって，さらに発生しやすくなる特徴を持っている。

この地質形態的なプロセスは地すべり，土石流，落石，雪崩によって発生し，自然要因と人為的要因に区分することができる。そのうち，地盤の構成，斜面勾配，降雨強度，地震は土壌侵食量を増加させる自然要因であり，河道の変動，森林伐採，農業は土壌侵食に影響を与える人為的要因である。

土壌侵食の原因は，必ずしも土地の過利用だけでなく，山間部における農場開発による森林の伐採もあげられる。これら人為的要因は侵食作用にも影響を及ぼすが，自然的な原因も無視することができない。Ives（1989年）は，地球物理学，気候学的なプロセスが，活発な土壌の侵食を促進していることを報告している。

表2.5に，ヒマラヤ地区の全域および主な流域における土壌侵食量を示す。

Table 2.5 Denudation rates for Himalayan Region

Location	Denudation mm/year	Comment	Author
Himalaya	1.0	Regional	Menard, 1961
Hunza Watershed	1.8	From Sediment	Ferguson, 1984
Tamur Watershed	5.14	From Sediment	Seshardi, 1960
Tamur Watershed	4.70	From Sediment	Ahuja, 1958
Tamur Watershed	2.56		Williams, 1977
SunKosi Watershed	2.50		Pal, 1974
SunKosi Watershed	1.43		Williams, 1977
Kosi Watershed	0.98		Schumn, 1963
Kosi Watershed	1.00		Williams, 1977
Arun Watershed	1.90		Pal, 1974
Arun Watershed	0.51		Williams, 1977

土壌侵食量は同じ流域でも予測手法や評価の期間によっても異なっている。

侵食の原因と影響を解析する場合，土壌侵食量などの情報を，適切な手法で解析する時間と測定値が必要がある。しかし，地質や地形的に不安定なヒマラヤ地域でこれらを明らかにすることは困難である。したがって，その地域に生じている独特な現象を，その特性に応じた調査手法で把握することは重要である。

2.4　本研究の目的

前項で見たように，ネパールでは自然環境の変化と土地の改変が続くかぎり，このような災害は将来も引き起こされる可能性が大きい。しかし，ネパールでは自然環境の変化と災害の要因，防災に関連する解析技術はいまだ十分に発達しているとは言いがたく，基礎的なモニタリングさえ実施されていない。自然災害に関する知識とその普及，砂防計画，防災計画，被害の軽減工法なども十分浸透しているとはいえない状況である。そこで，本研究は，ネパールの土砂災害へのリモートセンシング技術と地理情報システム技術の適用性を把握する目的で実施した。

具体的には以下のとおりである。

① 土壌侵食と衛星スペクトルの特性の検討

② 侵食に影響を及ぼす森林面積の変化の検討

③ 現地で容易に入手可能なデータとリモートセンシングデータによる侵食モデルの作成

④ リモートセンシングによる土砂堆積量の把握

⑤ 土砂バランスの検討

⑥ 開発した手法のネパールでの運用のためのシステムの提案

第３章　リモートセンシングとそのデータ

第3章　リモートセンシングとそのデータ

リモートセンシング技術とは，対象物を離れた所から観測あるいは計測し，その性状を直接触れずに分析する技術のことである。この技術には，対象物からの反射または放射される観測媒体として電磁波が主として用いられる。この技術は，本来軍事目的に開発された技術で，1960年頃から民間分野で適用され，センサ技術やコンピュータ技術の発展とともに環境，防災，農業などの分野で普及してきた。

3．1　物質と電磁波の相互作用

リモートセンシングにより電磁波の観測から，地表の対象物や現象を判読・解析できるのは，「すべての物体は，種類および環境条件が異なれば，異なる電磁波の反射また放射の特性を有する」という物体の電磁波特性に基づいているためである。言い換えると，リモートセンシングとは，物体から反射または放射される電磁波の固有性に着目して，電磁波を観測することにより地上の対象物の識別や環境条件などを把握する技術である。

電磁波は波長の短いものから順にγ線，X線，紫外線（ultraviolet = UV），可視光線（visible），赤外線（infrared = IR）などがある。現在，リモートセンシングに用いられている電磁波の波長は，紫外線の一部（0.3～0.4μm），可視光線（0.4～0.7μm），赤外線の一部（0.7～14μm）およびマイクロ波（約1mm～1m）である。

対象物からの反射または放射される電磁波などを受ける装置が，リモートセンサで地表面で反射・放射されたエネルギーを観測幅ごとに画像データやデジタルデータとして記録している。リモートセンサはセンサの測定方式から，アクティブ（能動的）センサとパッシブ（受動的）センサに分類できる。アクティブセンサは，それ自身からエネルギーを発し，データを収集する方式であり，水深測定に用られるレーザ水深計や地上での高度を測定するレーザ高度計などがそれに当たる。それに対し，パッシブセンサは太陽光の反射や対象物から放射されるエネルギーを収集する方式で，一般的に使われるているものとしてカメラやスキャナなどがある。

太陽の持つエネルギーは，電磁波の放射と云われる伝播形態で地表に到達し，地表の対象物との間に，反射・吸収・透過といったエネルギーの相互作用が起こる。この場合の反射率，

吸収率，透過率は，対象物の種類および環境条件によって異なってくる。この特性に着目し，対象物の識別やその環境条件を把握することが可能となる。図 3.1 に地表面での電磁波エネルギーの反射状況を示す。

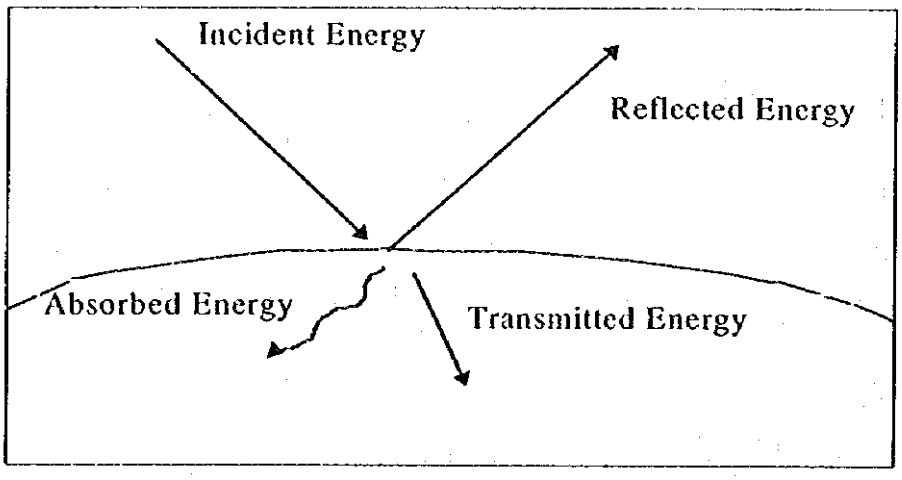


Figure 3.1 Energy Interaction with the earth surface

さらに，反射，吸収，透過されるエネルギーの量は電磁波の波長によっても違ってくる。

図 3.2 は代表的な対象物である植物，土壌，水分の反射スペクトルパターンを示したものである。図 3.2 に示すように，植物は近赤外で反射が強く，土壌は植物とは異なる特性をもち，可視域と短波長赤外域で反射が強くなっている。また，水分は可視域で強く反射し，赤外域でほとんど反射しない性質を持つ。このような特性を利用し，離れたところから対象物を認識することが可能である。

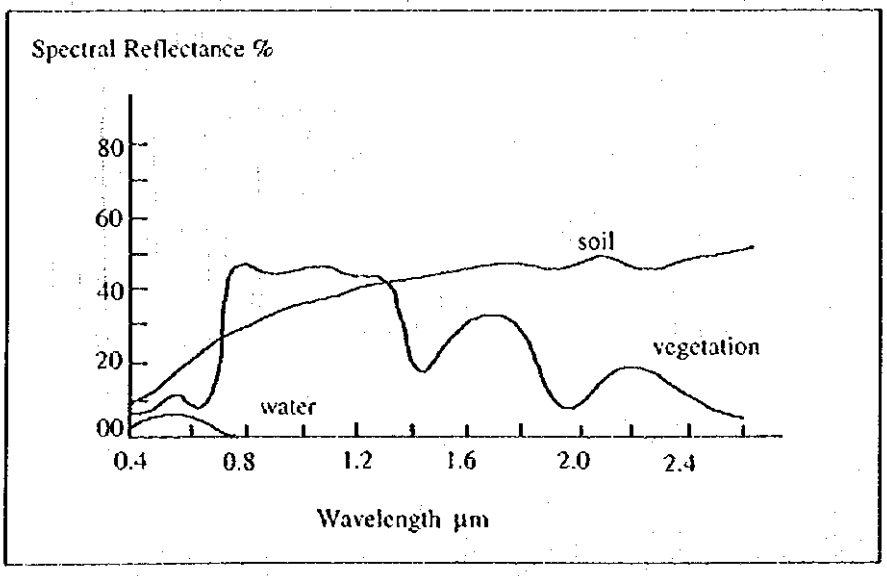


Figure 3.2 Generalized spectral curves of some typical features

3．2　観測衛星の概要

センサを搭載し，宇宙から地球を観測する人工衛星をリモートセンシング衛星または地球観測衛星という。以下に，地球観測衛星の概要について示す。

リモートセンシング衛星として，1946 年から 1950 年にかけて初めて打ち上げられた V-2 ロケットの成功を契機に，現在に至るまで，多種多様なセンサを搭載した観測衛星が打ち上げられてきた。1960 年代になると，人工衛星から撮影した衛星写真が徐々に普及するようになり，1967 年以降 NASA（アメリカ航空宇宙局）では地球資源観測を目的とした人工衛星，センサの開発に取り組み，1972 年に最初の地球観測衛星 ERST-1 が打ち上げられた。以後，衛星の名称はランドサットとなり，2 号～5 号と後継機の打ち上げに成功し，観測をおこなってきた。現在，6 号の運用計画が失敗に終わったために，7 号の打ち上げが 1997 年に計画されている。

また，NASA の地球観測衛星の運用成功に続き，フランス政府はベルギーとスウェーデンの協力を得て，地球観測システムの開発をおこない，1986 年にスポット衛星が打ち上げられ，現在も継続的にデータを観測している。地球観測衛星として利用されているものには，アメリカのランドサット衛星，フランスのスポット衛星の他にも，Marine Observation Satellite (MOS)，National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)，マイクロ波レーダの波長帯を観測する European Earth Remote Sensing system-1 (ERS-1) や Japanese Earth Resources Satellite-1 (JERS-1) などがある。表 3.1 にそれぞれの地球観測衛星の特徴を示す。

表 3.1 に示すとおり，衛星データを用いて解析調査をおこなう場合，各観測衛星ごとに観測波長帯や地上分解能などのデータ仕様が異るため，解析の目的や解析精度を考慮し，解析調査に使用する衛星データを検討することが必要となる。

Table 3.1 Characteristics of commonly used satellite and their sensors

	Landsat	MOS	SPOT	IRS-1B	NOAA
Sensor	TM	MESSR	HRV/P/P	LISS-II	VAHRR
Spectral Bands	7	4	3/1	4	3
Orbit Type	Sun Syn.	Sun Syn.	Sun Syn.	Sun Syn.	Sun Syn.
Inclination	98.25	99	98.70	98.70	98.80
Nominal Altitude	705km	909km	832km	832km	854km
Swath Width	185km	100km	60km	60km	3000km
Recurrent Period	16 days	17 days	3-4 days	22 days	every day
Ground Resolution	30m	50m	20m/10m	34 m	1.1km
Quantization Level	8 bit	6 bit	8 bit	8 bit	10 bit

ランドサット衛星（アメリカ）

ランドサット衛星は，飛行高度 705km，軌道傾斜角 98 度の太陽同期準回帰軌道をとり，赤道通過時刻は地方平均 9：00a.m.である。観測周期は 16 日で，16 日間で全地球の観測をおこない 17 日目に同じ地点の上空を通過する。

人工衛星に搭載されているセンサは，多重スペクトル走査計（Multispectral Scanner System：MSS）とセマティックマッパー（Thematic Mapper：TM）の 2 種類である。TM センサは 4 号以降の人工衛星に搭載されている。MSS センサによる観測データの特徴を表 3.2 に，TM センサによる観測データの特徴を表 3.3 示す。

Table 3.2 Characteristics of the Landsat MSS sensor

Band Name	Spectral Region	Application
Band 4	0.5 - 0.6 μm	Coastal environment studies
Band 5	0.6 - 0.7 μm	Rock soil discrimination.
Band 6	0.7 - 0.8 μm	Turbidity of shallow waters
Band 7	0.8 - 1.1 μm	Discrimination of plant species

Table 3.3 Spectral Characteristics of Landsat TM sensor

Band Name	Spectral Range	Major Field of Application
Band 1	0.42 - 0.52 μm	Coastal water mapping. Soil vegetation discrimination
Band 2	0.52 - 0.60 μm	Vegetation discrimination, and vigor assessment
Band 3	0.63 - 0.69 μm	Plant species differentiation, cultural feature identification
Band 4	0.76 - 0.90 μm	For vegetation type, vigor, biomass, estimation and water body delineate
Band 5	1.55 - 1.75 μm	Moisture and deficiencies identification, snow and cloud mapping
Band 6	10.4 - 12.5 μm	Thermal mapping, vegetation stress, moisture discrimination
Band 7	2.08 - 2.35 μm	Discrimination of mineral and rock types. Moisture in vegetation

MSS,TMのデータはシーンと呼ばれる単位から構成され,1シーンは地上で約185km×170kmの広さである。地上の分解能は，MSSデータが80mであるのに対し，TMデータは30mと高解像度である（ただし，熱バンドは120m）。

ランドサット衛星の観測データは，現在，世界約15個所の地上受信局で受信され，主に陸域の土地被覆調査，自然災害の被害状況やモニタリング調査などの環境監視のために広く利用されている。また，TMデータは熱赤外バンドを有するため，広域な海表面温度の分布状況調査，火山噴火口の温度変化状況監視などに適用されている。データの配布は，世界各国でおこなわれ，地球観測データとして最も広く利用されてる。

IRS衛星（インド）

IRS衛星は1981年および1991年に打ち上げられたインドの地球観測衛星である。

衛星にはramely Linear Image Self Scanner I and II （LISS-I，LISS-II）といった2つのセンサが搭載されており，地上分解能についてはLISS-Iデータが72.5m，LISS-IIデータが36.25mである。観測波長帯は，LISS-I，LISS-IIセンサともにランドサットMSSの観測波長帯と同じである。

Table 3.4 Spectral characteristics of LISS-II sensor

Band Name	Spectral Region	Application
Band 4	0.45 - 0.52 μm	Coastal environment studies
Band 5	0.52 - 0.59 μm	Rock soil discrimination. Turbidity and bathymetry of shallow waters
Band 6	0.62 - 0.68 μm	Discrimination of plant species
Band 7	0.77 - 0.86 μm	Delineation of water features

MOS-1，MOS-1b衛星（日本）

海洋観測衛星MOS-1（Marine Observation Satellites-1），MOS-1b（Marine Observation Satellites-1b）は，日本が開発した最初の地球観測衛星である。MOS-1bはMOS-1の9日後に同一軌道を通過するように調整されており，両衛星は高度901kmの位置から17日周期で地球を観測している。MOS衛星に搭載されているセンサは，海面の色や土地利用などを観測

する可視近赤外放射計（MESSER），海水温度分布などを測定するための可視熱赤外放射計（VTIR）および大気の水蒸気量を測定するマイクロ波放射計（MSR）である。MESSRは軌道直下の東側を観測する2系・2組の放射計で，1周期（17日おき）ごとに切り替えて観測する。地上分解能はMESSRデータが50mでランドサットTMデータよりもやや大きく，VTIRデータについては900m（可視域データ）/2700m（赤外域データ）となっている。また，観測データはそれぞれMESSRは8ビット，VTIRは64階調のグレースケールで保存される。

Table 3.5 Spectral characteristics of MESSR sensor

Band Name	Spectral Region	Application
Band 1	0.51 - 0.59 μm	Water quality in coastal area, plant distribution and volcanic ash mapping
Band 2	0.61 - 0.69 μm	Geological structure, Plant distribution, water quality of coastal areas and lakes
Band 3	0.72 - 0.80 μm	Surface water, plant species distribution, geological structures
Band 4	0.80 - 1.10 μm	Surface water, floods, vegetation, snow, ice mapping

スポット衛星（フランス）

スポット衛星（Systeme Probatoire d'Observation de la Terre）はベルギーとスウェーデンの協力を得てフランスの実施している地球観測を目的とした実用的かつ商業的な地球観測システムである。スポット衛星は1986年に打ち上げられ，1990年には2号機が，1993年には3号機が打ち上げられ，最も解像度の高い衛星データとして幅広く利用されている。

スポット衛星にはHigh Resolution Visible（HRV）センサと呼ばれる高分解能センサを2台搭載し，斜め観測による立体視ができるなど優れた特徴を有する。

スポット衛星の観測データは，現在世界の14箇所の地上局で受信されている。観測データは，ランドサットデータと同様に陸域での活用が主であるが，その地上分解能の高さを生かして，衛星リモートセンシングデータによる地図作成への利用も多い。また，パンクロデータ（分解能10m）とマルチデータ（分解能20m）の合成による高分解能衛星写真の作成も盛んにおこなわれ，航空写真の代替データとしても利用されている。

高分解能衛星データ

宇宙からのリモートセンシングは環境，防災，建設計画などの様々な分野で活用されるようになり，広域的かつ継続的な計測・調査手段としてその有効性が示されてきた。また，軍事目的で開発された高解像度画像観測技術の商業ベースへの技術移転により，現在リモートセンシングデータの高解像度化が進んできている。

高解像度化の利点として，画像による判定精度の著しい向上や反射スペクトル情報量の増加などがある。しかし，このように画像判読精度が向上する反面，画像中に含まれるノイズや影の部分が多いといった問題，細かく見えることでの画像分類の困難さが生じるため，新たな画像解析手法の開発が必要となってくる。

Table 3.6 Spectral characteristics of HRV sensor

Band Name	Spectral Region	Application
Band 1	0.50 - 0.59 μm	Coastal environment studies
Band 2	0.61 - 0.68 μm	Rock soil discrimination. Turbidity and bathymetry of shallow waters
Band 3	0.79 - 0.89 μm	Discrimination of plant species

3．3　データの取得と操作

(1)　データの取得

一般に，地上局で受信された様々な衛星データは，リアルタイムで HDDT (high density digital tape) に記録され，後に必要に応じて CCT (computer compatible tape) や CDROM などのメディアにコピーされる。これらの記録されたリモートセンシングデータは，通常，その衛星を運営する機関または世界各地の受信局，データ配布センターなどを通じて有償または無償で入手することができる。図 3.3 にリモートセンシングシステムの概要図を示す。

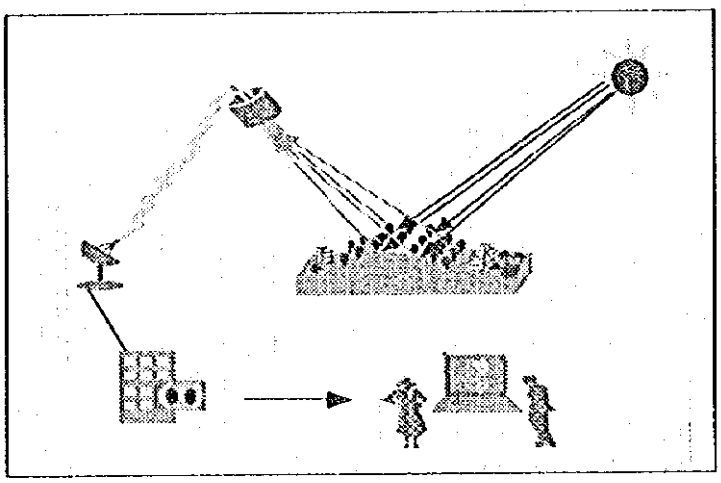


Figure 3.3 General flow of the remote sensing system

データ供給機関では，通信回線を利用した衛星データの検索サービスもおこなっており，ユーザーは多くの観測データの中から解析の目的にあったデータを検索し，観測時期や観測時の雲域の分布状況，太陽の位置などの観測条件を考慮してデータの購入をおこなう。

(2)　衛星リモートセンシングデータ処理・解析の流れ

一般的な衛星リモートセンシングデータの処理・解析の流れは大きく５つの段階に分けることができる。各段階の概略について，以下に述べる。

1）フォーマット変換

通常，衛星リモートセンシングデータは，CCT (Computer Compatible Tape) と呼ばれる磁気テープに格納されて解析者に提供される。この CCT には，センサごとに独自のフォーマットでデータが格納されている。したがって，このデータを用いて処理・解析を行なう場合

には，CCTのフォーマットから処理・解析が可能なフォーマットへ変換する必要がある。この作業がフォーマット変換である。

2）前処理

衛星が受信する画像データには，衛星の姿勢，地球の自転，データの広域性，地球の曲率，地形の起伏などから被る幾何学的歪みが含まれている。画像解析を行なうには，画像データが内包している各種の歪みを補正する幾何補正を行なう必要がある。また，センサの感度特性に起因する放射量補正や大気による影響を除去する大気補正もあわせて行なう。以上の補正に画像データの切り出し，異なる画像データの接合（モザイク処理）などの作業を加えたものが前処理である。

3）画像解析

衛星リモートセンシングデータの解析（画像解析）とは，衛星リモートセンシングデータから，地表の対象物の反射スペクトルパターンの違いを利用し，統計的なパターン認識の手法を応用して画像を分類したり，特徴量を抽出し，解析者が目的とする情報を得ることをいう。よく利用される画像解析手法には，現地調査データのない場合には主成分分析手法，クラスター分類などがあり，現地調査データのある場合にはマルチレベルスライス法・最短距離分類法・最尤分類法などがある。

4）後処理

後処理とは，画像解析などで得られた結果をその利用目的に応じて変換・加工することである。この処理は，画像解析結果の最終成果としての出力データの形を整えるためなどに用いられる。代表的なものとして，マスキング処理や必要な領域の切り出し処理などが挙げられる。

5）画像表示

通常，衛星リモートセンシングデータは数値データであるため，解析者がデータの内容や各種の処理結果を確認する場合，数値データのままでは容易に確認することができない。そのため，数値データをアナログ化して視覚化する画像表示機能が必要である。画像表示手段として，カラーディスプレイ装置への出力やプリンターへの出力などが一般的である。

(3) リモートセンシング解析システム

リモートセンシングデータのほとんどは画像データとして取り扱われる。このため，リモートセンシングデータ解析は，PC（パーソナルコンピュータ）やEWS（エンジニアリング・ワークステーション）などのホストコンピュータを中心とするハードウェアシステムに，画像処理用ソフトウェアを加えた画像データ処理システムを用いておこなう。

図3.4に，リモートセンシング解析のシステム構成図を示す。

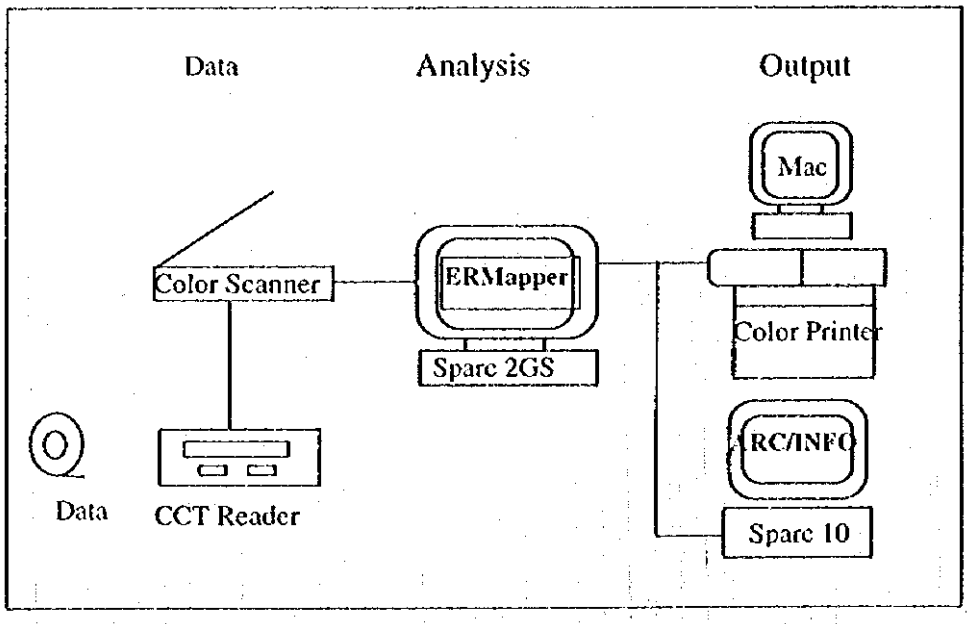


Figure 3.4 System configuration of the remote sensing analysis

3．4　リモートセンシングデータの前処理

衛星データには地表面の対象物からセンサへ入射する反射スペクトル情報の他に，地表面の起伏などに起因する幾何学的歪みやセンサ感度，観測時の太陽の位置や角度の条件，薄い霧やもやといった大気の条件などに起因する放射量歪みが含まれている。そのため，地表面の対象物から放射または反射された電磁エネルギーをセンサにより観測した場合，センサから得られる各バンド輝度値は地表面の分光反射率あるいは分光放射輝度といった物理量と一致しない。

リモートセンシングデータに含まれる幾何学的歪みの主な要因は，次のとおりである。

・画像を取得する際の地球の自転

・センサ観測範囲の広域性

・地表面の曲率

・センサの感度特性

・プラットフォーム（衛星）の姿勢，高度，速度の変化

・広域画像データに含まれる幾何学的歪み

自然災害の被害状況調査や環境継続モニタリング調査などの複数時期の衛星データを用いて対象地域を調査解析する場合には，観測データに含まれている歪みを除去し，多時期間での比較検討可能な輝度への変換作業が必要である。

以下に，幾何補正，放射量補正の各種衛星データ歪みの補正手法について記述する。

3.4.1　幾何補正

観測された衛星データには，プラットフォームの姿勢やセンサの機構上の内部歪みなどに起因する幾何学的歪み（位置ズレ）が含まれている。これらの幾何学的歪みを補正する手法には，

(1)センサ構造に関するキャリブレーションデータやセンサ位置・姿勢などの計測値を理論的な補正式に与え，幾何補正を行う系統的補正手法

(2)与えられた画像座標系と出力する地図座標系の間に座標変換式を求めて近似的に補正する非系統的補正手法

の２つの手法がある。しかし，多くの場合センサの位置や姿勢の計測値の精度は十分では

ないため，通常は後者の非系統的補正手法が用いられている。

非系統的補正手法では，幾何学的歪みを補正する目的で，画像上での各ピクセルの座標位置とピクセルに対応する対象物の地形図上での座標位置を判読し，それらの判読地点を基準として座標変換式を求める。

補正前の与えられた画像座標を(x, y)，変換後の地図座標系を(u, v)とすると，これらの座標系の画像データは，f，gの関数として，次のように示される。

$$u = f(x, y) \qquad \text{----------} \quad (3.1)$$

$$v = g(x, y) \qquad \text{----------} \quad (3.2)$$

ここで，f，gは未知の関数であり，通常1次～3次の座標変換式を用いる。座標変換式の係数については，与えられた画像座標値と地形図上の画像座標値を用いて最小2乗法により求められる。衛星データの幾何学的歪み補正を行う場合には，線形のアフィン変換による座標変換式が現在最も多く用いられる。

アフィン変換式は，次のとおりである。

$$u = a_1 + a_2 x + a_3 y \qquad \text{----------} \quad (3.3)$$

$$v = b_1 + b_2 x + b_3 y \qquad \text{----------} \quad (3.4)$$

アフィン変換式の係数を求めるためには，画像と地形図上の対応する基準点を最低3箇所必要である。しかし，座標変換の精度を向上させるためには，多くの基準点を取得して最小2乗誤差を小さくし，座標変換誤差を少なくする必要がある。

次に，基準点を選ぶ際の最小2乗誤差の計算式を示す。

$$\sum (u_i - (a_1 + a_2 x_i + a_3 y_i))^2 \qquad i = 1, \ldots, m \qquad \text{--------} \quad (3.5)$$

$$\sum (v_i - (b_1 + b_2 x_i + b_3 y_i))^2 \qquad i = 1, \ldots, m \qquad \text{-------} \quad (3.6)$$

式3.5および式3.6では，合計で6つの未知の係数が存在する。これらの係数の決定には各基準点の座標値を繰り返し代入し，計算結果が0に近似または最小なるような係数を求める。このように，座標変換の精度は，取得した基準点の判読精度に大きく依存するために，基準点の判読を正確に行うことに留意しなければならない。

さらに，求められた座標変換式により，与えられた画像データを再配列して，歪みのない画像を作成する。再配列の方法としては，再近隣内挿法，共1次内挿法，3次たたみ込み内挿法がある。

再近隣内挿法は内挿点に最も近い観測点の画素値を，求める画素値とする手法である。この方法では，位置誤差が1/2画素ほど生じるが，この画素値を壊さない，処理速度が速いという利点がある。変換後の座標値(x, y)の画素値をI，座標値(x, y)に対応する座標値を(u, v)とすると，歪み補正後の画素値は次のように示される。

$$I(x,y) = I(u,v) \qquad \text{-------} \quad (3.7)$$

同様に，共1次内挿法では次の計算式で表される。

$$I(x,y) = a_{11}I(u,v) + a_{12}I(u,v+1) + a_{13}I(u+1,v) + a_{14}I(u+1,v+1) \qquad \text{----} \quad (3.7)$$

ここで，a11, a12, a13, a14は内挿点と周囲観測点4画素の各距離より求める係数である。

また，3次たたみ込み内挿法による再配列は次の式で示される。

$$I(x,y) = a_{mn}I(u+m,v+n) \qquad \text{where} \quad -1 \le m,n \le 2-1 \qquad \text{-------} \quad (3.8)$$

3.4.2 放射量補正

丘陵地帯や山岳地を対象に解析調査をおこなう場合，地表面の起伏に起因する放射量歪みの影響を特に多く受けることが考えられる。また，時系列画像のように画像間で観測時の太陽高度や方位に差がある場合，地表面で拡散反射してセンサに入射する太陽光の反射輝度は，太陽の高度や方位に応じて異なるため，その影響についても補正を施す必要がある。地表面での太陽光の反射状況の概念図を図3.5に示す。

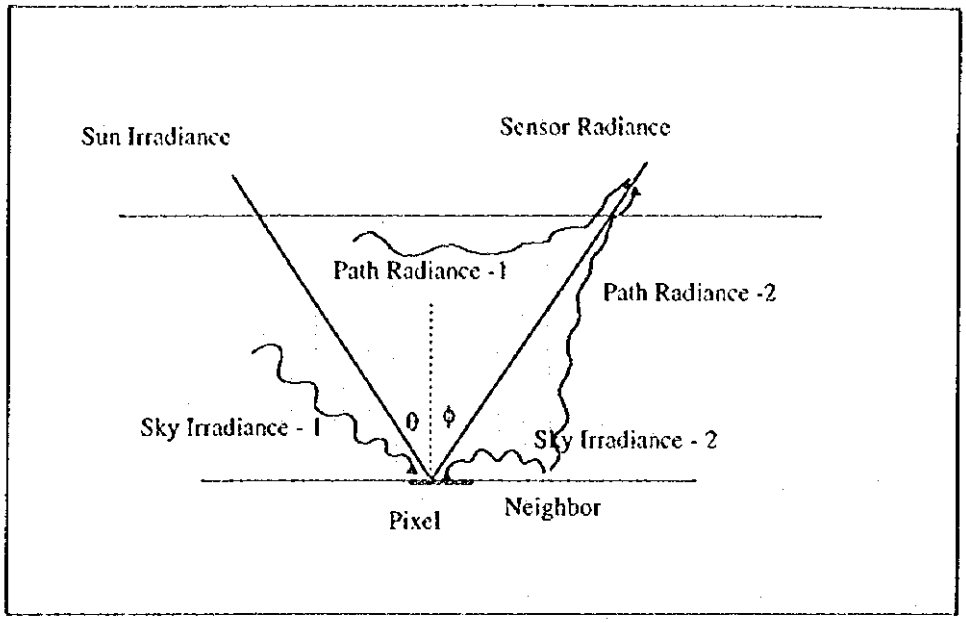


Figure 3.5 Energy interaction with earth surface

大気の影響を受けないと仮定した場合，地上での太陽光スペクトルは電磁波の波長帯を用いて次のように示される。

$$E_{os} = \int_{\lambda 1}^{\lambda 2} E_{\lambda} \cos\theta l\lambda \qquad \text{-------} \quad (3.9)$$

ここで，E_{λ}は地表面での入射光スペクトル，θは太陽光スペクトルと天頂角とのなす角度である。E_{os}は波長λ_1～λ_2の間に相当する光スペクトルである。リモートセンシングでは，観測している波長帯が十分に狭いと仮定すると，次の式が成り立つ。

$$E_{os} = E_{\Delta\lambda} \cos\theta\Delta\lambda \qquad \text{-------} \quad (3.10)$$

式3.10では，$E_{\Delta\lambda}$は観測波長帯$\Delta\lambda$の光スペクトルの平均である。

センサに入射する光スペクトルは地表面の反射率ρと地表面からの放射光スペクトルで，次のように表すことができる。

$$L = E_{\Delta\lambda} \cos\theta\Delta\lambda\rho / \Pi \qquad \text{-------} \quad (3.11)$$

Lは，センサに入射する光スペクトルであり，センサの感度特性を用いて計算可能である。

$$L = Ck + L_{\min} \qquad \text{-------} \quad (3.12)$$

ここで，$k = (L_{max} - L_{min}) / C_{max}$ であり，Lmax と Lmin はそれぞれセンサの計測可能な光スペクトルの最大値，最小値である。これらの値は，通常センサの設計，制作段階で設定される値である。

センサに入射する光スペクトルの情報には大気の影響や地表面の影響が含まれている。光スペクトルなどのエネルギーは吸収，散乱を繰り返し，到達時間や地表面の地形の影響をも受けている。エネルギーの吸収では，センサや地上対象物の受けるエネルギーを減少させ，反対にエネルギーの散乱では，大気の影響を受けてセンサに入射するエネルギーが増加する。よって，地表面でのエネルギーの増加を考慮すると，次式のようになる。

$$E_{os} = E_{\Delta\lambda} T_{\theta} \cos\theta \Delta\lambda + E_d \qquad \text{-------} \quad (3.13)$$

T θ は伝送エネルギー，Ed は空からの放射スペクトルである。この際の広域的な光スペクトルは次のようになる。

$$L = \frac{\rho}{\Pi} \left\{ E_{\Delta\lambda} T_{\theta} \cos\theta \Delta\lambda + E_d \right\} \qquad \text{-------} \quad (3.14)$$

よって，センサに入射する光スペクトルは次式となる。

$$L = \frac{\rho}{\Pi} \left\{ E_{\Delta\lambda} T_{\theta} \cos\theta \Delta\lambda + E_d \right\} + L_p \qquad \text{-------} \quad (3.15)$$

大気の影響に起因する放射量歪みの補正手法には，2つのエネルギー散乱モデルとエネルギー吸収モデルに，衛星通過時の実測データにより処理することができる。

従来の放射量補正手法として，大気の状態に関する精度の高い気象観測データがある場合には，LOWTRAN 大気モデルを用いて高精度な大気の影響を補正する手法の適用が可能である。しかし，現実的な問題として，解析対象地域における大気の状況に関する気象データを収集することは非常に困難である。

以上，放射量補正手法について述べたが，地表面が水平であると仮定した場合での補正手法である。しかし，実際の解析対象地は地表面の起伏や観測時の太陽高度や方位角などの影響が含まれるため，山間部や丘陵地などの起伏の多い地域での厳密な放射量補正は困難である。このような解析対象地域における厳密な放射量補正手法は，現在研究の段階にある。

3．5　リモートセンシング解析の概要

(1) 画像の分類

リモートセンシングデータの解析（画像解析）とは，リモートセンシングデータから地表の対象物の反射スペクトルパターンの違いを利用し，統計的なパターン認識の手法を応用して画像を分類したり，特徴量を抽出し，解析者が目的とする情報を得ることをいう。

よく利用される画像解析手法としては，現地調査データのない場合には主成分分析手法，クラスター分類などの教師無し分類手法がある。逆に，詳細な現地調査データのある場合にはマルチレベルスライス法，最短距離分類法，最尤分類法などの教師付き分類手法が用いられる。

また，リモートセンシングデータ解析の際，本来の観測データに記録されている値（0～255 などのデジタル値）は，地上の何らかの物理量と対応していないため，現地の対象物と対比し，相対的に観測データの意味付けをおこなうことが重要となってくる。図 3.6 にリモートセンシング画像分類の概要を示す。

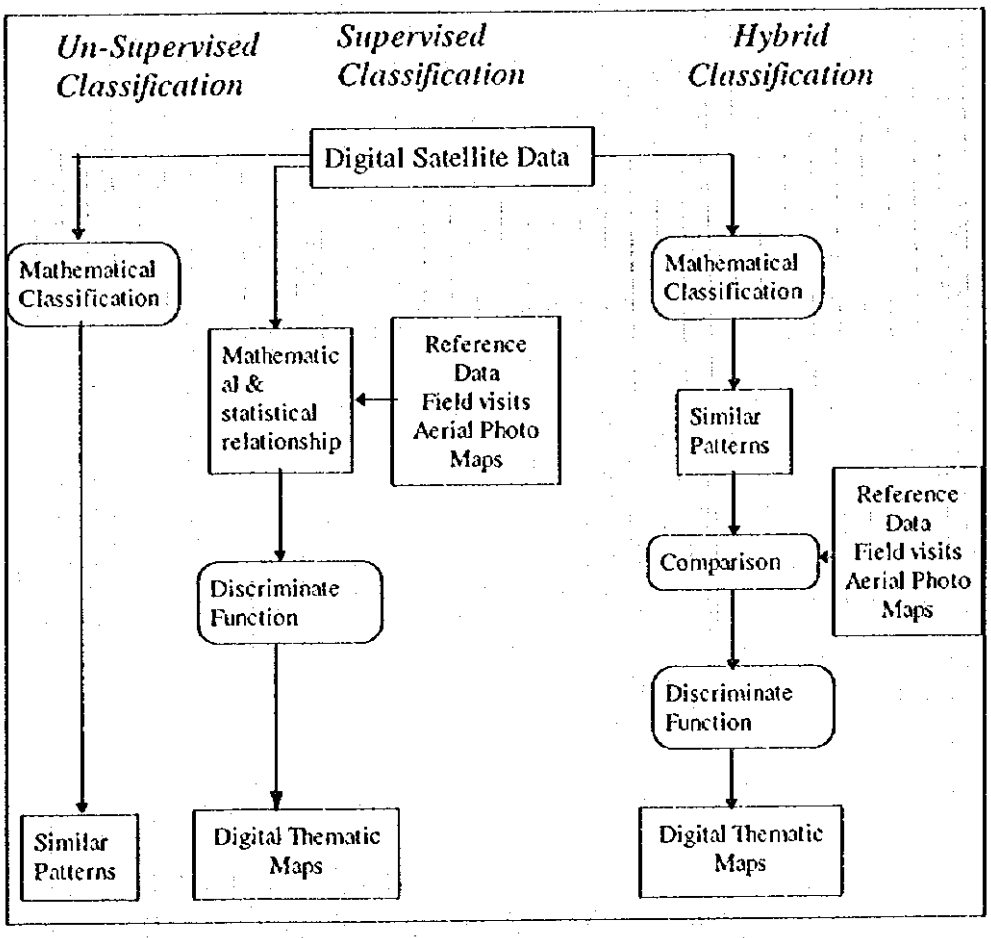


Figure 3.6 Outline of data classification

また，以下にリモートセンシング画像の分類の手順を示す。

1) 利用目的や画像データの特性を考慮し，現地調査データや災害情報，既存地理情報などの参考データを用いて分類クラスを設定する。

2) 画像データより，設定した分類クラスを特徴づける各バンドの反射輝度パターンや輝度分布などの特徴量を見出す。

3) 教師付き分類の場合は画像分類の基準を設定するために，分類クラスに応じたトレーニングデータを抽出する。

4) 設定した基準を用いて，統計的な分類手法により画像データの各画素をクラス分けをする。分類手法には，上述の統計的な手法（主成分分析手法，クラスター分類，マルチレベルスライス法，最短距離分類法，最尤分類法など）がよく利用される。また，各観測バンド間の演算処理やファジィ理論，エキスパートシステムによる分類方法なども用いられている。

5) トレーニングデータや現地調査データによる分類結果の精度や信頼性を検証する。

(2) リモートセンシングの応用

土地被覆分類

衛星リモートセンシングデータを用いた土地被覆分類は，リモートセンシングの陸域への応用として最も典型的なものの一つである。土地被覆分類をおこなうときには，まず土地被覆区分を設定する必要がある。土地被覆区分は，利用目的，利用者の要求する項目，使用データの地上分解能や分光反射スペクトル特性などを考慮して，既存の地理情報データや航空写真を参考にしながら設定する。

通常，最尤分類法などの教師付き分類手法により分類項目別の分光反射スペクトルパターン特性の差異を利用して土地被覆分類をおこなうが，近年の研究ではスペクトル情報の他にテクスチャ情報を加えて，異なる土地被覆項目間の境界線を抽出して画像を分類する手法もある。いずれの手法を用いても，分類結果の精度は取得したグランドトゥルースデータの精度に大きく依存する。

植物の活力状況調査

植物観測の分野では，主として農作物の収穫予測をおこなうことを目的として，植物の成育状況を示す指標の研究が進められてきた。そして，定量的に計測する手法として人工衛星データを利用することが注目を浴びている。

地球を観測するランドサット衛星には，人間の目で見えない電磁波の領域を画像化できる利点を持っている。そして，異なる電磁波領域（チャンネル）のデータを組み合わせた指標が数多く提案され検討されてきた。その中で最も一般的な手法として，以下の式が提案されている。

$$NDVI = \frac{(R_{NIR} - R_{RED})}{(R_{NIR} + R_{RED})}$$

NDVI：　植生指標

R_{NIR}：　近赤外域の反射輝度

R_{RED}：　赤色域の反射輝度

植物は健全であれば緑の波長を持ち，可視域の赤色光域で強い反射を示す。葉の活性が落ちた場合には赤色光の反射が強く，近赤外域での反射が小さくなる。また，農作物が十分に成育して地表を覆うと，土壌からの反射による赤色光分が減り，作物からの近赤外分が増加する。よって，上記式のように比をとることで，活力度の高低が分かる仕組みになっている。

本指標（NDVI）は観測日時や地域性によってその特徴が若干異なるが，概略的には，

NDVI ＞ 0.3　　――　　森林域などの緑地

NDVI ＜ 0.1　　――　　市街地などの開発地域

という特性を持つ。

以上の特性より，植物の活力状態を把握することが可能であり，現在，熱帯雨林地帯での広域植物活力状況の調査や地球規模の森林資源調査などにも植生指標（NVI）が利用されている。

3．6　ネパールにおけるリモートセンシングの活用状況

リモートセンシング技術は，当初軍事的な技術として開発されたもので，1970年代には民間の調査技術として次第に普及し，農業や資源，水文分野などの多岐の分野にわたり有効に利用されてきた技術である。ネパール国のように，斜面災害の現地調査が困難でかつ広範囲に被害地域が及ぶ場合，リモートセンシングデータの持つ広域性および周期性（継続性）より，災害対策調査が非常に有効であると考えられる。

ネパール国でGIS/リモートセンシング技術を利用して各種解析作業をおこなっている組織には，国際機関であるICIMOD（International Center For Integrated Mountain Developement）がある。

ICIMODは，主として山岳地帯を解析対象とした地域開発センターで，本部はネパールにあり，アフガニスタン，パキスタン，バングラディッシュなどの7ヶ国に支部を持つ国際機関である。ICIMODでは，ネパール全土の社会データベース整備をGISソフトウェアを用いておこなっており，地域レベルでの詳細な地質データや土地利用データなどの地理情報をリモートセンシングデータや航空写真より判読し，GISデータベースとして整備している。

また，GIS/リモートセンシングソフトウェアのサポートセンターやGISデータ提供機関としての機能もはたしており，各ユーザへソフトウェアの利用法，操作法の講習，GISデータの提供もおこなわれている。しかし，ネパール国におけるGIS/リモートセンシング解析の現状は解析技術の面，解析システムの面からみて，厳しい状態にある。

今後，解析システムの整備やデータ供給サイドのシステム整備，GIS/リモートセンシングの知識習得などに積極的に取り組み，この技術に対する認識を高めることよって国レベルで普及し，国の研究機関や民間会社で活用されるようになり，農業や砂防，資源，水文分野などの様々な分野での従来の調査技術の向上，効率化が図られていくと考えられる。

第４章　対象地域とそのデータの収集

第４章　対象地域とそのデータの収集

４．１　対象地の概要

ラトゥ川は，中央ネパールのチュリヤ山（標高７００ｍ）に源を発し，東西ハイウェイを横切って，テライ平原のジャナカプール北方に注ぐ河川である。ラトゥ川は，乾季にはほとんど流水がなく，雨期には夥しい流水をもつ，いわゆる「涸川」の様相を呈している。しかし，この河川のモンスーン期や雨期の土砂搬送力は大きいものがあると言われている。源頭部から下流に向かって約５０ｋｍの区間は，勾配も緩く，土砂の運搬には大きな降雨量を必要とする。

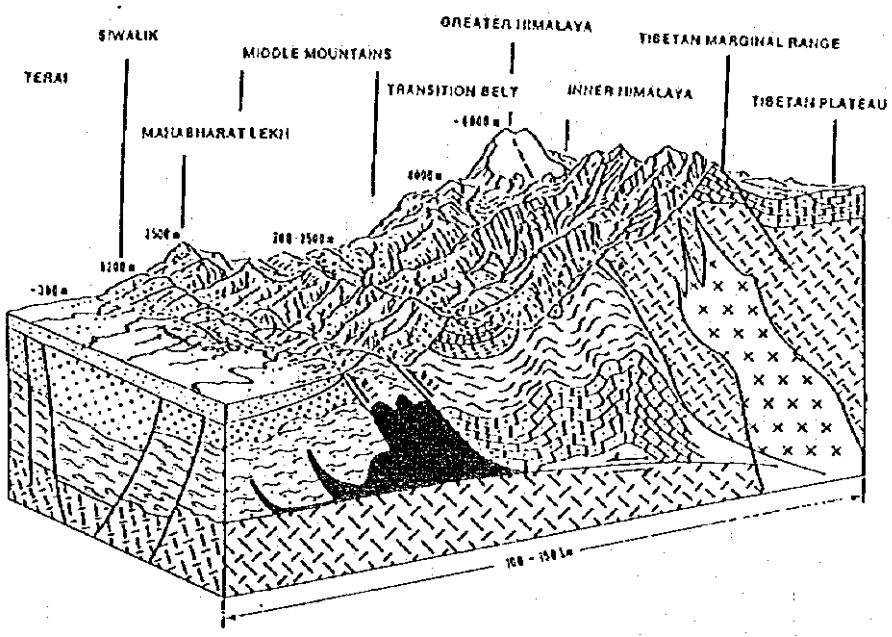
１９７９年の空中写真と１９９５年３月の衛星画像を比較すると，この１６年間に氾濫域が拡大したことが読み取れる。このことは，流域の荒廃と侵食が広がったことを意味している。

Table 4.1 Physical division of Himalayan landscape (after Ivans, 1989)

Geographic Region (native term)	Hagan Physical feature	Gurung Physical feature	FAO/HMG/UNDP Ecological zone	LRMP physiographic zone
Mountain (Himal)	Tibetan Marginal Mountain	Border Range		
	Inner Himalaya	Trans-Himalyan Valleys	High Himalaya	High Himalaya
Hills (Pahar)	Himalaya (Himal)	Himalaya	Transition zone	High Mountain
		Temperate (lekh) Sub tropical (Pahar)		
	Midlands			
	Mahabharat Lekh	Mahabharat Lekh Inner Terai Chuire range	Middle Mountain	Middle Mountain
Plain (Terai)	Siwalik zone		Siwalik	Siwalik
	Terai	Terai	Terai	Terai
Source	Hagan (1960)	Gurung (1971)	Nelson (1980)	HMG (1986)

シワリク丘陵は，ネパールの大地質構造線であるMBTとMFTを境にヒマラヤ山塊とテライ平原とも分離された形で分布し，ラトゥ川は標高２００～１５００ｍのシワリク丘陵の低位部に位置している。河川の水系模様が樹枝状，平行状，梁棚状を示すのはシワリク地域の特徴でもある。

ラトゥ川の流域に分布する地質は，概して未固結～半固結の砂岩，泥岩，れき岩で構成され，地形は谷頭部の急斜面を除いて緩やかな地形から構成される。流域の約７０％は森林に覆われるが，その森林密度はさまざまである。森林を構成する木木は Shorea Robsta で，現地ではサルの木と呼ばれている。森林以外の地は畑地と裸地で，土壌は概ね２０ｃｍより薄く，受食性が弱く，植生もつきにくい。

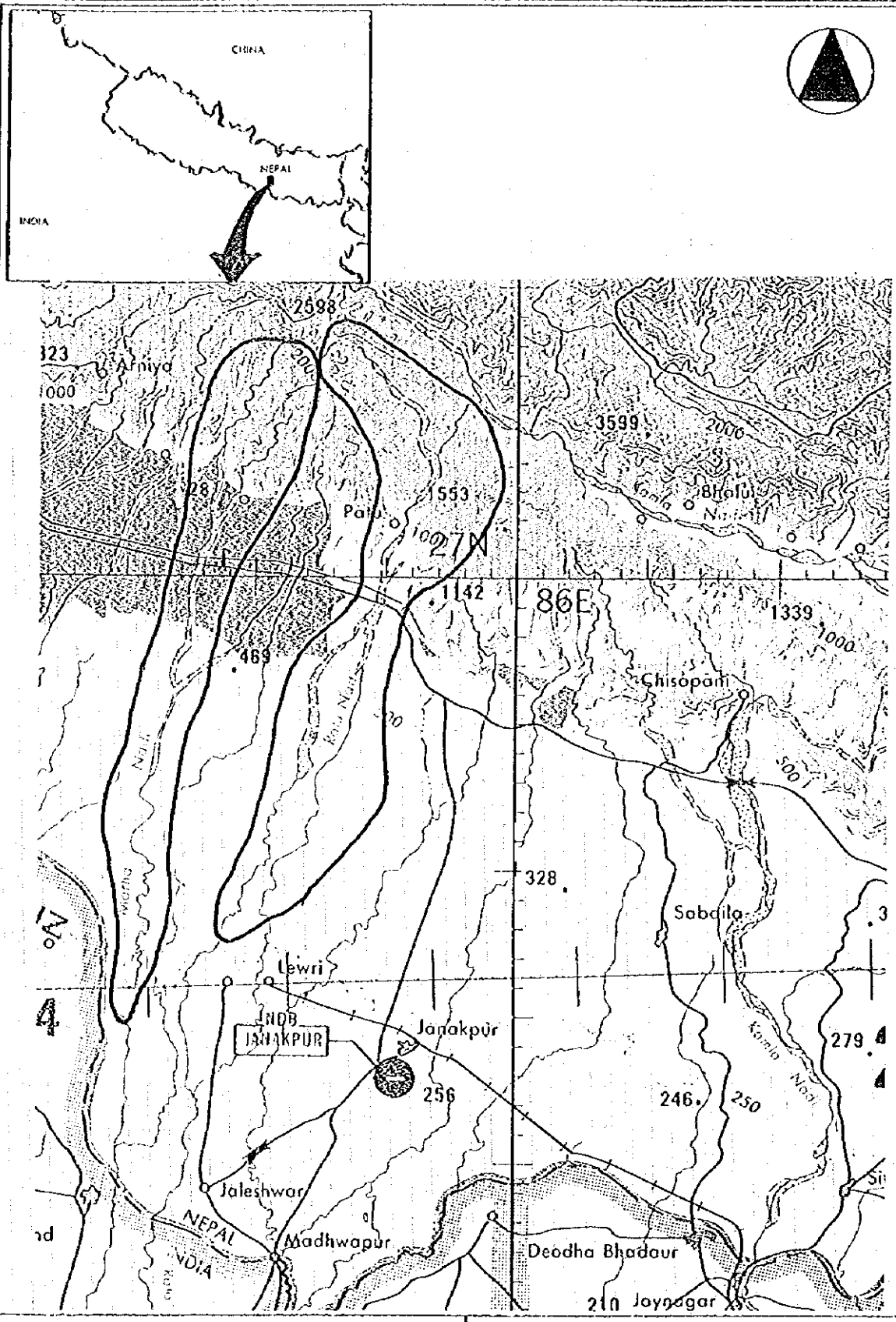


	Litho tectonic units	Rock type
	Quaternary	Alluvial sediments
	Upper	
	Middle } Siwalik	"Molasse" Sandstone & shale
	Lower	
	Paleozoic and younger sediments of the lesser Himalaya	Schist & Limestone
	Paleozoic and younger sediments of the Higher Himalaya	Limestone & Marl
	Upper Precambrian and Lower Paleozoic sediments	Phyllite & Quartzite
	Lower Precambrian crystalline basement	Gneiss & Migmatite
	Tertiary Leucogranite	Tourmaline Granite
M F T	Main Frontal Thrust	
M B F	Main Boundary Fault	
M C T	Main Central Thrust	

RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY

Figure 4.1 Geography of Himaraya

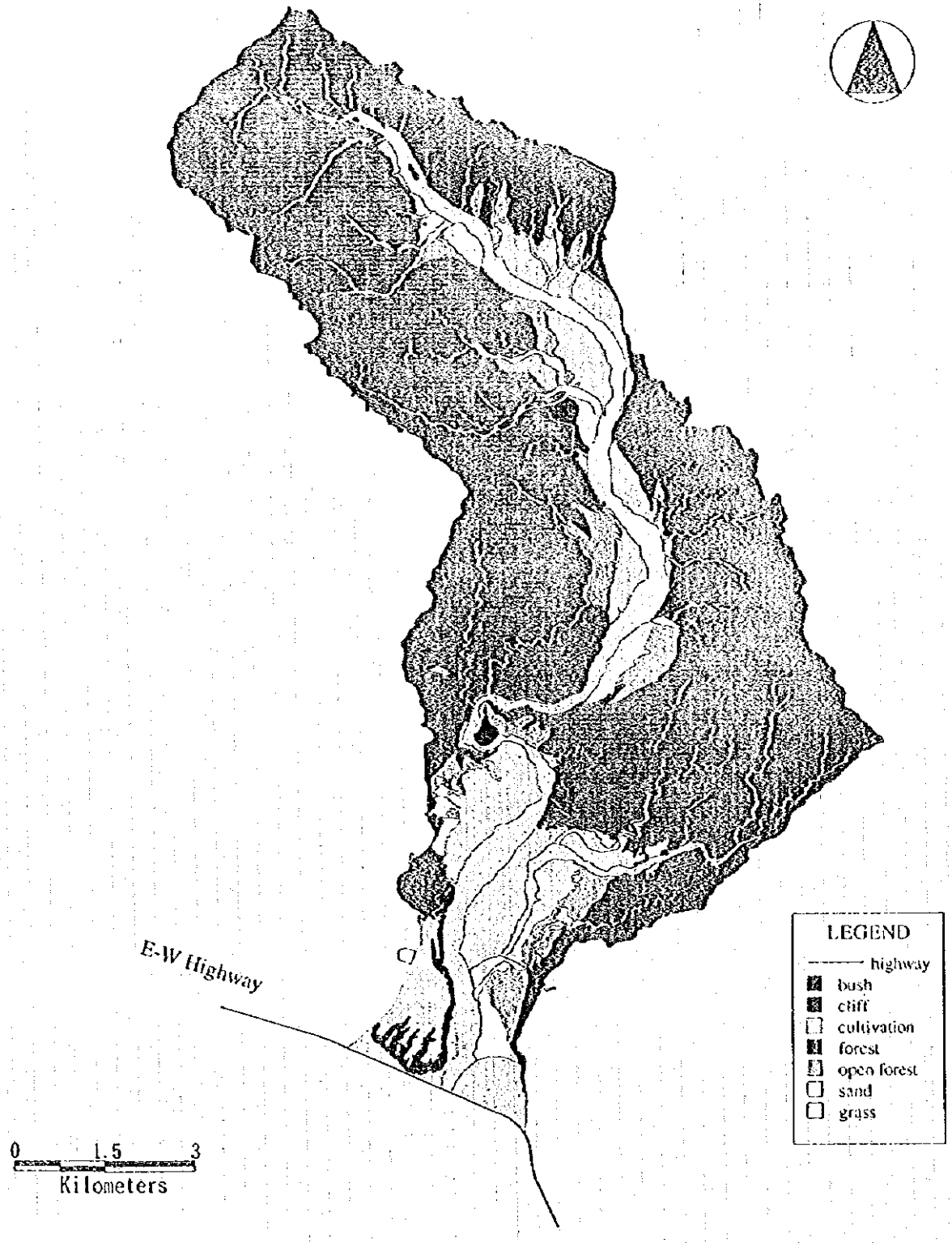
JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY

Figure 4.2 Study area

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 4.3 Land cover map of the study area
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY

4．2　衛星リモートセンシングデータの取得

流域での土砂バランスの検討には，広範囲で複数時期の現地情報を必要とする。ここの場合，いかに確実で精度よいデータを取得できるか，継続的にデータの取得が可能かなどが調査にとって重要な問題である。しかし，ネパールでは道路整備等の社会基盤が十分でなく，歩行による直接的なデータ取得やヘリコプターによるデータ取得がおこなわれてきた。このように社会基盤整備が遅れている現況では，コストや時間などの問題ではなく，現地調査の継続的な実行が困難である。よって，広範囲な地域を継続的に観測することのできる衛星リモートセンシングデータが有用となる。

リモートセンシングデータを用いた流域土砂バランスの検討と堆積量と輸送量を考慮した土砂バランスモデルの検討を目的に解析する場合には広範囲な地域でかつ詳細で継続的なデータが必要である。

現在供用しているリモートセンシング衛星は，3.2 で示したようにアメリカの資源探査衛星である Landsat やフランスの SPOT など多くの衛星が地球表面を観測している。このうち，データが一般に市販されているデータは，Landsat や SPOT，NOAA，LISS など限られてくる。よって，解析目的に合致した衛星データの選択が必要である。

本調査では，上記の目的と現在入手できるデータなどを検討した結果，以下の表に示すデータを入手し，解析に用いた。

Table 4.2 Information on the satellite data obtained for the study

Sensor	Date	Sun Angle	Sun Azimuth	Processing Level
MSS	1973.03.14	Not Known	Not Known	Bulk
MSS	1977.03.20	Not Known	Not Known	Bulk
TM	1993 .03.16	47	127	Bulk
TM	1995 .03.22	46	122	Bulk
LISS-II	1994.11.15			Bulk
LISS-II	1995.03.15			Bulk

4.3　グランドトゥルースデータの取得

グランドトゥルースデータは，ネパールDPTCから取得した。取得した内容は，空中写真，ヘリコプター撮影写真，現地踏査データである。以下に，その内容を示す。

（1）空中写真

空中写真は，現地で１９７９年３月の写真と１９９２年１１月の写真を購入した。縮尺は両者とも１：４００００である。本研究で１９９３年６月の洪水における土砂生産を検討するため，１９９３年６月の災害前後の空中写真を必要とする。１９９３年以降の空中写真は入手することができなかった。

しかし，１９７９年３月の写真と１９９２年１１月の写真を比較することにより，対象地域のラトゥ川流域の森林や土地利用の変化を判読することができる。さらに，１９９３年６月以前のリモートセンシングデータによる土地被覆分類作成の際には，グランドトゥルースデータとして有効に活用した。

（2）ヘリコプター撮影写真

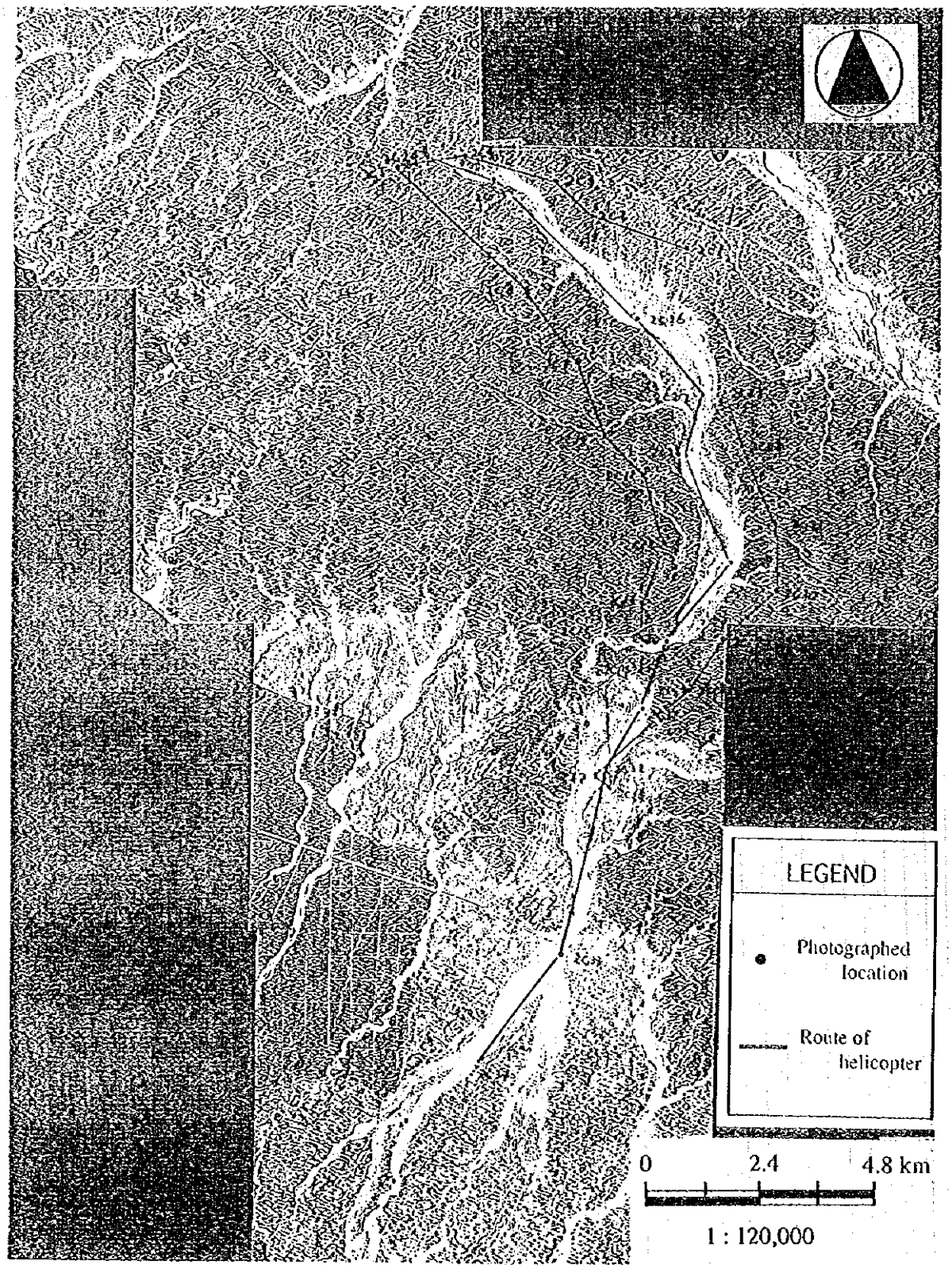
ラトゥ川流域のヘリコプター撮影の写真を入手した。この写真は，通常のカラー写真と赤外線写真である。これは事前に，当学会からDPTCに地点を指定し，赤外線フィルムを送付し，撮影を依頼し，ヘリコプターにより撮影してもらうという方法をとった。

通常のカラー写真は，森林の状況の把握に有効で，とくに広域の空中写真も参考にして森林の疎密度の判定に有効であった。赤外線写真は，リモートセンシングデータと対比するうえで重要な資料となった。とくに，森林や植物の活性度とリモーセンシングデータから得られるNVI（Normarized Vagitation Index）の検討には有効であった。

（3）現地踏査データ

現地踏査データは，土砂生産域と堆積域のデータを収集できた。

土砂生産域のデータはラトゥ川森林地帯の侵食の状況を把握できる現地踏査データで，堆積域では地形的変化点６箇所の現地踏査結果を入手できた。本報告では，その結果を第６章にまとめた。



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 4.4 Helicopter route for photography
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY

4．4　データ解析の方法

以下に解析の流れを示す。

1) 衛星画像の前処理

流域の土砂バランスを検討する場合，衛星データの他に既存の地理情報からもパラメータを設定する必要がある。また，通常衛星データから対象物の情報を抽出する際，衛星データと地理情報を統合させ，同一のデータセットで比較検討することで抽出精度が向上する。

そこで，本調査では，衛星データと既存地理情報とを同一の座標系で議論させる目的で，衛星データ，既存地理情報に対してUTM座標系(Universal Transverse Mercator Coodinate System，ユニバーサル横メルカトル）を用い，本座標系で同一のデータセットに変換した。

2) 代表的な地表面土地被覆の反射輝度特性調査

物体の分光反射率は，物体の種類によって異なる性質をもっている。物体からの分光反射輝度は分光反射率の影響を受けているため，分光反射輝度を観測することで，遠方から物体を識別することができる。

そこで，地表面土地被覆の反射輝度値をランドサットTMより抽出し，各土地被覆項目の反射スペクトルパターンを算出した。

3) 流域の生産土砂バランスの検討

2) で検討した反射スペクトルパターンより，既存土砂バランス算定式のパラメータを設定する。本調査では，土砂バランス算出の際の重要なパラメータの一つである表面侵食量を衛星データより算出される植生指標を用いて定量化した。

4) 土砂堆積量の算出

土砂堆積量の算出に当たっては，解析対象域の土地被覆情報を衛星データより分類し，裸地に相当する面積を算出する。そして，現地調査結果より，土砂の堆積深を推定し，裸地面積を乗ずることによって土砂の堆積量を算出した。

第 5 章　解析手法と GIS データベースの作成

第5章　解析手法とGISデータベースの作成

5．1　解析手法

集中豪雨による急速な土砂流出と土砂の堆積は，人為的な行為と自然現象が合わさった結果として考えることができる。

本調査は，Ratu流域において土砂侵食や堆積のメカニズムを解明する目的で，以下に示す解析をおこなった。

- 現地調査による土砂生産量の算出
- リモートセンシング技術を用いた土砂堆積域と河床変化の抽出
- リモートセンシング技術とGISを用いた土砂生産量の算出
- リモートセンシングデータによる土砂生産量と河床変化の経年解析

本調査においては，範囲や変化の予測をリモートセンシングデータを用いておこなうが，これらの抽出精度はセンサの分解能に依存している。

量的な土砂収支の予測をおこなうために，表面的な範囲だけでなく堆積深や侵食量が必要である。堆積深のデータは現地調査によって入手する。土砂生産量は，現地調査などの直接的な測定法か，間接的に侵食量から予測する方法により算出する。図5.1に本調査で解析した項目と，項目間の関係を示す。

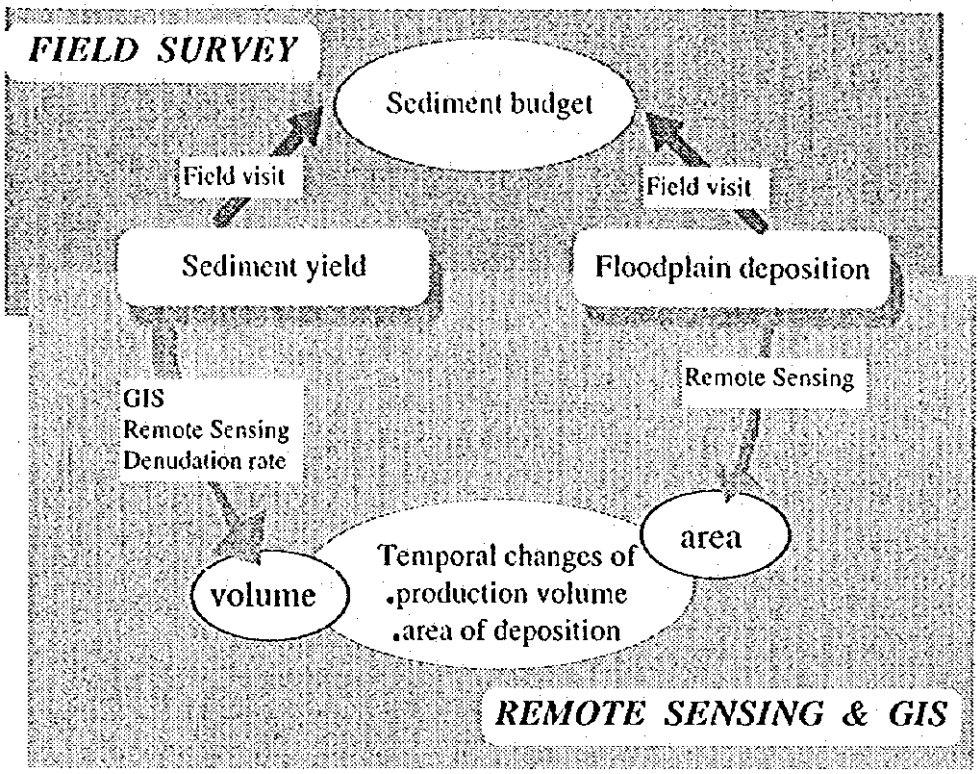


Figure 5.1 Main components of the data and analysis

そして，現地調査によって予測した土砂堆積量と衛星データより予測した結果とを比較することで，Ratu流域における土砂侵食や堆積を，リモートセンシングやGIS技術の適用可能性の評価をおこなった。

5．2　地理情報システムの利用

地理情報システム（Geographical Information System：GIS）とは，地理的な情報を処理するためのコンピュータシステムであり，データの入力，データ管理，解析，表示・出力などの機能を有する。災害現象の理解，対策の立案，防災計画の策定のためには，自然・社会・経済にわたる多様なデータを収集し，膨大な空間情報を分析・評価する必要がある。そこで，GISの強力な空間データ処理機能に着目し，自然災害のモニタリングや防災計画の立案支援にGISを利用する事例が増加しつつある。とくに，1990年代に入ってからのUNIXワークステーションの急速な普及やパソコンの級数的な能力向上とともに，GISは一般の注目を集め始めた。

災害関連業務で対象とする情報は極めて多岐にわたり，地形・河川・森林などの自然環境情報や土地利用・人口などの社会情報，建物・道路・鉄道などの施設情報などが地図として示されている。このような情報をGISを利用してデータベース化することにより，オーバーレイ解析や地形解析などの高度な処理を効率的に行うことが可能である。

GISは次の3つの主要機能により構成される。

① 地理データ処理・出力機能

地理データの入力から編集・変換・出力までの一連のデータ処理を行うGISの基本機能。多様なデータの座標系・位置関係を整合させ，レイヤー（ﾃﾞｰﾀ層）構成・縮尺・表示色・シンボルパターン等を任意に指定し，視認性の高い主題図を目的に応じて作成することが可能である。

② データベース機能

地図・台帳等で個別に蓄積されていた資料をデジタルデータとして一括管理し，データの更新・検索を効率的に行うとともに情報の共有化と標準化を図ることを目的とした機能。とくに地方自治体等の公共機関における都市計画，道路管理などの業務支援を目的として，積極的に導入が進められている。

③ 空間解析機能

オーバーレイ解析，バッファ解析，地形解析，ネットワーク解析等が代表的な解析機能である。GISでは地形，地質，流域界などの情報を，レイヤー別に点，線，または面情報として記録しており，目的に応じてこれらの処理機能を選択して解析を行う。例えば，洪水による土砂堆積域の面積や住民への影響度は，水系，住民分布，洪水発生前の土地利用，洪水発生後の土地被覆の各レイヤーのオーバーレイ処理により把握可能である。

また，GISは図形演算を属性情報とリンクして統合的に処理することが可能であり，この点がCAD (Computer Assisted Design) システムとは基本的に異なる部分であるといえる。

GISデータベースとは，まさにコンピューター上で構築した実世界のモデルともいえ，事業計画・政策決定等の影響や効果の予測を，さまざまなシナリオを通して試行錯誤的に実施可能である点が，GISを利用することの最大の効用である。

5．3　データベースの作成

本業務は，土壌侵食量の推定，河道のモニタリング，土砂の生産・運搬・堆積等の物理現象の把握を目的としており，そのために必要な空間情報を収集し，対象地域のGISデータベースを構築した。土壌侵食ポテンシャルの推定に必要な標高データ（DEM）は，等高線のデジタイザ入力により作成した。また，土地利用に関する情報は，集水域における河床低下や裸地化状況の評価，洪水発生時の影響予測などに不可欠な基礎情報であり，衛星リモートセンシングによる植生指標との比較により解析を行った。

本業務で用いた地図資料と作成したデータベースの諸元を表5.1に示す。

Table 5.1 Incorporated information into the GIS database

BASEMAPS	TOPOGRAPHIC MAP	(1:50,000)
	TOPOGRAPHIC MAP	(1:25,000)
	LANDUSE MAP	(1:50,000)
DIGITIZED AREA	Sheet 72 E/15, E/16, F/13	(1:50,000)
COORDINATE SYSTEM		
	Universal Transverse Mercator, Zone 45	
DATA	Topographic Contour (100ft.)	:line
	Topographic Contour (20m.)	:line
	Geological Map	:polygon
	Road	:line
	River	:line
	Landuse	:polygon
	Land System	:polygon
	Land Capability	:polygon

5．4　GISとリモートセンシングの統合

受信局より入手した衛星データは，通常の写真と同様に地理的に意味を持つ情報ではない。衛星データに意味をもたせ，地理情報などの他の情報と組み合わせて解析する場合，共通の座標系に変換して作業をする必要がある。

本調査では，衛星データや地理情報を第3章に示したUTM座標系に統一し，解析作業を実施した。

その処理の手順を図5.2に示す。

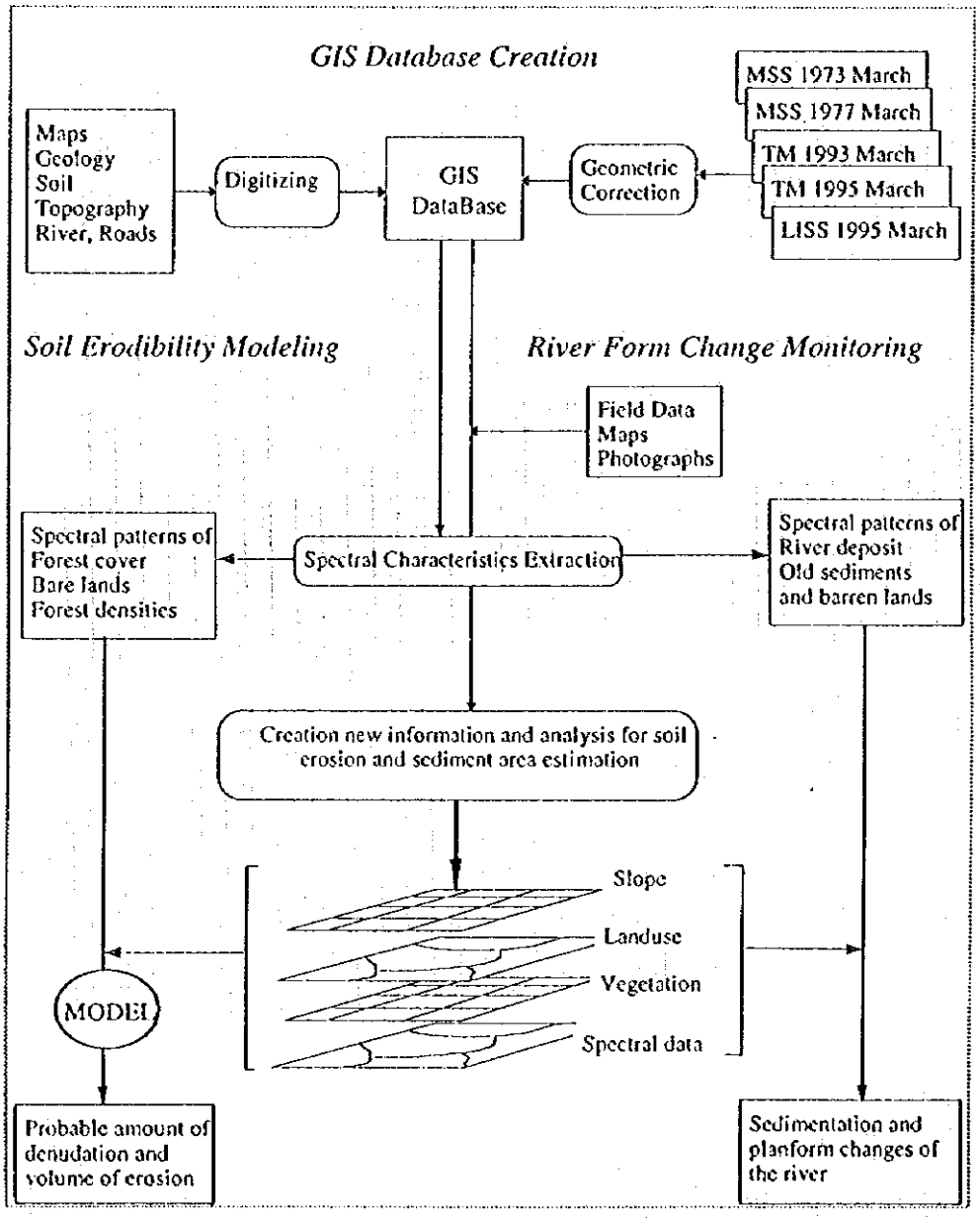


Figure 5.2 GIS oriented satellite data analysis procedure for study objectives

5．5　地形情報の解析

斜面における土砂生産量の推定を行うために，地形解析のための基礎的なデータ処理を行った。土壌侵食や斜面崩壊などの土砂生産に最も寄与する地形要素は斜面の傾斜度と方位である。このことは，荒廃した斜面が山稜の北側に突き出た尾根よりも，南側の尾根において多く分布していることが現地調査から判明していることからもうかがえる。本業務では等高線データからメッシュ型の数値標高データ（DEM）を作成し，メッシュ単位で斜面の最大傾斜度と傾斜方向の算出を行った。

（1）数値標高データの作成

数値標高データ（Digital Elevation Model：DEM）はグリッドセル形式の標高値で表された地形モデルである。本業務ではベクター型の等高線データからDEMを作成した。ラトゥ川流域の地形特性と基図の縮尺を考慮して，DEMのセルサイズを10mとした。ここで，ベクター型の等高線（標高）データからDEMを作成するため，TIN(Triangulated Irregular Network)により地表面をモデル化する方法を用いた（図5.3）。

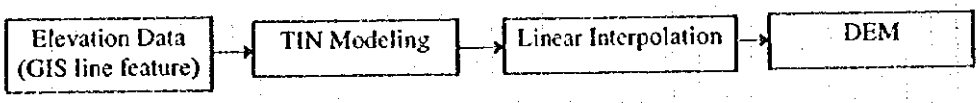


Figure 5.3 Creation of DEM from contour lines

TINは，地表面を連続的に連結された不定形の小三角形面(Delaunay triangulation)によって近似するベクター型のトポロジーを持つ地形モデルである（図5.4）。この方法によれば，データ量を増やすことなく地表面の起伏に応じて効率的に地形をモデル化することが可能である。したがってTINを構築する際は，尾根，水系とその他の特徴的な地形情報をデータとして入力すれば良い(Burrough 1986)。

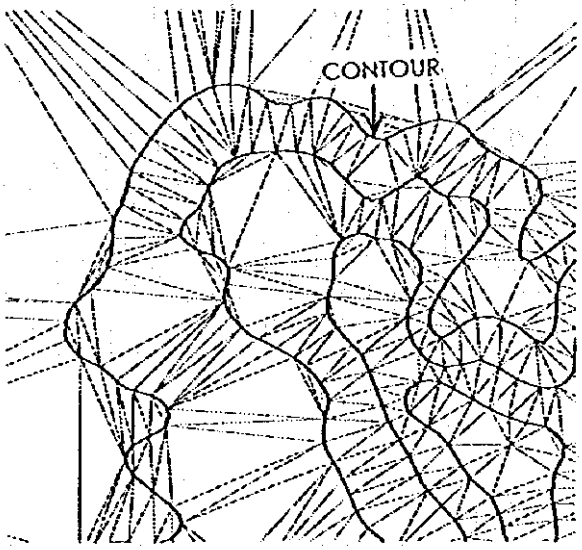


Figure 5.4 An example of a TIN structure

TINで近似した地表面上の任意の点における標高値は，TINの三角形平面とその点を通る垂線との交点x,y,z（図5.5）を表す以下の一般式により求められる。

$$Ax + By + Cz + D = 0$$

ここで，A，B，C，Dは三角形の各頂点の座標から求められる定数である。

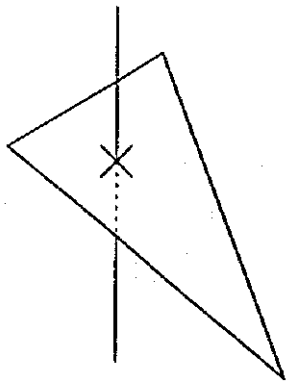


Figure 5.5 Triangle facet and grid point

（2）斜面の傾斜･方位の算出

斜面の傾斜・方位はDEMから得られる標高データを用いて算出することができる。DEMを用いて空間的に連続変化する斜面の傾斜・方位を計算する様々な手法が現在提案されているが，本解析では，着目ピクセルを中心とした周りの8点の標高データを用いて算出する手法(Burrough, 1986)を採用した。

流域斜面の傾斜・方位は図5.6に示すカーネルを用いて次式で計算できる。

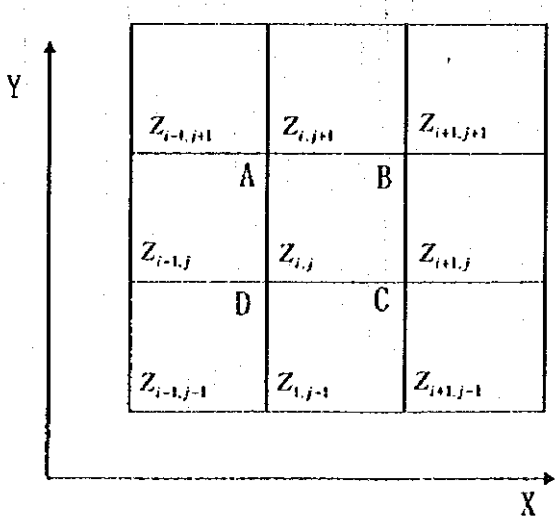


Figure 5.6 Kernel used for computing slope angle & aspects

東西方向の傾斜：

$$\left[\delta Z/\delta X\right]_{i,j}=\left[\left(Z_{i+1,j+1}+2Z_{i+1,j}+Z_{i+1,j-1}\right)-\left(Z_{i-1,j+1}+2Z_{i-1,j}+Z_{i-1,j-1}\right)\right]/8\delta x \qquad (5.1)$$

南北方向の傾斜：

$$\left[\delta Z/\delta Y\right]_{i,j}=\left[\left(Z_{i+1,j+1}+2Z_{i,j+1}+Z_{i-1,j+1}\right)-\left(Z_{i+1,j-1}+2Z_{i,j-1}+Z_{i-1,j-1}\right)\right]/8\delta y \qquad (5.2)$$

斜面傾斜：

$$\tan G=\left[(\delta Z/\delta X)^2+(\delta Z/\delta Y)^2\right]^{1/2} \qquad (5.3)$$

斜面方位：

$$\tan A=\frac{-\delta Z/\delta Y}{\delta Z/\delta X} \qquad (5.4)$$

ここで，

$Z_{i,j}$	：標高
$X_{i,j}, Y_{i,j}$	：座標値
$\delta x, \delta y$	：セルの中心間距離

式(5.1)，(5.2)は以下のように導くことができる。

図5.6で各セルの交点をA,B,C,Dとおくと，それぞれの標高値は次式で与えられる。

$$A=\frac{Z_{i-1,j+1}+Z_{i,j+1}+Z_{i-1,j}+Z_{i,j}}{4}$$

$$B=\frac{Z_{i,j+1}+Z_{i+1,j+1}+Z_{i,j}+Z_{i+1,j}}{4}$$

$$C=\frac{Z_{i-1,j}+Z_{i+1,j}+Z_{i,j-1}+Z_{i+1,j-1}}{4}$$

$$D=\frac{Z_{i,j}+Z_{i+1,j}+Z_{i,j-1}+Z_{i+1,j-1}}{4}$$

次に，x方向の傾斜は次式で与えられる。

$$\frac{\partial Z}{\partial X}=\frac{\left(\frac{B+C}{2}-\frac{A+D}{2}\right)}{\delta x}$$

すなわち，

$$\frac{\partial Z}{\partial X}=\frac{B+C-A-D}{2\delta x}$$

$$=\left(\begin{array}{l} Z_{i,j+1}+Z_{i+1,j+1}+Z_{i,j}+Z_{i,j+1}+Z_{i,j}+Z_{i,j+1}+Z_{i,j-1}+Z_{i+1,j-1} \\ \qquad -Z_{i-1,j+1}-Z_{i,j+1}-Z_{i-1,j}-Z_{i,j}-Z_{i-1,j}-Z_{i,j}-Z_{i-1,j-1}-Z_{i,j-1} \end{array}\right) \Big/ 4 \bullet 2\delta x$$

$$=\frac{Z_{i+1,j+1}+2Z_{i+1,j}+Z_{i+1,j-1}-Z_{i-1,j+1}-2Z_{i-1,j}-Z_{i-1,j-1}}{8\delta x}$$

ゆえに，任意のセル(i, j)における x 方向の傾斜は，

$$\left[\delta Z/\delta X\right]_{i,j}=\left[\left(Z_{i+1,j+1}+2Z_{i+1,j}+Z_{i+1,j-1}\right)-\left(Z_{i-1,j+1}+2Z_{i-1,j}+Z_{i-1,j-1}\right)\right]\Big/8\delta x$$

同様に，y 方向の傾斜は，

$$\left[\delta Z/\delta Y\right]_{i,j}=\left[\left(Z_{i+1,j+1}+2Z_{i,j+1}+Z_{i-1,j+1}\right)-\left(Z_{i+1,j-1}+2Z_{i,j-1}+Z_{i-1,j-1}\right)\right]\Big/8\delta y$$

により求められる。

第６章　ラトゥ川の土砂生産機構と土砂収支

第６章　ラトゥ川の土砂生産機構と土砂収支

６．１　対象流域の特性

６．１．１　流域の地形地質特性

ラトゥ川はシンズリマディの南約 8.0km に位置し，シワリク丘陵を源に東西ハイウェイを越え，テライ平原にほぼ南北に流下し，ベンガル湾に抜けるこの地方の典型的な河川である。

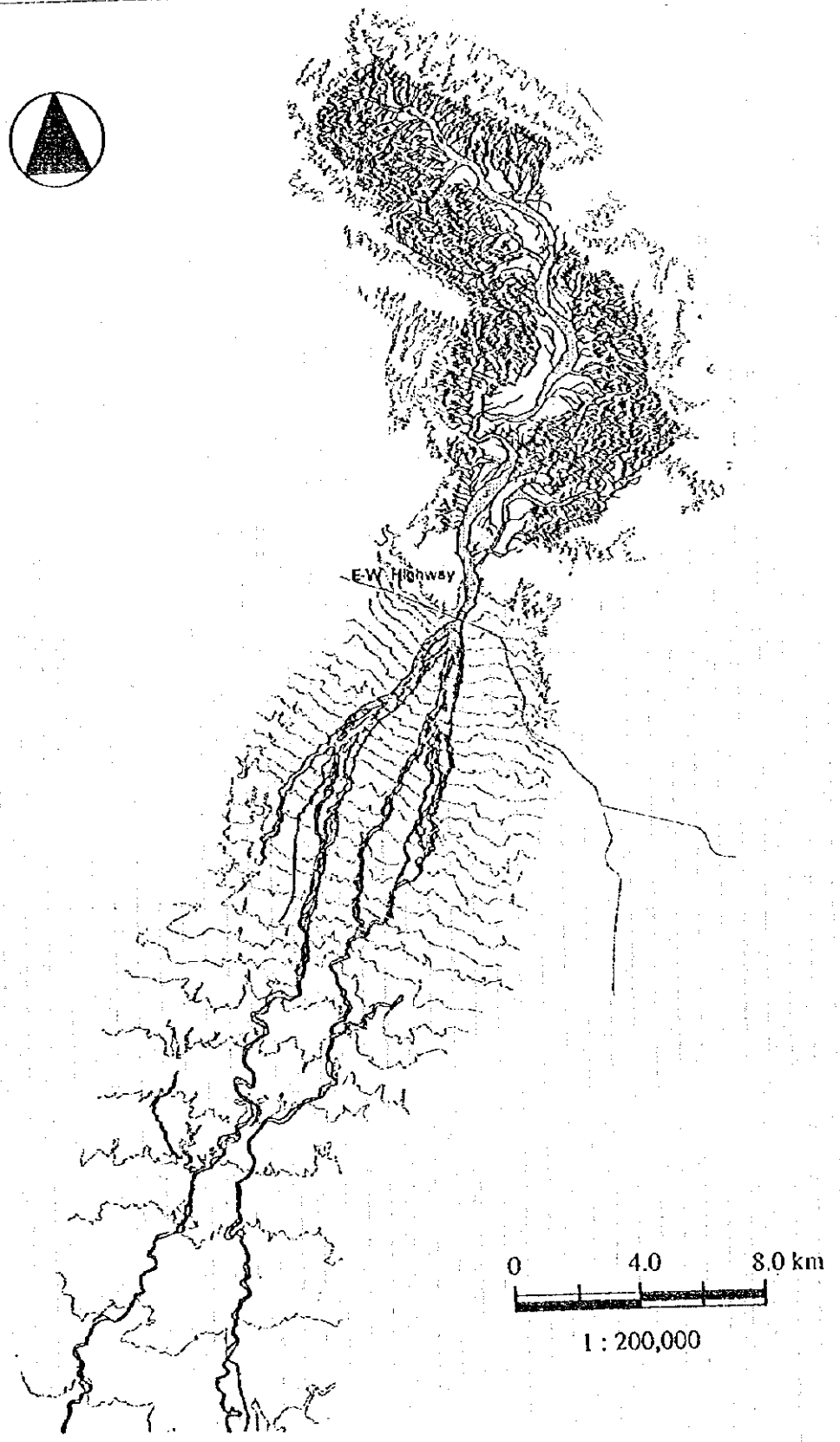
この河川の特徴は，乾期には流水がほとんどなく，雨期に流水のあるワジ河川であることと土砂生産がおびただしく，東西ハイウェイから下流で広い土砂氾濫原を形成していることである。

今回の研究では，ラトゥ川の土砂生産を対象にするため，対象流域は東西ハイウェイを原点に，氾濫末端部から上流域である。

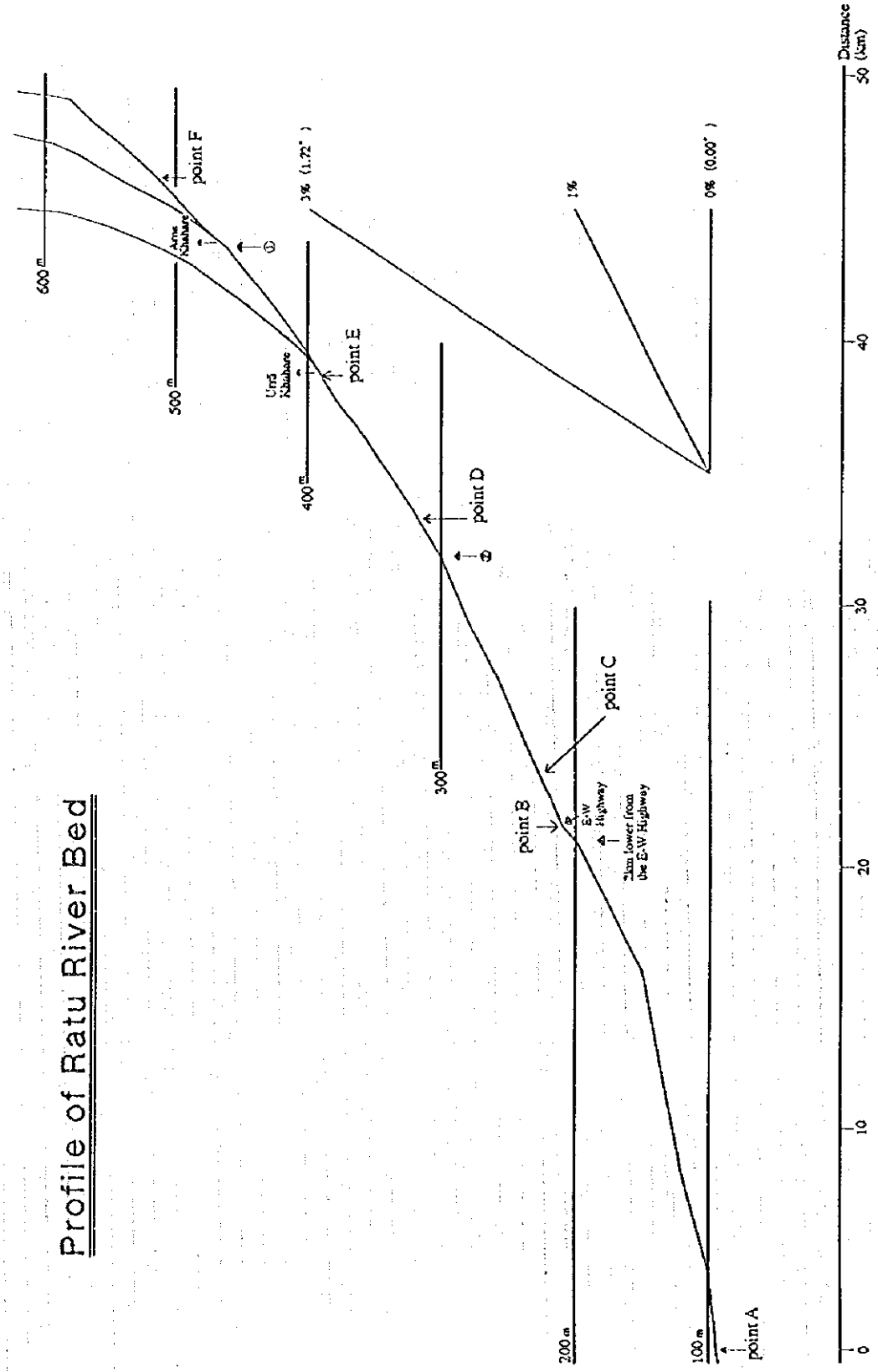
ラトゥ川は源頭から南東方向に流下し，支流のアルン川合流点付近で，流路を南に変化させる。このため，流域は矩形を組み合わせた様な形状を呈し，水系模様は樹枝状，平行状を呈している（図６.１）。原点から上流では，ラトゥ川は流路長約３５ km，流域面積９ 1km2 で，平均河床勾配約１/１００である。河道幅は原点から上流部では巾６００ m 程度であるが，原点から下流では急激に約２～3km に拡大し，氾濫原となっている。１９９３年６月の洪水による氾濫は，東西ハイウェイの下流約２０ km 地点(A 地点)にまで及んでいる。

図 6.2 に河床断面図を示す。氾濫原末端部の A 地点からラトゥ川源頭部までは流路延長約５５ km で，原点の東西ハイウェイ付近の B 地点から A 地点までは平均河床勾配は約 1/200 で，土砂の氾濫原となっている。東西ハイウェイ付近の B 地点から上流部では，詳しくみると，河床勾配は東西ハイウェイの B 地点から支流のウッラ川との合流点までは約 1/100，ウッラ川から源頭 1.9km 地点までは約１/６７で，最上流部約 1.9km 区間のみが約１/９の勾配を有している。また，本流の河道の粒度組成は，下流ほど細粒な土砂が分布し，上流になるに連れて粗粒な土砂が分布する傾向にあり（図６.３），本流河道が土石流などの移動で土砂が運搬されるのではなく，掃流的に土砂が運搬されている。

流域を含めた周辺の地形は，標高約６００～８００ m の方向性をもつ尾根地形とそこから派生する直交方向の支尾根で特徴づけられる。このため，水系模様も樹枝状，平行状を呈している。ラトゥ川の流域も，北東－南西方向に発達する尾根と支尾根に流域境を規制され，約７０８ m を最高峰に緩やかな丘陵地形から構成される。



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 6.1 Geographical features of Ratu watershed
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 6.2 Profile of Ratu riverbed
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY

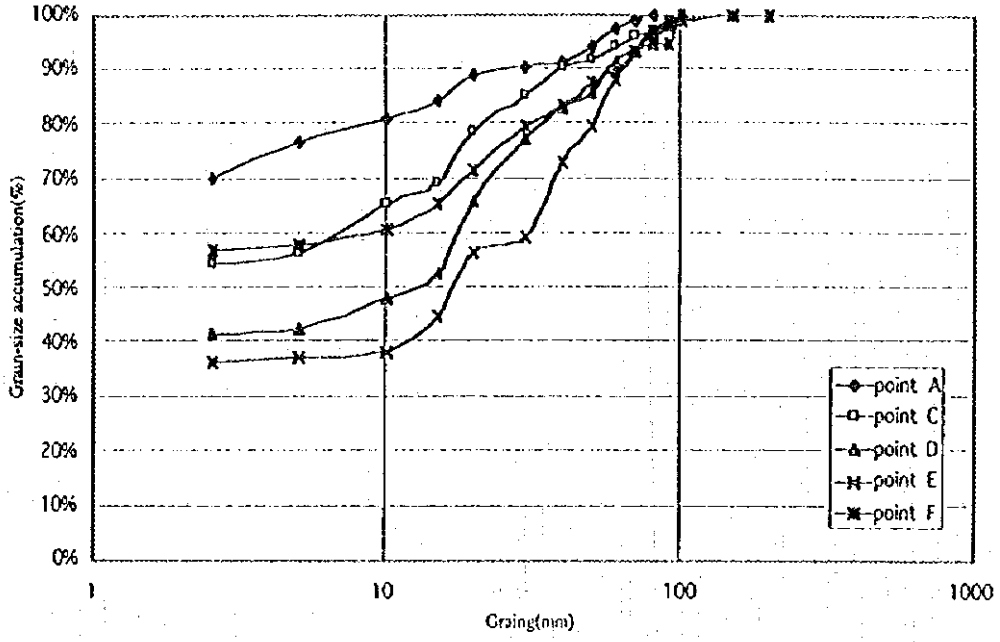


Figure 6.3 Grain size distribution in the Ratu river

ラトゥ川の地質は，新第三紀の中期中新世～更新世のシワリク層群から構成される。原点から上流のラトゥ川は，上流から上部シワリク累層，中部シワリク累層，下部シワリク累層が分布する。上部シワリク層は，源頭部からウッラ川合流点付近の流路変更点付近まで分布する。上部シワリク累層は黄褐色や灰白色の砂およびシルト層の不規則な薄層を伴うレキ層からなる。レキ層は，茶褐色を呈し，平均５ cm，最大３０ cm 程度の未固結のレキから構成される。中部シワリク累層はラトゥ川の流路変更点付近から東西ハイウェイ上流約２ km 付近まで分布する。中部シワリク累層は１～２ cm のレキを混入する細粒から粗粒の砂層～シルト層を主体に構成されている。砂～シルト層は，灰色を呈し，塊状で固結～半固結を特徴とする。これらは乾燥すると灰白色を呈す。下部シワリク層累は東西ハイウェイ付近に分布し，細流の砂岩～シルト岩層から構成され，たまにレキを混入している。色調は黄灰色～赤灰色を呈し，流域内ではもっとも固結が進み，石化している。

これらのシワリク層群の地質構造は，走行方向が北西－南東方向である。なお，ラトゥ川流域も含めたシワリク丘陵は，段丘面の変位から活構造が指摘されており（岩田 1988，松田 1983 など），東ネパールのテイマイ川では 1～1.7 m/1000 年の隆起速度が見積られている（中田 1988）。

このような流路の最上流部の支流に大きい河床勾配をもつ河川形態は，シワリク地方の河

川の共通した特徴である。河床勾配の増加とともに，流域面積が小さくなり，樹枝状の水系模様を持つ支流が卓越する。ラトゥ川では，上流部のこれらの支流が主として土砂の生産域になっており，本流の河道は主として土砂の流送・運搬域，東西ハイウェイから下流では土砂の氾濫域になっている。

6．1．2　土砂生産域での特性

通常，支流出口付近には本流内に半径１０～１５ｍの扇状地が形成されている。支流は１ km 程度の流路長を有し，大きな渓床勾配をもち，渓流の側面部は，切りたった崖が分布している。ラトゥ川上流部の典型的な支流部の平面的スケッチを図６．４に，河川縦断図を図６．５に示す。支流は支流流路に沿って地すべりや多くの斜面崩壊が分布し，尾根には流路方向にほぼ垂直な高さ数ｍの崖が壁状に渓流を取り囲むように分布しているという特徴がある。さらに，渓床勾配は，１/４～１/７の勾配を有し，源頭部は１：0.3 程度の斜面から構成されている。

支流の下流部の横断概念図を図6.6に示す。下流部では，渓床幅は約２０ｍを有し，上部シワリク層からなる崖が両岸に分布し，2種類の崩壊が認められ，渓岸侵食により斜面が崩壊している。まず，比高６～７ｍで，急勾配の崖が削剥されている現象が認められる（Ｃ１）。これは崖斜面の裾部が流水などにより侵食され，深さ３０ cm 程度の斜面が削剥されるものである。他方は，トップリングの様相を呈し，厚さ５０ cm 程度の土塊が層状に崩壊するもので，後背斜面には流路方向に沿って段差や開口亀裂が断続的に分布している（Ｃ２）。これらの崩壊は，攻撃斜面側に多いという特徴がある。

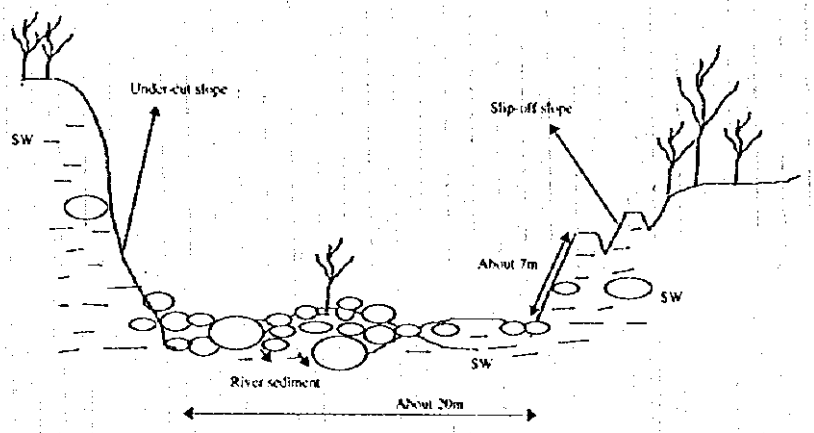
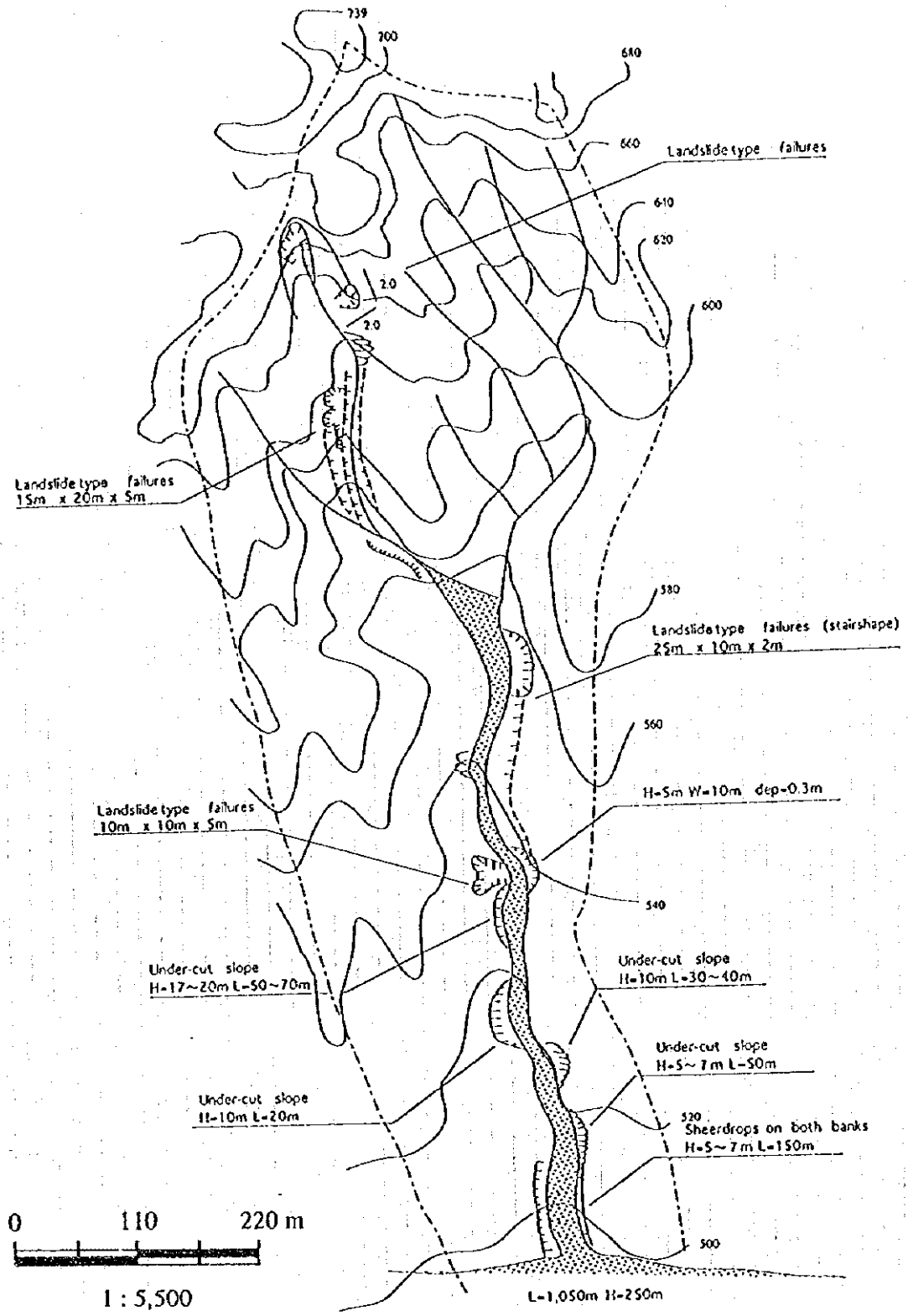
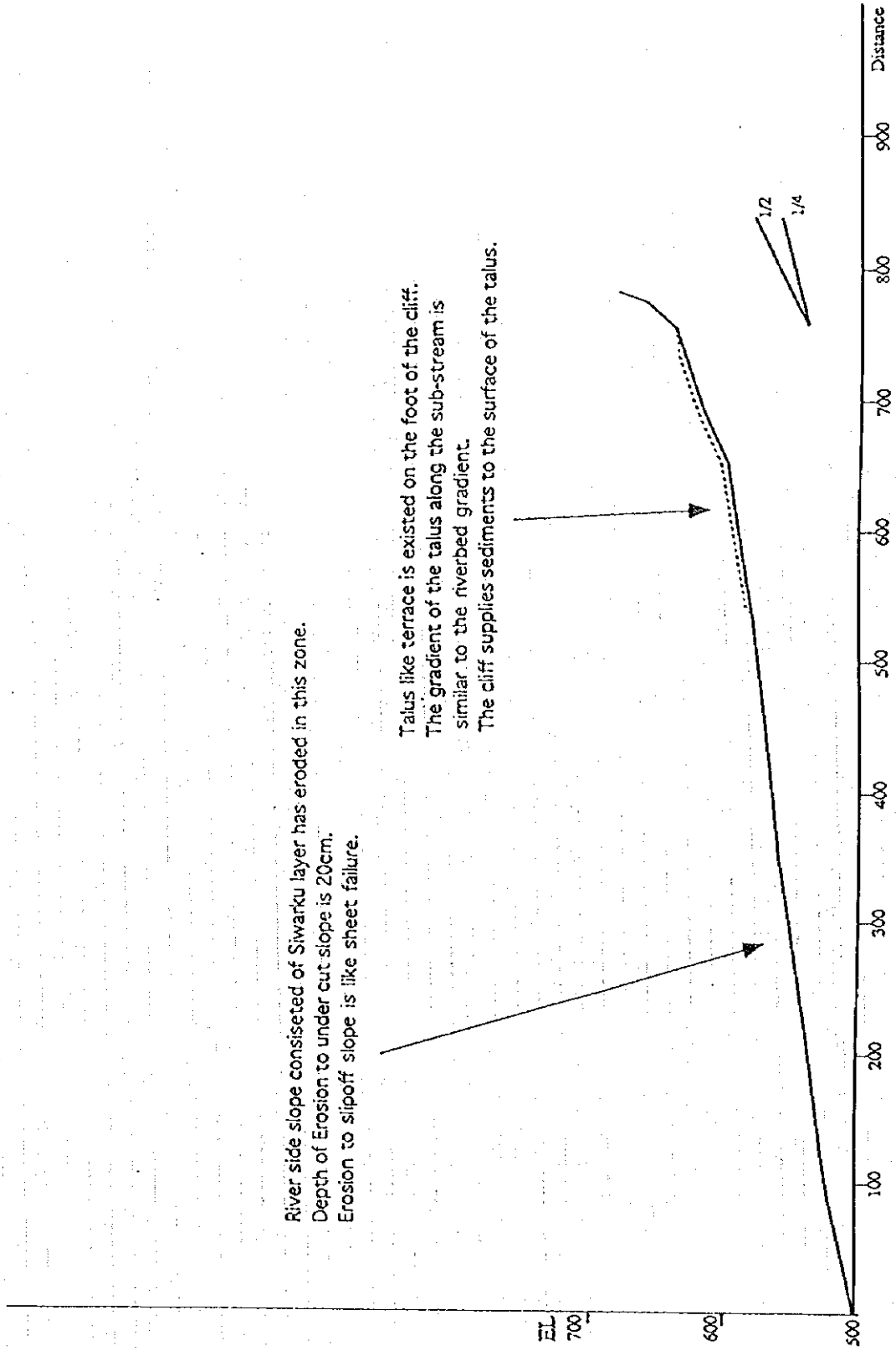


Figure 6.6 Cross section of the sub-stream in the downstream of Ratu river



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 6.4 Conceptual geomorphological map of sub-stream
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 6.5 Riverbed profile of a sub-stream
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY

中～上流部では，渓床幅は５～１０ｍに狭まり，両岸に段丘状の平坦面が分布し，さらに上部に１：0.3 程度の勾配をもつ高さ１５～２０ｍ程度の急崖が分布する（図6.7）。急崖は人頭大の円礫～角礫を含み，マトリックスが砂質～砂礫の上部シワリク層からなり，縦状に降雨や風により侵食が生じている（A）。その深さは２０cm程度で，その面積は崖面積の１５％に当たる。急崖から生産された土砂は，一部は直接渓流に流下し，一部は段丘状の平坦面に一時的に堆積し，コーンを形成し，流動するように渓流に流下している。また，段丘状の平坦面も渓岸侵食による崩壊（B）が認められる。この崩壊は，深さ１０cm程度で，渓床に沿って一様に生じ，平坦面を構成する崖すい層もしくはシワリク累層が崩壊している。この地層は最大粒径が 30～40cm の円礫～角礫を含み，マトリックスは細粒分に富むでいる。さらに，支流の流路に沿って，攻撃斜面に当たる箇所では，地すべり性の崩壊が生じている（D）。この崩壊は幅２０ｍ程度で，滑落崖が顕著に発達し，内部に段差，開口亀裂が発達し，塊状かつ馬蹄形状に崩壊している。この崩壊を構成する地質は，上部シワリク層でレキ質であるため，一気に滑落せず，漸次的に土砂を生産していると推定される。

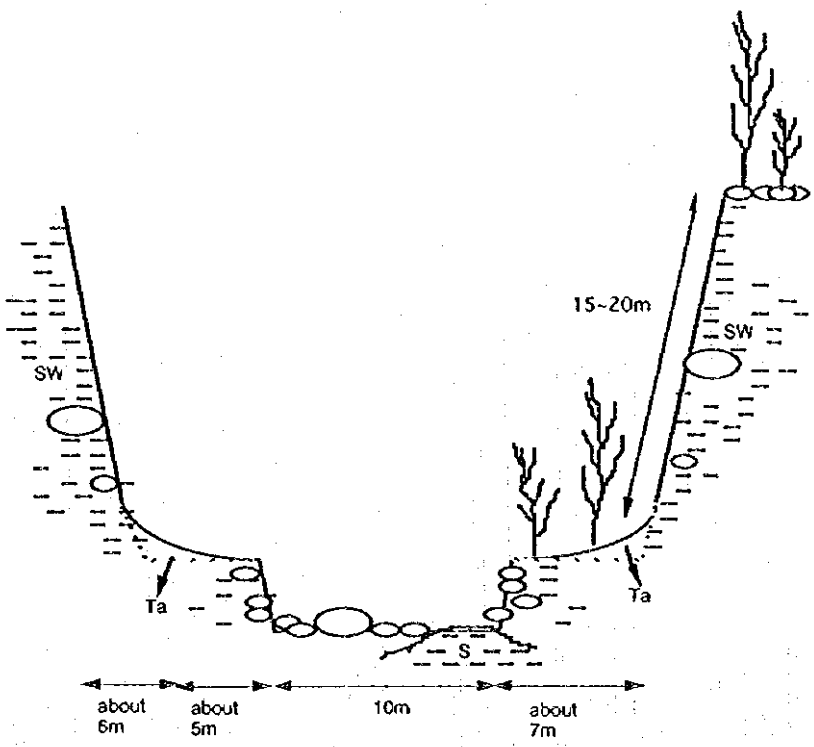


Figure 6.7 Cross section of the Sub stream in the Upper portion

支流の渓床の粒度組成を図6.8に示す。図6.8も上流ほど粗粒な堆積物が多く分布し，下流ほど堆積物の粒度が小さくなる傾向を示している。

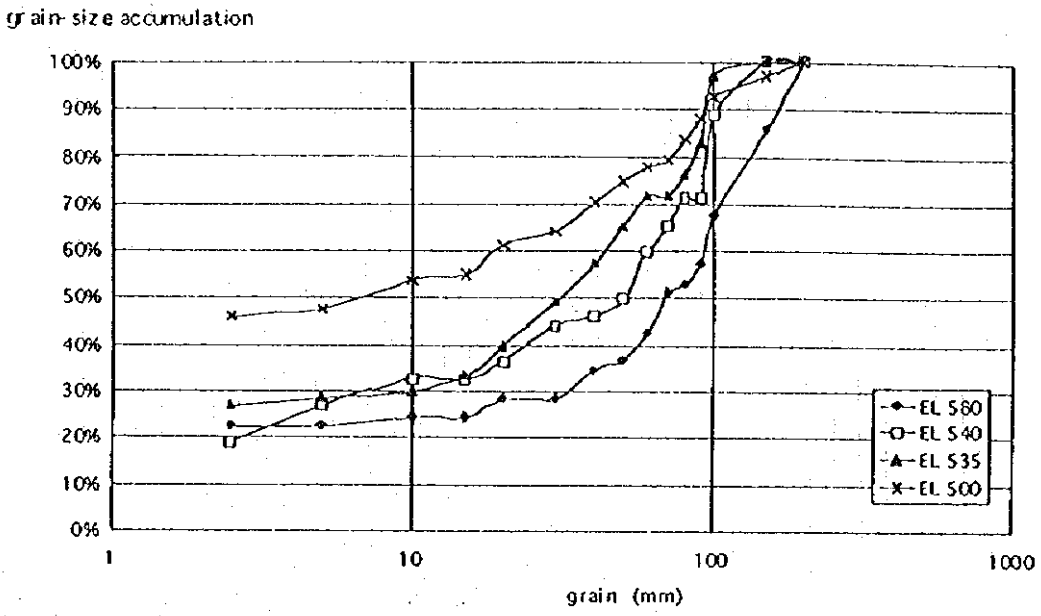


Figure 6.8 Grain size distribution in the sub stream

以上から，ラトゥ川の生産域である支流の土砂生産過程を次のように考察することができる。

（i）土砂生産の営力としては，活構造による営力，降雨，風などが推定される。活構造による営力には，隆起運動が考えられる。これは構成する地質が半固結～未固結の上部シワリク累層の堆積物であるにもかかわらず，約１：０．３の勾配で高さ１０ｍにも及ぶ崖が極めて多く分布すること。ほとんどの支流が蛇行の形態を取り，しかも河床低下傾向が顕著であること。住民によればこの地方には地震が頻繁に発生していることなどがある。これらから営力としての隆起運動は十分考えられることである。

（ii）隆起の場にある急勾配の斜面は降雨，地震，風によって，侵食され，崩壊する（A）。この崩壊土砂は段丘状の平坦面に一時的に堆積しまたは河道内に直接堆積する。これらは降雨や流水により侵食され（B），降雨量に応じて（＝流量に応じて）移動可能な粒径の土砂を流出する。

（iii）流出過程で土砂を含んだ流水は，斜面を侵食，削剥し，新たな崩壊を断続的に発生させている（C，D）。

これらを次々に繰り返すことにより，河岸は平衡勾配に達する前に河道が洗掘され続け，現在のような地形を形成していると判断される。

6．1．3　土砂流送・運搬域と堆積域の特性

近年，ラトゥ川では，１９８５年，１９９３年堆積物，１９９５年の３回大きな洪水に見舞われている。

この洪水で形成された堆積物について，住民による聞き取り調査を実施した。判明したことは，上流からウッラ川までは約０．５～１ｍの範囲で不規則に河床が上昇または下刻を繰り返し，９３年には１ｍ上昇していること。さらに，ウッラ川から原点の東西ハイウェイまでは河床は０．５ｍ単位で上昇傾向にあること。また，洪水によっては本流川岸が侵食を受けていることが判明した。

空中写真によると，ラトゥ川本流の河道には鱗状砂洲が形成されており，降雨の度に流量に応じて流路が変化し，河床が上昇傾向にあることが推定される。このことは住民の聞き取り調査の結果とも一致する。さらに，本流の粒度組成は，図6.3に示したように，上流ほど粗流な堆積物が，下流ほど細流な堆積物が分布している。したがって，本流区間は土石流流下区間ではなく，流水の掃流力によって土砂が運搬される流送区間であることがわかる。

原点の東西ハイウェイから下流のラトゥ川は，河道が放射状に広がり，しかも鱗状砂洲の形態を示している。また，堆積物の粒度組成は，原点付近が平均1cm程度であるのに対し，原点から下流部は平均１mm程度に変化する（図6.3）。これらのことから，

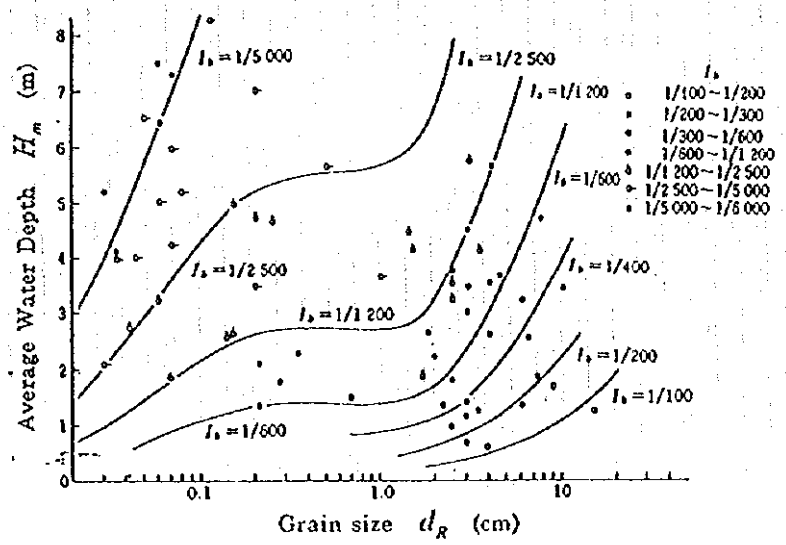


Figure 6.9 Stream depth Hm, DR and Ib

原点から下流部の氾濫域では，河床の上昇と河道幅の拡大により流速が低下し，それに対応した運搬可能な粒径の土砂が氾濫していることになる。由木（1988）は代表粒径と平均水深の関係を図 6.9 に示している。図 6.9 によれば，平均粒径 1 ㎜の堆積を与える平均水深は極めて浅かったことが推定される。

6．2 東西ハイウェイ下流域での氾濫・堆積土砂量

ラトゥ川流域の土砂生産量や土砂収支の算定に当たっては，少なくとも東西ハイウェイより下流部での１９９３年の氾濫・堆積した土砂量を明らかにする必要がある。一般に，氾濫・堆積域では土砂が掃流力に応じて堆積を開始する。掃流力が相対的に大きい東西ハイウェイ直下流で流下土砂のうち粗粒分から堆積を始め，掃流力の弱まる下流端や末端では平均粒径 1mm 未満の細粒分が堆積したと考えられる。土砂が堆積する際は，掃流力と河床勾配に応じて堆積する砂礫粒径とその堆積深さに制御されるはずである。しかし，それらを検討するに十分なデータの収集は困難であり，綿密な計測を必要とするため，緊急時には対応が不可能である。そこで，以下に，現地踏査結果と衛星リモートセンシング画像結果から，概略の氾濫土砂量概略を求めることにする。

右側支川での氾濫域の最下流地点の河道での氾濫堆積状況は，平均堆積幅 60m，最大堆積幅 120m，層厚 0.3～0.5m で堆積している。さらに，住民の証言と現地踏査を総合すると，河道以外の箇所には２～３ｃｍの堆積が推定される。このうち，河道として機能していた幅は 130～140m 程度，低水路として機能している幅は約２０ｍ程度である。図 6.10 にその模式横断面を示す。これらから，93 年洪水時には，右側支川氾濫域最下流地点では少なくとも，断面当たり 32m²の土砂が堆積していたことになる。このことは逆に，流水はそれだけの流送能力しかもちえなかったことになる。

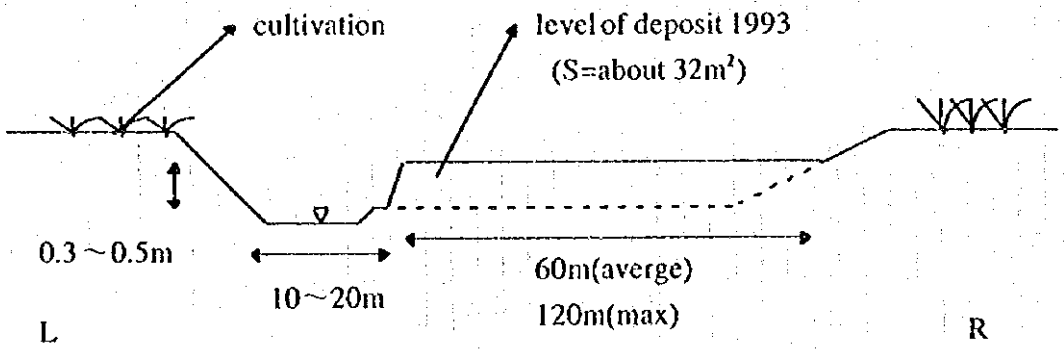


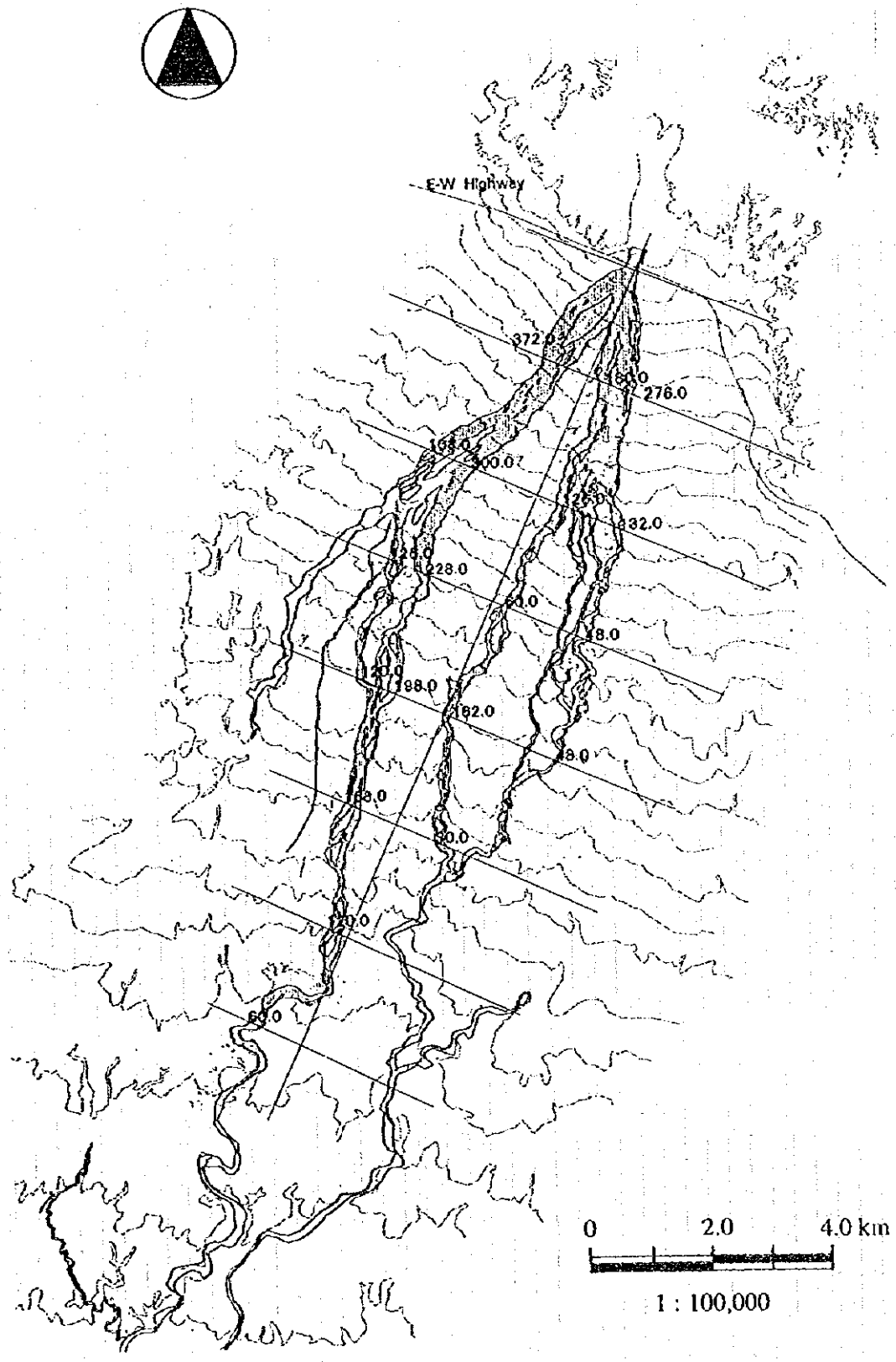
図 6.10　River cross section of the most lower portinin the floodplane

つぎに氾濫域の河道の特徴を考察する。ラトゥ川流域で生産・流送された土砂は，東西ハ

イウェイの下流部で大きく広がり，扇状に幾筋かに分かれて流下・氾濫している。このため，氾濫は河道に沿う形で生じているのが特徴的である。氾濫域の面積は，リモートセンシングデータから9.60km²に達する。そこで，氾濫域の総流路長と平均河川幅は，図6.11および表6.1から，

Table 6.1 Length and width of stream in the flood area

The width of branch channel in floodplain				Length of branch channels	
Number	width m	Number	width m	Number	length
No 1	372.0	No 11	180.0	S-1	5.7 km
No. 2	108.0	No. 12	126.0	S-2	15.1 km
No. 3	126.0	No. 13	60.0	S-3	9.2 km
No. 4	120.0	No. 14	162.0	S-4	11.7 km
No. 5	300.0	No. 15	30.0	Sum	41.7 km
No. 6	228.0	No. 16	276.0		
No. 7	198.0	No. 17	132.0		
No. 8	168.0	No. 18	48.0		
No. 9	120.0	No. 19	sum 2862		
No. 10	60.0	No. 20	mean 150.6		



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 6.11 Main channel network in the Ratu river floodplain
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY

右側支川および左側支川の合計は４１.７kmである。さらに，河道幅は東西ハイウェイ直下で2kmほどあるが，下流では分流し，河川幅は平均150.6mと狭くなり，最終的には幅15～20mほどの水路状の河川となることがわかる。

そこで，現地踏査で推定された流総能力が東西ハイウェイより下流部において一様にあったと仮定すると，下端での堆積物がの断面積が約m2で，この断面と平均河道幅240mの堆積物との断面積が等しいとき，その平均堆積物厚hは

$$32 = 150.6 \times h$$
$$h = 0.212_{(m)}$$

となる。

そのとき，1993年洪水時の河道での堆積土砂量は

$$41{,}700 \times 0.212 \times 150.6 = 1{,}331{,}364_{(m^3)}$$

と試算される。河道以外の氾濫面積（km2）は，

$9.601 - 41.7 \times 0.1506 = 3.32$　だから　その地域に平均2cmの厚さで堆積したと仮定すると堆積量は66，400（m3）になる。したがって，氾濫土砂量は，少なくとも，

$1{,}331{,}364 + 66{,}400 = 1{,}397{,}764_{(m^3)}$となり，約140万m３の土砂が堆積したと推定される。

6．3　ラトゥ川流域の土砂生産モデルと土砂収支

この研究の目的は，衛星リモートセンシング技術の土砂管理への適用である。しかし，その土砂の計測データや降雨量のデータもない。したがって，何らかの方法で流域の土砂生産量が明らかにされ，生産量が土砂収支として検証されることにより，その生産量は確からしさを持つことになる。

土砂生産量の確からしさを検証する目的でラトゥ川流域の土砂収支を明らかにするためには，ラトゥ川の特定区間の河床の変動量，氾濫域での土砂氾濫量が必要がある。このうち，氾濫域の土砂氾濫量は現地踏査と衛星リモートセンシング結果から推定された。そこで，本節では，生産域の土砂生産特性から土砂生産モデルを作成し，住民の0.5 m単位の証言による河床の変動量を考慮し，土砂収支を考察する。

6．3．1　土砂生産モデルによる土砂生産量の推定

ラトゥ川流域の土砂は，その大部分が支流内で生産されている。そこで，現在の土砂生産様式が１９９３年の洪水による土砂生産のレリックと仮定すると，１９９３年の洪水による土砂生産量は6.1.2項で述べた形態で発生したことになり，モデル化が可能ということになる。そのような前提で土砂量の算定を試みる。

ラトゥ川の土砂生産量は腸壁状に発達した支流の源頭域と支流の攻撃斜面部分の２種類の発生場において，5形態の侵食・崩壊がある。

つまり，この流域では河道沿いに発達した垂直壁に近い斜面からの崩壊によって土砂生産が行われている。このことは，土砂生産量は，6.1.2項の生産形態毎の高さ・幅・流路長に対する出現率を定数とした流路長の関数として表現できることを示している。

そこで，前項の生産形態（A,B,C1,C2,D）とそれぞれの支流の生産量を $V_A, V_B, V_{C1}, V_{C2}, V_D$ とし，ラトゥ川全体の土砂生産量を V_{total} とすると以下の式が成り立つ。

$$V_{total} = \sum V_A + \sum V_B + \sum V_{C1} + \sum V_{C2} + \sum V_D$$

このうち，V_A, V_B, V_D が腸壁状の侵食崖に覆われる源頭部，V_{C1}, V_{C2} がその他の支流部の攻撃斜面に分布している。支流部の流路延長をLとし，腸壁上の侵食崖に覆われる源頭部の流路長をL1，その他の支流延長をL2とすると，以下の式が成り立つ。

その他の支流延長を L2 とすると，以下の式が成り立つ。

$$L = L_1 + L_2$$

つぎに侵食・崩壊形態毎の，単位流路長当たりの出現率(P)，崩壊高さ(h_m)，崩壊深(w_m)を，下表の通り整理した。

Table 6.2 Failure features in the sub-stream

	Height $h_{(m)}$ (m)	Gradient	Depth w_m (m)	Appearance Ratio to the stream P(%)
A	10~15m (12m)	60°~ Vertical	0.2	L_2 x 15% x 50% x 200%
B	2~3m (7m)	Vertical	0.2	L_2 x 15% x 200%
C	5~8m (7m)	Vertical	0.3	L_1 x (5/28 + 150/1400)
D	5~8m (7m)	Vertical	2	L_1 x 25/1400
E	15m	60°~ Vertical	2	L_2 x 10%

これより，それぞれの流路長 L1, L2 に対する崩壊量を表す算定式で求めることができる。

V_A= L_2×15%×50%×200% ×12 ×0.2

V_B= L_2×50%×200% ×2.5 ×0.2

V_{C_1}= L_1×(5/28+150/1400) ×7 ×0.3

V_D= L_1×25/1400 ×7 ×2

V_{C_2}= L_2×10% ×15 ×2

ラトゥ川で確認できた小流域は総計 85 支流ある。

そこで，地理情報システムでそれらの支流についてそれぞれ L1, L2 を求め，上記算定式より生産土砂量を求めると次のようになる。

$$\begin{aligned} V_{total} &= \sum V_A + \sum V_B + \sum V_{C1} + \sum V_{C2} + \sum V_D \\ &= 0.36L_2 + 0.5L_2 + 0.6L_1 + 3L_2 + 0.25L_1 \\ &= 0.85L_1 + 3.86L_2 \\ &= 0.85 \times 92,162 + 3.86 \times 573,558 \\ &= 2,292,272(m^3) \end{aligned}$$

つまり，約２２９万ｍ３の土砂が生産されたと計算されることになる。

６．３．２　土砂収支の検討

上記モデルにより各区間の生産土砂量，区間の流入土砂量，河床変化量を検討し，上流から土砂量を積算すると土砂収支が計算される。そこで，各区間を図６．１２のように設定し，それぞれの河道面積を１９９５年３月の TM 画像から計算した。また，河床変動を住民の証言から推定し，土砂収支を試みたのが表6.3である。表6.3では，堆積した土砂は低水路の形成により，下流に運搬されたと仮定した。その結果，東西ハイウェイから下流に流出した土砂量，つまり氾濫土砂量は約１４１万６千ｍ３との試算が得られる。

Table 6.3 Soil balance in the Ratu watershed

Section	Estimated 93 flood volume	Volume flow form upper section	Cumulative total at standard points	change of sediment volume	sectional depth x width	sediment flow at standard points	channel surface area	Residents statements
F to upper	320,000	0	320,000	-155,700		475,700	0.156	1 m down
E to F	250,000	475,700	725,700	-431,100		1,156,800	0.431	1 m down
D to E	460,000	1,156,800	1,616,800	547,200	51,000	1,120,600	1.094	0.5m up
C to D	780,000	1,120,600	1,900,600	1,537,650	1,000,000	1,362,950	3.075	0.5 m up
EWH to C	480,000	1,362,950	1,842,950	627,300	200,000	1,415,650	0.627	1 m up
Total	2,229,000	4,116,050	6,406,050	2,125,350	1,251,000	flooded volume 1,415,650		

この結果は，現地踏査とリモートセンシング画像から得られた氾濫土砂量１３９万７千m3 と整合性を持った数値と判断できる。したがって，土砂生産量はおおむね２２９万ｍ３と判断しても妥当と推定される。

第７章　河道変化解析

第７章　河道変化解析

７．１　ラトゥ川上流域における土砂堆積状況

(1)　土砂堆積域抽出に有効なバンドの選定

河床は空中写真や他の写真でも他の地域と比較して明るく，可視域で非常に高い反射率を示している。また，乾期の写真では氾濫域の河道の流水を確認することができない。これらは，物質の反射率がそれぞれ異なるという特性があるためにわかることがらである。したがって，土砂の堆積域も他の土地被覆と明確に反射率が異なり，その性質を利用して人工衛星のセンサーによって堆積域を抽出することができる。

そこで，本調査では，衛星データの輝度値から堆積域の特徴的な性質を観測し，土砂堆積域を抽出するための最適なバンドとそのバンドの組み合わせを検討した。そして，複数時期の衛星データより土砂堆積域を分類し，土砂堆積域の経年的な変化を調査した。

解析手順は以下のとおりである。

1)　空中写真やその他の写真から得た情報を用いて，流域内で明確に確認できる土地被覆項目を選定した。本調査では，森林，畑地，河道，下流部の氾濫域，過去の氾濫域の５項目を設定した。

2)　上記５項目について，解析対象域の衛星リモートセンシングデータを目視判読して抽出した。

3)　各分類項目のサンプルエリアにおける分光反射率データを取得し，統計量を算出した。

4)　土地被覆項目ごとの分光反射率の違いを解析し，土砂堆積域を抽出した。

1973年，1977年，1993年と1995年の衛星画像を目視判読し，抽出した土地被覆項目ごとの分光反射率のパターンを，図 7.1，7.2，7.3および7.4 に示す。

判読結果は以下のとおりである。

まず，衛星画像を目視判読すると，河床に堆積した土砂は画像全体では明白色を呈し，他の土地被覆項目と明確に区分できる。また，畑地では緑色，森林域では暗緑色を呈している。しかし，森林域に関しては地域的な変動が大きく，色調も一定ではない。次に，衛星データの分光反射率パターンでは，河床に堆積した土砂はすべてのバンドで最も高い分光反射率を

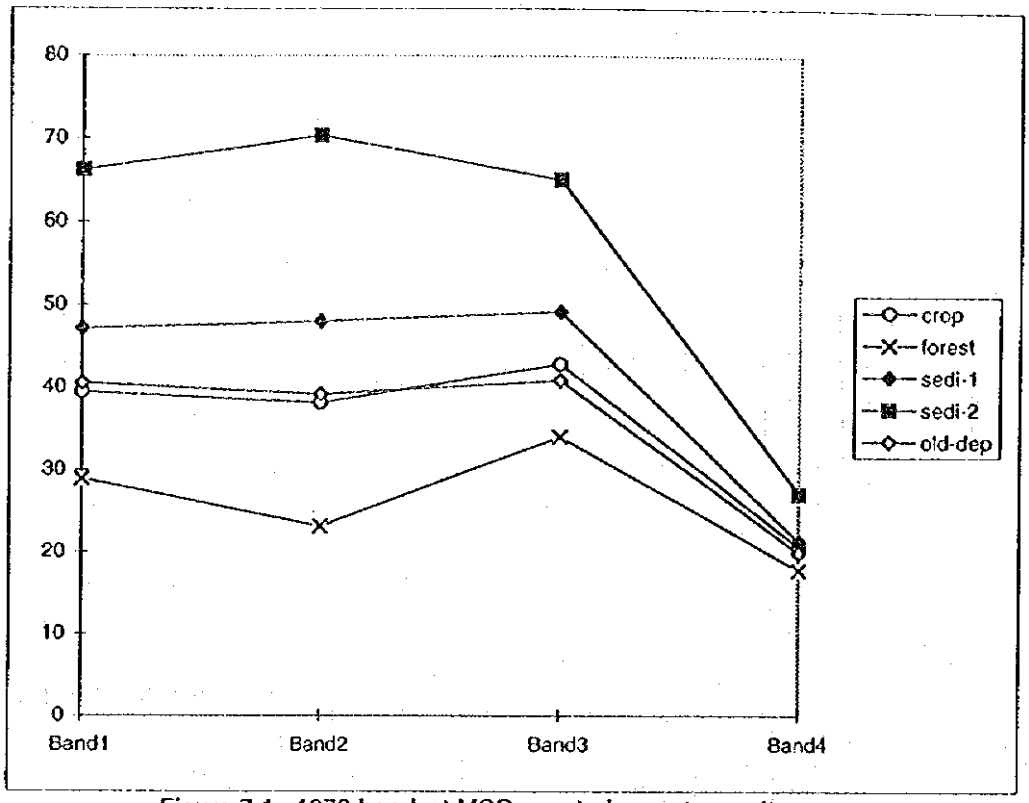


Figure 7.1 1973 Landsat MSS spectral response patterns

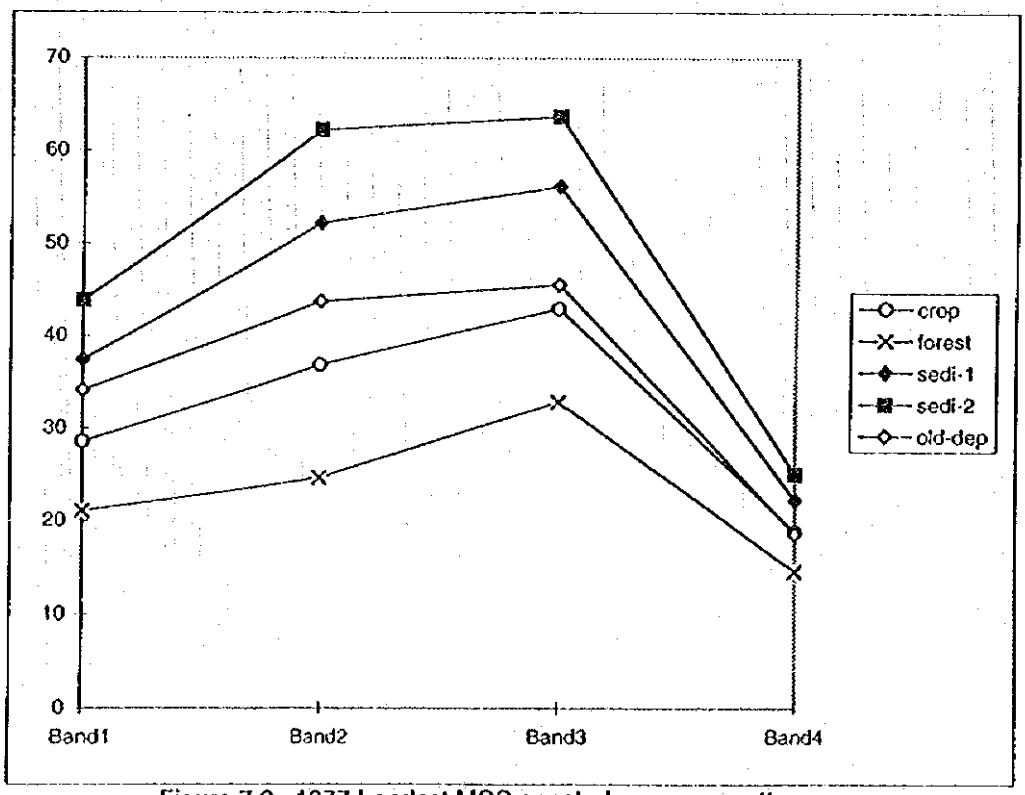


Figure 7.2 1977 Landsat MSS spectral response patterns

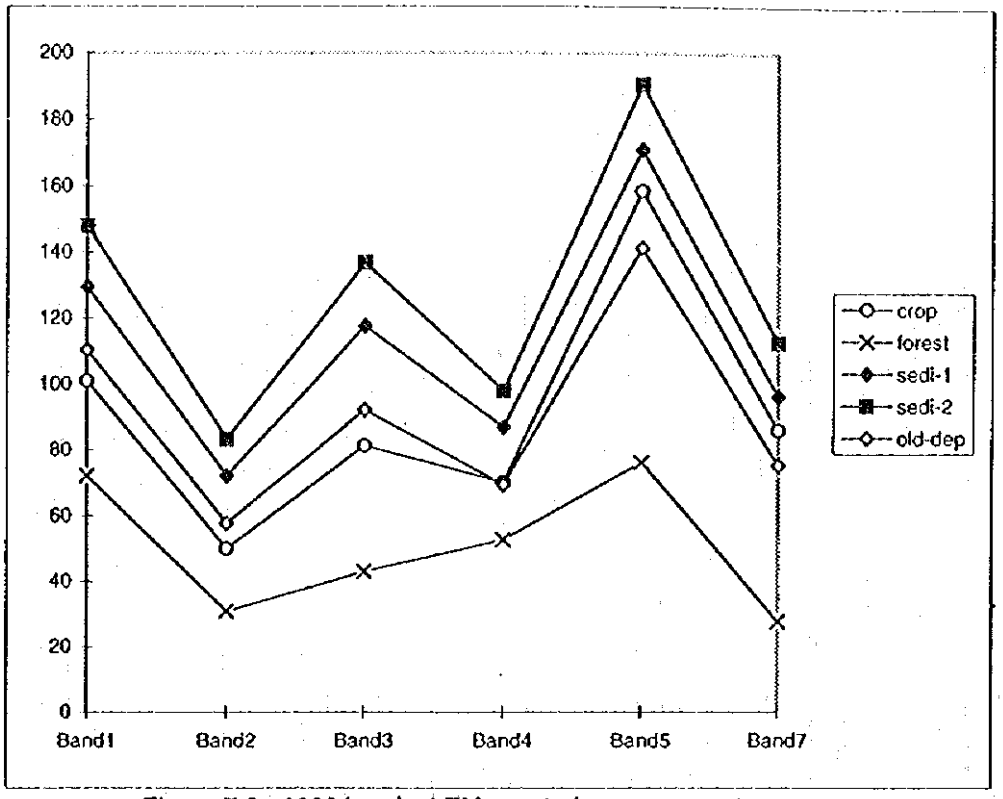


Figure 7.3 1993 Landsat TM spectral response patterns

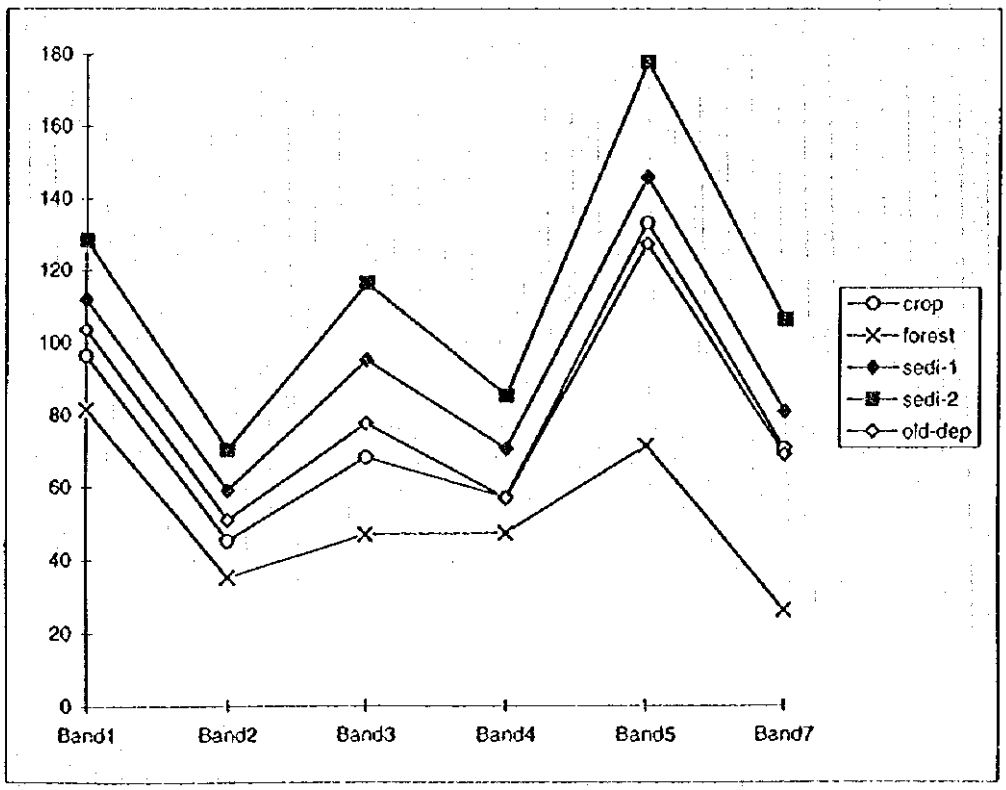


Figure 7.4 1995 Landsat TM spectral response patterns

示し，畑地は次に高い反射を示している。それに対し森林域は反射率が少ない。また，1993年，1995年ともTMのバンド4は各分類項目間での分布の差が少なく，古い堆積域と畑地の反射輝度の差はほとんどみられなかった。

一方，MSSセンサを使用した検討では，TMセンサによる検討とほぼ同じ傾向であったが，1973年のデータでは古い堆積域と畑地の区別はできなかった。さらに，1973年，1977年ともバンド7では各分類項目間にほとんど差がみられなかった。バンド7は，その狭い観測波長帯のため抽出に適していない。

上流域の畑地sedi-1と氾濫域の土砂堆積域 sedi-2の反射率を比較検討すると，上流部の河道は，下流部の土砂堆積域と比較してすべての波長帯において少ない反射率を示している。

一般に，裸地の分光反射特性は，裸地表面に水分が十分にあると，表面が乾燥した状態と比較してすべてのエネルギー波長帯において反射率が減少する性質を持っている。さらに，裸地を構成している粒子が非常に細かく，水分保持力がほとんどない砂質の場合，すべての波長帯において分光反射率は非常に高くなる。1996年2月の現地踏査では，砂州のような土砂堆積域では，砂の粒子が非常に細かく，乾期には河川流量が少なくなり，水分の蒸発と水位の低下により，河川の流水が認められなかった。上記はこれらの事実と合致している。また，河道の反射率は，堆積土砂の構成粒子サイズ分布，大気中水分の状態，土壌水分量によっても異なっている。

以上の検討から，TMのスペクトルバンドのうちバンド1，バンド3，バンド5，バンド7は河川の土砂堆積域の分類に適している。各項目の抽出のみを考えた場合，指標をバンドの組み合わせで算出する必要はないことが判明した。また，MSSで土砂堆積域を抽出するための最も適したバンドは，バンド4，バンド5，バンド6である。

(2) 各支流域における河道面積の推移

本項では，土砂堆積域sedi-1，sedi-2の反射輝度値により，河道域，非河道域を分類し，第6章で設定した各区間ごとの河道の面積を算出し，洪水による河道面積の伸張状況を調査した。

図 7.5 に，1973 年から 1995 年までの衛星データを分類して算出した河道面積の推移を示し，表 7.1 に，本流と各区間ごとにその推移を示す。また，図 7.7 に，4 時期の衛星データを用いた東西ハイウェイより上流域の河道分布図を示す。なお，インドの衛星である LISS データは，TM データとのデータの整合性検討と TM データ間の時期補完の目的で加えた。

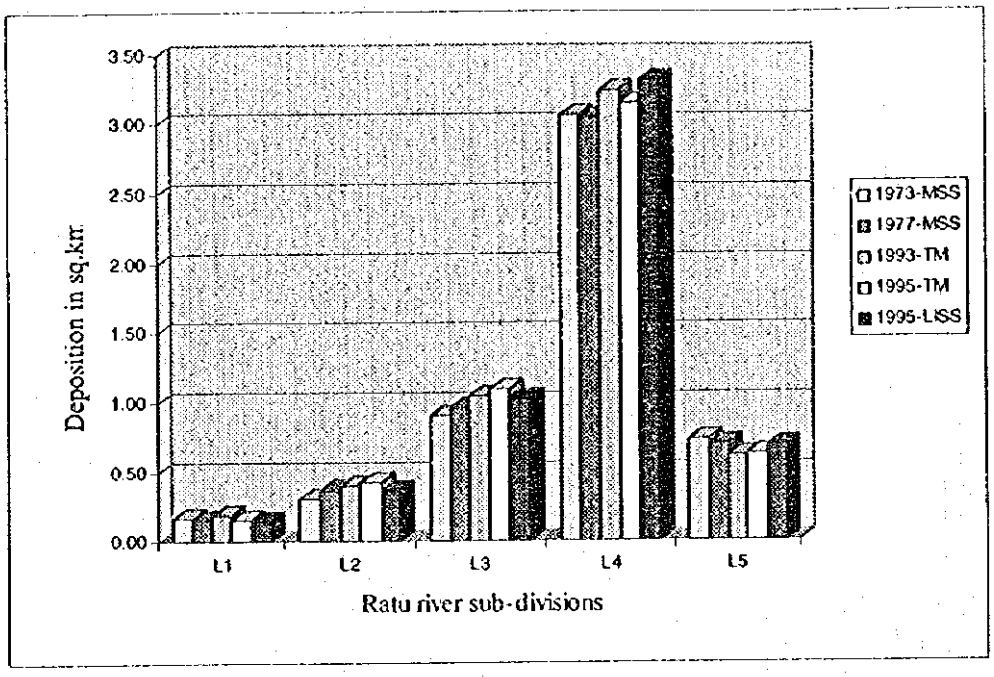


Figure 7.5 Channel change in the Ratu watershed

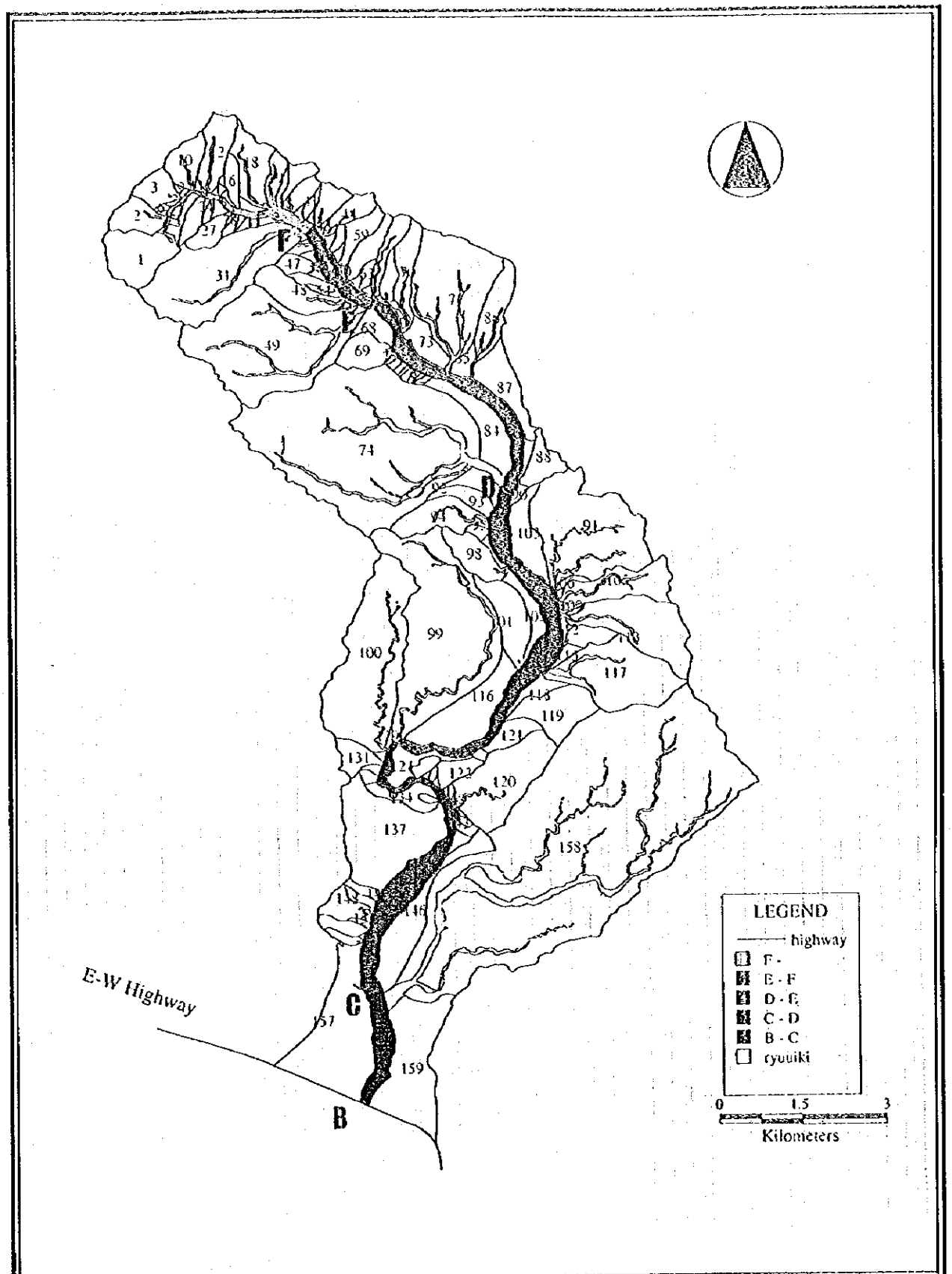
これらの図より，上流部の河道の経年的な変化を検討すると，各区間での経年的な変化に規則性は認められない。

次に，図 7.8 に 1973 年を 1 とした場合での各時期の河道の面積比を，また，表 7.2 に各区間ごとの本流の河道の面積を示す。

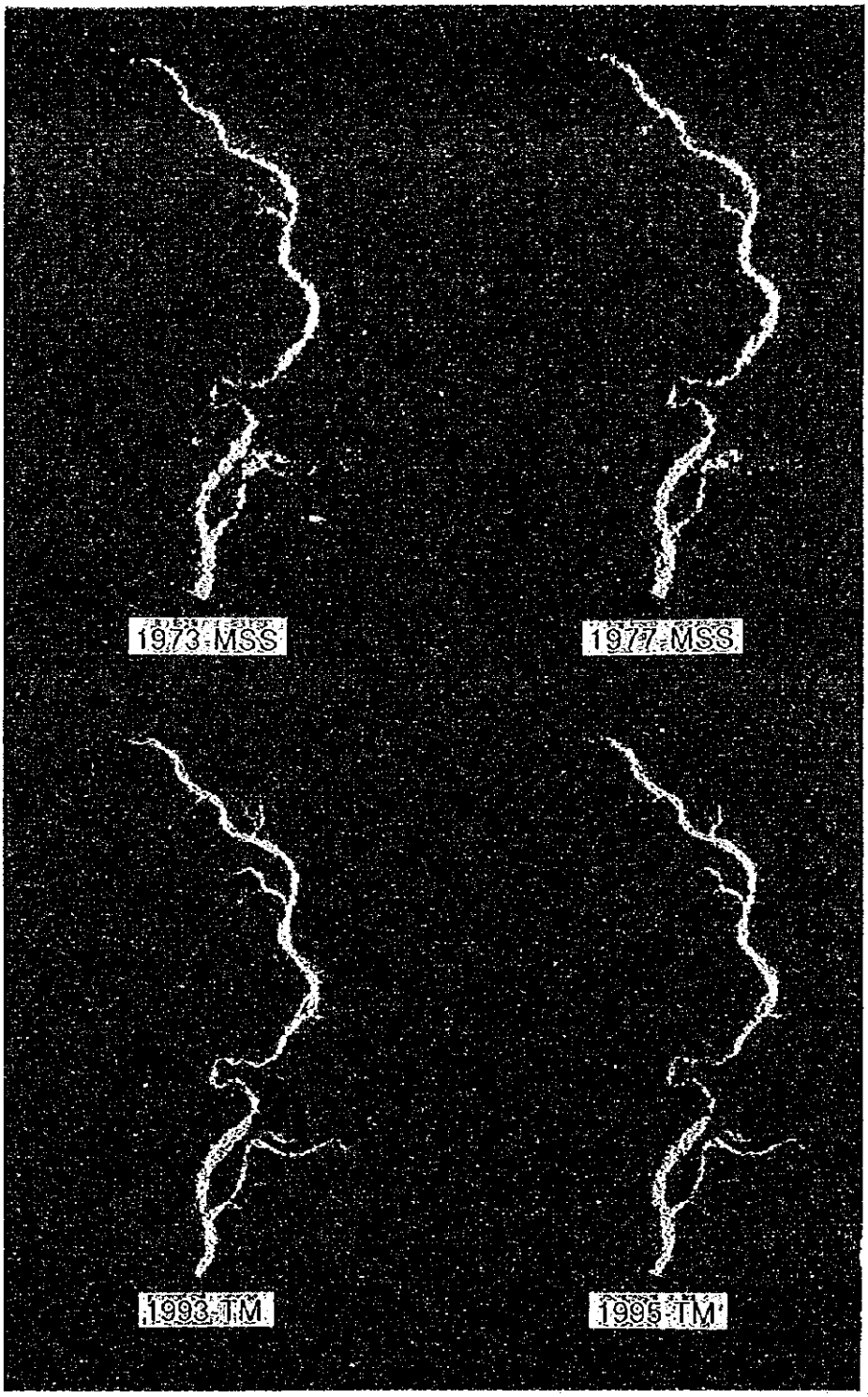
1973 年から 1993 年まで河道の面積は 5.17km² から 5.49km² と増加の傾向にあったが，1993 年から 1995 年にかけては 5.49km² から 5.45km² とわずかに減少している。また，1993 年における河道面積は，L-5 を除く区間で 1973 年より増加している。そして，L-2 区間では 1973 年から 1977 年にかけてかなりの河道面積の増加が認められる。

Table 7.1 Sediment depsoition in the main stream and tributaries using satellite data

	1973-MSS	1977-MSS	1993-TM	1995-TM	1995-LISS
L1	0.1692	0.1548	0.1917	0.1557	0.1503
L2	0.3132	0.3744	0.3996	0.4311	0.3636
L3	0.9108	0.9684	1.0431	1.0944	1.0215
L4	3.0564	3.0384	3.2400	3.1383	3.3120
main-5 - to highway	0.7272	0.6948	0.6111	0.6273	0.6813
watershed - 70	0.0000	0.0000	0.0117	0.0171	0.0036
watershed - 71	0.0036	0.0144	0.1440	0.1602	0.0738
watershed - 63	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000
watershed - 48	0.0000	0.0000	0.0090	0.0045	0.0063
watershed - 49	0.0360	0.0468	0.0441	0.0261	0.0306
watershed - 86	0.0000	0.0036	0.0126	0.0162	0.0027
watershed - 91	0.0000	0.0000	0.0279	0.0108	0.0090
watershed - 105	0.0000	0.0000	0.0135	0.0054	0.0054
watershed - 100	0.0000	0.0000	0.0036	0.0027	0.0009
watershed - 113	0.0000	0.0072	0.0126	0.0072	0.0045
watershed - 117	0.0000	0.0072	0.0522	0.0432	0.0324
watershed - 158	0.8424	0.6156	1.0728	0.9081	0.9090
watershed - 122	0.0000	0.0000	0.0108	0.0027	0.0018
watershed - 31	0.0036	0.0072	0.0108	0.0027	0.0036
watershed - 74	0.1188	0.1800	0.3267	0.2727	0.1611
watershed - 94	0.0000	0.0000	0.0000	0.0018	0.0000
watershed - 101	0.0000	0.0000	0.0243	0.0018	0.0000



RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 7.6 Sub-watersheds of the Study Area
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY



LEGEND

Deposition

0 4.0 8.0 km

1 : 200,000

RESEARCH REPORT ON THE INVESTIGATION OF LANDSLIDE AND SOIL EROSION IN NEPAL USING REMOTE SENSING TECHNOLOGY	Figure 7.7 Deposition changes in upper watershed estimated using satellite data
	JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY

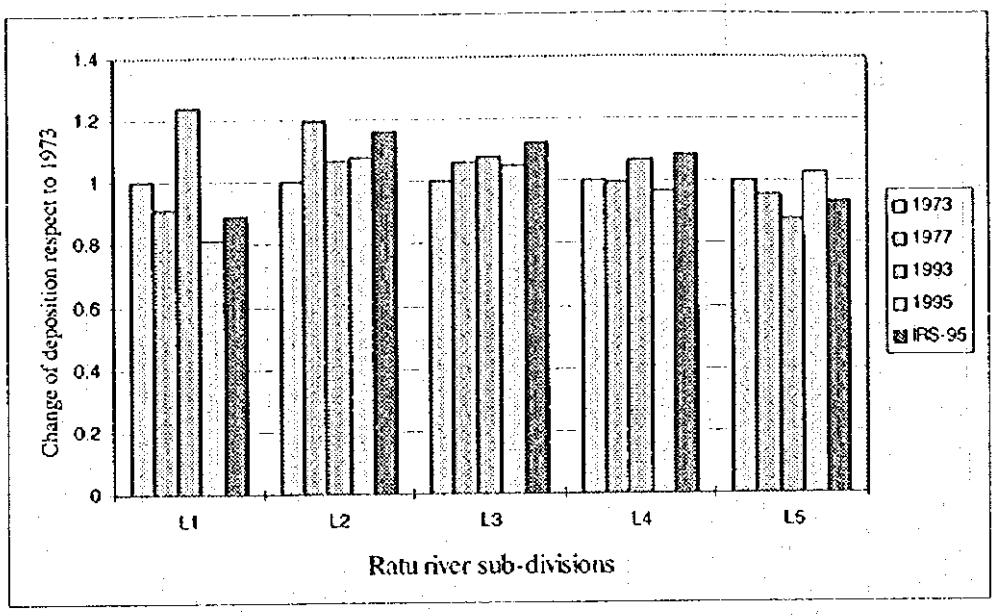


Figure 7.8 Riverbed extent and its change in the upper watershed respect to 1973 bed area

Table 7.2 Cumulative area of the riverbed of the main stream

	1973	1977	1993	1995
L1	0.1692	0.1548	0.1917	0.1557
L2	0.4824	0.5292	0.5913	0.5868
L3	1.3932	1.4976	1.6344	1.6812
L4	4.4496	4.5360	4.8744	4.8195
L5	5.1768	5.2308	5.4855	5.4468

河道や河床の侵食形態は，各区間の形態的な特徴，洪水期における濁水の輸送力，各区間での土砂生産量によって大きく左右される。第6章では，本流は土砂輸送域にあたること，支流部では土砂が生産の場にあることを述べた。表7.3に，衛星データの時間間隔における河道面積の変化を示す。

衛星画像の観測時期間での河道面積の変化量を算出し，年間の河道の変化率が計算できる。本項では，1973年から1995年まで22年間の衛星データを使用して，ラトゥ流域における河道面積の変化を調査し，年間の変化率を算出する。

Table 7.3 Estimation of riverbed change Index of Ratu river

	1973-77 (sq. km)	1977-93 (sq. km)	1993-95 (sq. km)	1973-95 (sq. km)
Change of area	0.054	0.255	-0.032	0.277
Time interval	4	16	2	22
Deposition Index/year	0.014	0.016	-0.016	0.013

1973 年から 1977 年，1977 年から 1993 年においては，河道面積は増加の傾向にある。それに対して，1993 年から 1995 年にかけて河道面積は減少している。このことは，1993 年に発生した洪水によって，河岸が流出，侵食された。そして，一定の回復ののちに 1995 年の洪水が発生する。その洪水で流水した土砂は 1993 年よりも少ない量だったと考えられる。しかし，年平均の河道面積変化率を比較すると，最近の 1993 から 1995 年を除いて 20 年間程度のスパンで考えると，年間約 0.014km^2 と一定状態を示している。したがって，年間 0.014km^2 が，ラトゥ流域での洪水期を含む河道面積変化量であると考えられる。