HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	傾斜農地における土壌の空間変動に関する研究
Author(s)	柏木, 淳一
Citation	北海道大学大学院農学研究院邦文紀要, 29(2), 215-308
Issue Date	2008-02-29
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/32914
Type	departmental bulletin paper
File Information	29-215.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北大農研邦文紀要 29(2)：215〜308，2008

傾斜農地における土壌の空間変動に関する研究*

柏 木 淳 一
（北海道大学大学院農学研究院）

Spatial analysis of soil properties in the field located on complex hills*

Junichi KASHIWAGI
(Graduate School of Agriculture, Hokkaido University, Sapporo 060-8589, Japan)

目　　次

Ⅰ．序　　論 ……216
A．研究の背景 ……216
B．従来の研究成果の概要 ……217
　a．土壌特性の空間変動について ……217
　b．傾斜地における土壌の空間変動性 …219
　　1．傾斜地における土壌物質移動 ……219
　　2．地形の定量化に関する研究 ……220
　　3．傾斜地における土壌の空間変動性の特徴とその評価 ……221
　c．傾斜農地における土壌の空間変動と土壌管理 ……222
C．本研究の目的と構成 ……223
Ⅱ．土壌の空間変動解析に用いる手法 ……223
A．土壌特性の空間変動の把握とその評価方法 ……223
　a．推測統計学（stochastics） ……223
　b．地質統計学（geostatistics）……224
B．地形解析の方法について ……226
　a．斜面形態による分類方法 ……226
　b．地形特徴量 ……227
Ⅲ．傾斜畑における土壌の空間変動の実態とその把握 ……229
A．は じ め に ……229
B．調査圃場および調査方法 ……230
　a．調査圃場 ……230
　b．土壌断面調査方法と理化学性の分析…230
　c．^{137}Cs による土壌侵食量の推定……231
　d．斜面の形態・位置による分類（モデル斜面）……232
　e．地形特徴量の算出 ……232
　f．土壌特性の空間変動性の解析 ……233
C．結果と考察 ……233
　a．調査圃場の地形解析 ……233
　b．調査圃場における土壌侵食量の推定…234
　c．土壌断面の変動特性 ……235
　d．A層の厚さと土壌理化学性の統計分析 ……237
　e．土壌特性の空間分布と地形との関連性 ……241
　f．モデル斜面による土壌理化学性の類型化 ……243
　g．Geostatistics の適用に関する問題とその有効性 ……247
D．要　　約 ……249
Ⅳ．放牧草地における土壌の空間変動の実態 ……251
A．は じ め に ……251
B．調査圃場および調査方法 ……252
　a．調査圃場の概要 ……252
　b．地形情報の収集と試料採取 ……253
　c．地形解析の方法 ……254
　d．分析項目と室内実験方法 ……254
C．結果と考察 ……254
　a．調査圃場の地形解析 ……254
　b．^{137}Cs による土壌侵食状況……257
　c．土壌断面の特徴 ……258
　d．土壌特性の基本統計量 ……261
　e．土壌特性の空間分布 ……265
　f．土壌特性の空間分布の変動構造 ……269
D．要　　約 ……273

* 北海道大学博士論文（2007）

Ⅴ．傾斜草地における土壌の均一化に向けた土壌改良について ……274
A．はじめに ……274
B．調査圃場および調査方法 ……275
　a．調査圃場 ……275
　b．土壌断面調査方法と理化学性の分析…275
　c．地形解析と斜面の形態・位置による分類（モデル斜面）……276
　d．土壌特性の空間変動性の解析 ……277
C．結果と考察 ……278
　a．調査圃場の地形解析 ……278
　b．土壌断面調査結果 ……278
　c．調査圃場全体の土壌特性の分布 ……280
　d．土壌特性分布と地形の関係 ……283
　e．土壌のバラツキを軽減する方策 ……286
　f．Geostatistics の応用 ……290
　g．土壌特性の空間分布推定手法に関する考察 ……293
D．要　　約 ……294
Ⅵ．結　　論 ……296
参考文献 ……298
謝　　辞 ……305
Summary ……306

Ⅰ．序　　論

A．研究の背景

同一の土壌タイプ，小流域内，あるいは管理や利用形態を同じにする農地内においても，土壌の性質は場所ごとに異なり，経験的に不均一であると認識されてきた。実験室レベルや試験圃場で見いだされた規則性と，自然条件下で進行している土壌中の現象のずれについて，この土壌の不均一性を原因に帰する場合が多い。したがって土壌の研究において，あるいは土壌を直接的に利用する農業などの人的活動において，対象とする土壌の分布を明らかにし，その母集団に関する正しい情報を得ることが重要である。

土壌生成分類学（Pedology）の創設者である D.D.ドクチャエフは，土壌とは気候，生物，母材，地形，時間の総合的作用によって生成した歴史的自然体であると認識し，土壌の多様性について科学的に解明する基礎を築いた。農地においては，生物因子の一つである人的作用が他の因子の作用を卓越し，瞬間的かつ劇的に土壌の性状が大きく変化するために，生物因子から区別されるようになってきた。農地は人類にとって必要なエネルギーを確保するための食料生産の場であり，生産性の向上のために土壌に対して様々な働きかけを行ってきた。通常の営農における耕耘や施肥であり，土木的な手段による開墾や農地整備，また客土などによって，生産性や効率性の増大が図られてきたのである。この様な土壌の変化や変質において，その不均一性に関しても未耕地のそれとは大きく異なっていることが見いだされてきた。施肥や放牧により土壌の不均一化が進行する（例えば Beckett and Webster, 1971）[1]。畦の形成や農作業機械の走行によって，特に土壌物理性においては圃場内に異なる母集団が形成される（例えば安中，1986）[2]。さらに対象とする領域の拡大によって土壌の変動性は高まるために，大型機械の利用により農作業の合理化を意図した農地の大区画化は，土壌の不均一化につながるのである。

農地利用に加え，傾斜農地では傾斜地固有の土壌物質移動によって土壌の不均一化が進行している。加速的な土壌侵食の進行はその顕著な例であり，耕耘によって土壌がかく乱されることにより土壌の安定性が失われ，さらに土壌表面が露出することによって雨滴侵食の発生に伴いクラストが形成され，表面流去水が増加し水食が助長されることになる。土壌侵食による肥沃な土壌の消失は，生産性の低下に直結するばかりではなく，周辺の環境に対しても悪影響を及ぼす深刻な問題である。土壌侵食については精力的に調査研究が行われてきており，そのメカニズムの解明と抑制対策に関して一定の成果を収めてきた。一方で，侵食による流亡土砂は掃流力の低下する圃場内の窪地において堆積するために，侵食による生産性の低下の陰で潜在的に土壌の不均一化が進行してきており，耕地としての利用期間に比例して場所ごとの土壌肥沃度の差が拡大している（Pennock et al., 1994）[3]。そして土壌の地点間差に対応して，作

物の生育ムラが顕著となり圃場管理が困難となる（Timlin et al., 1998）[4]。この場合には生育の不良な場所を基準とした施肥設計が執られるが，過剰な施肥となる部分では単に肥料が無駄になるだけでなく，地下水汚染や環境への負荷の増大につな繋がるのである。有限の農地を効率良くかつ持続的に利用するための課題は，圃場内の土壌の不均一性を軽減することであるが，土壌侵食を抑制するような不耕起栽培であっても，土壌の不均一の緩和には結びつかない（Balkcom et al., 2005）[5]。その対策として精密農法が有力な手段であり，農業機械の分野を中心に発展してきている。この基本概念は土壌や作物生育の状況に応じて，必要な量の肥料や農薬を散布することであり，機械的な散布技術だけでなく，作物や土壌のモニタリング，肥料や農薬の効果的な判定などの学際的な協力を必要とする農法である。

これまでに我が国では農産物の選択的拡大と農業経営の育成などを目指し，昭和 36 年（1961）に「農業基本法」を制定し経営規模の拡大を図ってきた。北海道の農地開発では，1958 年から 1995 年の 38 年間において，現在の農地面積の 4 割に相当する 46 万 ha が新たに造成されるに至った（駒井，2004）[6]。その後は諸外国からの農産物の市場開放要求が高まり，コスト削減を目的として換地手法による圃場整備に取り組んできたが，自給率の減少に歯止めがかからないばかりか，平成 9 年から 18 年の 9 年間で全国の田畑の面積は 94％に低下している（農林水産省大臣官房統計部，2006）[7]。畑に関しては減少原因に占める耕作放棄の割合は 60％になり，市場価格の低迷など農業経済的あるいは跡継ぎの減少といった社会的問題が大きく，遠因として土壌劣化による生産性の低下や大区画化した農地の効果的な利用，管理方法を提示してこなかったことも考えられる。したがって自給率の向上と安定的な食料生産の見地からも，継続的に利用している農地を保全し，利用効率を高めるような方策が望ましい。水や土地の利用効率を上げるために，前述のような圃場内の土壌の不均一に対応した栽培，管理方法の導入が必要なのである。ここでの土壌学的な課題は，圃場内での土壌の分布を明らかにし，土壌の均一化に向けた現実的な土壌改良対策に反映させていくかに集約される。土壌は斜面上の位置によって違うことが経験的に認識されているが，圃場内における土壌の空間変動性（〝不均一〟の実態を解明しようと考えるために空間変動と言い換える。）に対して，実データに基づいた評価は少ない事例に限られている。数少ない事例のなかでも，Moore et al.（1993）[8] は，傾斜農地における土壌の空間分布について，地形の形態的な特徴によって十分に説明づけられることを報告している。ただし地形は土壌生成因子の一つであるが，独立した因子ではないため，気象環境や土壌自体の特性，さらに圃場における人的な働きかけにより，土壌と地形の関連性も変化すると考えられる。傾斜農地を取り巻く環境条件の組み合わせは，かなりの数に上ることが予想されるが，典型的な農地において土壌の空間分布を明らかにし，その空間変動性を評価することは，今後の農地の有効利用に向けた局所管理技術の適応について大きく貢献すると考える。

B．従来の研究成果の概要

ａ．土壌特性の空間変動について

土壌は本質的に不均一である。地表面は大気界の接点であり，降水や降雪による水や溶質，太陽エネルギーを受容し，生物活動も活発であるために土壌の発達は鉛直方向に進行する。その結果，累層構造（層序）が見られ，深さごとに性質が大きく変化する。また水平方向においても，様々な因子が複合的に作用するため，場所ごとにその性質も異なっており，厳密な意味での均一性は土壌に対して適応出来ない。この土壌の不均一性を解明しようとする取組は，今から 1 世紀ほど遡る Robinson and Lloyd（1915）[9] の報告においても見ることができる。彼らは，同一圃場内での土壌の粒径組成とリン酸含有量等の変動を明らかにするために，二つの試験圃場について調査を実施した。各調査区において均等に配列した地点から土壌を採取して分析した。それぞれの分析値に対して計算された標準誤差には，実験上の誤差と場所ごとの変動から構成されているものと考えて，その両者を比較した。その結果，分析値の変動には分

析誤差に比べて圃場内での変動が優勢であることを見出した。さらに圃場全体の値（母平均）を精度良く推定するためには，6サンプルが必要となると述べている。このことは圃場内においても土壌特性が変動することを証明しており，代表値を得るためにサンプル数やその配列について，考慮しなければならないことを認識していたのである。しかしながら，Fisher や von Mises によって推測統計学が確立される以前であり，実際に得られた標本内での議論に限られた。長堀ら（1971）によって行われた「農地土壌のサンプリングに関する基礎研究（Ⅰ）～（Ⅻ）」[10),11),12),13),14),15),16),17),18),19),20),21)]では，含水比と乾燥密度に絞って，様々な土地利用条件下で，対象領域を拡大した場合の変動の実態を報告している。さらに，母平均の区間推定を応用して，許容できる精度と有意水準を定めて必要なサンプル個数を算出した。また Warrik and Nielsen（1980）[22)]は，土壌の性質ごとにおおよその変動係数の幅を示し，それに対する必要抽出個数についても言及している。変動係数が10％の小さな土壌特性は，乾燥密度，飽和含水率，pH で，大きな土壌特性としては，透水係数や拡散係数，EC があり，その値はしばしば100％を超える場合もある。交換性陽イオンや無機態窒素やリン酸などの多くの化学性や，粘土，シルト，砂含量や有機物含量などの変動係数は，10～50％の範囲に収まっている。土地利用，地形，土壌シリーズなどの条件や，耕耘や踏圧あるいは施肥といった人為作用によって，土壌の変動係数は異なるが，土壌特性ごとの相対的な大小関係は一定のようである（Beckett and Webster, 1971, Warrik and Nielsen, 1980，安中，1986，矢内，2006）[1),22),2),23)]。また対象とする領域の大きさ，あるいは測定に用いる試料の大きさに応じて，観測される変動性は大きく変化し，確率分布における正規性からの偏りが著しくなる場合も報告されている（原口と安中，1997）[24)]。

対象領域の拡大に伴う土壌の変動性の挙動に関しては，具体的な調査結果から認識されてきた。土壌の空間変動に関して Webster（1985）[25)]が著した Quantitative Spatial Analysis of Soil in the Field の中で，階層サンプリングの事例として取り上げた Youden and Mehlich（1937）の pH に関する挙動は，きわめて直接的であり，空間変動と対象領域の関係をとらえている。彼らは，地点間の距離を 1600 m，305 m，30.5 m，3.05 m の階層ごとに pH を測定し分散を評価したところ，距離の増大に伴って分散が増加するが，土壌シリーズや層位によっては，急激な増加が見られる距離が異なっていることを報告した。つまり土壌の性質の地点間差は，地点間の距離の増大に伴って大きくなるが，土壌シリーズや対象とする層位ごとに距離と地点間差の関係が異なるということである。Beckett and Webster（1971）[1)]はこれまでの報告を総括し，土壌特性ごとに対象スケールを 0.01 ha の小さな区画から単一の圃場スケール，あるいは土壌シリーズにまで拡張することよって，土壌の変動係数が増大する特徴を解説している。圃場内でのバラツキに対しては人為の影響が大きく，施肥や放牧によって増大し，耕耘や休閑によって減少する。また単一の圃場では圃場の大きさに関わらず土壌の変動は一様であり，さらに圃場内の 10×10 m 程度の小区画で観測される変動係数が，圃場全体のものに一致することが多いことを指摘している。農用地開発事業において 6000 ha の農地を対象とした土壌調査の結果について，徳永と佐藤（1975）[26)]は適正な調査領域の大きさを推定するために変動と領域の大きさについての研究を行っている。彼らは対象領域内と全体の領域の分散比と領域の大きさの関係を明らかにし，母平均の推定に関しては 3 ～ 4 割の面積の調査で対応できることを報告した。これらの結果に見られるように，地点間の距離に対応して土壌のバラツキやその性質の差が増大するが認識されたが，理論的に裏付けされた評価方法を確立するには至らなかった。

その後，鉱床の品位を推定する方法として Geostatistics が見出され，最適な内挿方法として開発された kriging が鉱山開発において広く用いられるようになった（Journel and Huijbregts, 1978）[27)]。この方法では，データ（分析値）は位置を含んだ局所的変数（regionalized

variable）とし，空間の特徴を統計的手法によって明らかにすることが可能である。したがって，この方法を用いることで，空間的な変動構造が明らかになるだけでなく，土壌サンプリングの基本である無作為抽出（ランダム抽出）を満たす領域や，有限個の実測値から高い精度で推定することが可能となる。

地温（Vauclin et al., 1982）[28]，粒径組成や含水量（Vauclin et al., 1983）[29] などの物理性に対する geostatistics の先駆的な適応事例や，その解析方法と適応条件に関する報告（Webster, 1985, Oliver and Webster, 1986）[25),30] によって，土壌に対する Geostatistics の有効性が広く認められるようになった。80 年代後半からは，様々な土壌の性質について，物理性（Ciollaro and Romano, 1995, Mohanty et al., 1991, Wilson and Luxmoore, 1988，岡部ら，1996, Kvaerno and Deelstra, 2002, Nash et al., 1988, Yates et al., 1988）[31),32),33),34),35),36),37]，化学性（Stenger et al., 2002, Chevallier et al., 2000, Castrignano et al., 2000, Yanai et al, 2001）[38),39),40),41]，生物性（Goovaerts and Chiang, 1993）[42] に応用されるようになった。しかし土壌の空間変動には，土地利用条件，地形や気象条件，時間要素が関与するために，それぞれの性質ごとに事前に変動構造を予想することは不可能であり，目的に応じて相当数のサンプリングが必要になる。例えば変動の大きな飽和透水係数に関して，Wilson and Luxmoore は森林流域を対象として解析したところ，10 m までの相関性を見出したが，水田の平坦な飽和透水係数に関して岡部らは 1 m においても相関性を認めることができなかった。また Chevallier et al. によれば，畑の全炭素含有量について空間的な相関は見られないが，草地として利用する年数が経過するほどバラツキが増大し，空間的な相関構造が明瞭となることを報告している。この様に土壌の空間変動の実態が明らかにされてきたが，一般的な特徴として評価することは甚だ難しいと思われる。さらに kriging の適応に当たっては，Oliver and Webster（1986）[30] が指摘するように，指向性や局所的な変動成分について検証しなくてはならない。つまり Geostatistics は，土壌の空間的な変動の解析にとって，非常に効果的な手法であり，精度の高い内挿が実現できるが，そのためには土壌の分析について多大な労力が要求されるのである。

b．傾斜地における土壌の空間変動性

1．傾斜地における土壌物質移動

周辺の環境に応じて多様な土壌が形成される。土壌生成には 5 つの因子（母材，地形，気候，生物，時間）が複合的に作用しているが，地形もまたその一つの生成要因である。一般に地形が変化する速度よりも土壌の生成速度が早いために，斜面上では地形の形態的な特徴に対応した土壌群が形成される。一連の斜面に見られるカテナは，その典型的な事例である（Webster, 1965）[43]。

斜面上の土壌の変化や形成される分布には，傾斜地特有な移動現象が深く関与している。土砂自体の直接的な移動形態として，重力によるクリープ（凍結・融解や湿潤・乾燥の繰り返しによって，きわめて緩やかに集団として下方に移動する現象）やソリフラクション（水で飽和された土壌物質が斜面を上方から下方へ緩やかに流動する現象），あるいは風力や水力による土壌侵食や堆積があげられる。これらの現象による移動を評価した Carson and Kirkby,（1972）[44] は，斜面頂部からの距離や斜面の勾配の関数によって，土砂移動を定量的に扱えることを示した。また風食（King et al., 1999）[45] や水食（Daniels et al., 1985, Kreznor et al., 1989）[46),47] についても，地形条件から移動量を推定することが可能である。特に土壌侵食量を推定する経験式で広範囲にわたって適応可能な USLE（Wischmeier and Smith, 1978）[48] では，地形因子として斜面長と勾配の係数を用いている。この概念を適応すれば，気候や母材を同一と見なすことができる小流域や圃場スケールにおいては，地点間の侵食量の差は地形を強く反映すると予想される。さらに農地では，耕起や耕耘による土壌構造の破壊に伴って細粒化した団粒や粒子が，重力の作用によって斜面を転げ落ちる耕耘侵食（Tillage erosion）も発生する（Van Oost et al., 2000a）[49]。この耕耘侵食量は，土壌に固有な係数と高度変化の二次微分項

の積によって数学的に扱えることが示された（Govers et al., 1994, Van Oost et al., 2000b）[50),51)]。Schumacher et al.（2005）[52)] は，水食および耕耘侵食の推定式から個々に見積った侵食量の合計は，^{137}Cs をトレーサとして推定した侵食量に良く一致し，水食及び耕耘侵食の割合を斜面上の位置ごとに明らかにした。つまり地形因子のみを変数とする推定モデルによって，12 ha の耕地での土壌移動量を把握できることを実証したのである。

地形に対応した土壌の分布が観察されるのは，斜面上の水移動が地表面の起伏によって規定されるためであり，前述の土砂移動の多くも特有な水移動が契機となっている。斜面では地表面が降雨等による水供給の方向に対して必ずしも直交しないために，平坦地に比べて水移動が複雑になる。平坦地では水の供給が土壌の浸入能を超えれば，一時的に湛水するのに対し，斜面では土壌に浸透しない水は微小な窪地に保持される（Moore and Larson, 1979, Hansen et al., 1999）[53),54)] が，水の供給がその容量を超えると表面流去水となる。したがって土壌に浸入する割合は，平坦地よりも小さい。この表面流去水は生成要因ごとに区分され，土壌の浸入速度を超える場合に発生するホートン地表流と，土壌が飽和することにより生じる飽和地表流がある。Dunne and Black（1970a,b）[55),56)] によれば，ホートン地表流の発生は希であり，河道近傍での飽和地表流が主体となって直接流出に寄与している。また土壌に浸潤した水の一部は，透水性の低下する層位や基岩との層界で，斜面方向に沿うような側方流も発生する。この側方流に関しては，粗粒質で飽和透水係数が大きな下層土との境界面においても生じることが報告されている（宮崎，2000）[57)]。浸透水は土壌中の可溶成分を溶解しており，場合によっては斜面の下方にまで流下するため，上位斜面ほど乾燥に伴った上向きの水移動によって，溶質が表層に集積する可能性が低いと考えられる。表面流去水が生じない，つまり水食が発生しないような降雨条件下でも，斜面上では表層土の性状を変化させるような水移動が起こりうるであろう。

また凍結・融解や昇温・降温といった温度環境を規定する放射エネルギー量の多寡には，斜面方向や勾配といった地形条件が多大な影響を及ぼしている。三浦（1983）[58)] は斜面上では土壌水分分布が大きく異なっており，その結果，斜面上の熱収支は地形の形態的特徴により規定されることを報告している。

2．地形の定量化に関する研究

地形学や水文学の分野を中心として，これまでに勾配や凹凸（勾配の変化）を基準としてその変化の程度や斜面上での相対的な位置関係によって，斜面を区分する試みが行われてきた（Craig, 1982）[59)]。Waters（1958）[60)] は既存の地形図上で，現地調査からの結果を加味し凹凸の変化や勾配による地形分類を行っている。また Curtis et al.（1965）[61)] は凹凸を傾斜方向とそれに直交する方向に分けて評価し，土壌分類で利用することを目的とする微地形の形態分類を行っている。形態に基づいて地形を類型化することにより，土壌の分布と地形の対応関係がより明確化してきた。例えば，Ruhe（1969）[62)] は Iowa の現地調査に基づいて 5 つの斜面要素に分類し，稜線付近の Summit と Shoulder はレスに覆われているのに対し，急な斜面に対応する Backslope では，氷河の移動によって形成された土壌（Glacial Till）が，低所の Footslope や Toeslope では沖積土壌が分布することを確認した。相対的に急峻な我が国の地形に関しては，勾配の連続性（遷急線，遷緩線など）や地表面の凹凸からおおよそ 12 の微地形単位を田村（1996）[63)] が提案し，実際の地形に対して適応性が高いことを示した。これらのような地形分類の中で注目すべき結果は，Dalrymple et al.（1968）[64)] によってもたらされた。彼らは，傾斜地での詳細な土壌調査結果から，実際の地形は 9 つの基本単位（モデル斜面）の組み合わせにより構成されていることを見出し，それぞれの単位斜面上で生じている主要な土壌生成過程や水の移動形態について言及した。

また地形の形態を定量化する試みとして，Evans（1980）[65)] は，正方格子の高度データ（Digital Elevation Model: DEM）に基づいた 2 次の多項式で地表面を表した。その結果を受

けて Zevenbergen and Thorne (1987)[66] は 9 項による多項式に拡張し，勾配や傾斜方向，勾配の変化率などに関する地形特徴量の算出方法を確立した。さらに斜面上の地点に対応した流域面積として，Speight (1980)[67] は specific catchment area（SCA：比流域）を提案している。この概念は，任意の地点から等高線方向にある長さの線分（仮想の障壁）を設定し，この線分と流線，稜線によって囲まれる面積を線分の長さで除したものである。

Moore et al.（1991）[68] は，DEM から算出される地形特徴量について土壌特性との関連性を検証するとともに，勾配や比流域を組み合わせて，表面流去水の集中や土壌水分の分布に関係し水文学の分野で用いられている集水指数（wetness index），表面流去水の削剝力の指数となる侵食力（Stream power index），USLE における地形因子に相当する掃流力（sediment transport index）などの指標を紹介している。地形形態の定量化を受けて，土壌分布の推定（Moore et al., 1993, Park et al., 2001）[8),69]，土壌侵食の推定（Schumacher et al., 2005）[51]，あるいはサンプリング計画への利用 (Bui et al., 1999)[70] などに地形特徴量が用いられてきた。さらに特定の地形特徴量に対して閾値を定めることで斜面を類型化する試みが，Pennock et al.（1987）[71] や Park et al.,（2001）[69] によって行われ，層厚の空間分布の分級に対して有効なことから，その妥当性を主張した。Park の類型化では Dalrymple の 9 つの斜面要素を 5 つの要素に集約し，その類型化のために集水面積と凹凸の指数について閾値を設定した。凹凸の指数では標準偏差の 1/4 を閾値として凹型の Footslope と凸型の Shoulder に分類し，集水面積には対象領域の制限付きで固有値を与えている。ここでの問題は，算出される地形特徴量の確率密度分布は，DEM のサイズの影響を受けやすい。また彼らが対象とした氷食地形と，活発な火山活動によって形成された我が国の地形とは，その特徴や規模の面で大きな違いがあると思われる。地形形態を定量化し斜面要素に類型化することは，傾斜地における土壌特性の空間分布を評価する有力な手段であり，その適応条件について検討の余地がある。

DEM の作成や入手あるいは地形特徴量の算出は容易であるものの，DEM の精度や分割サイズに応じて地形の再現性が変化することが指摘されている (Panuska et al., 1991, Thompson et al., 2001, Blaszczynski, 1997, Shary et al., 2002)[72),73),74),75]。本来の地表面は連続であるのに対し，離散型の演算を採用するためで，DEM を利用する限りは，回避出来ない問題である。Thompson et al.は，水平方向の解像度を 10 m，30 m と鉛直方向の精度を 1 m，0.1 m の DEM を組み合わせて，算出された地形特徴量の特徴や A 層厚との関係について検証を行った。水平の解像度を低下させた，つまり 30 m-DEM では，勾配や凹凸の変動幅が減少しより滑らかな地形変化を再現していた。また鉛直方向，つまり高さの精度を低下すると，10 m-DEM では勾配や凹凸の分布が不連続に変動するのに対し，30 m-DEM ではその傾向が軽減された。さらに地形から土壌特性を推定する目的について，DEM により各地形特徴量と A 層厚の単相関係数は異なるが，重回帰モデルの妥当性は大きく変化しないことから，水平解像度が低くても標高差が読み取れるような精度の DEM で十分であると結んでいる。しかし微小な起伏の影響を受けやすい土壌の特性（例えば圃場残留水（Hansen et al., 1999）[54]）を対象としたり，地表面の起伏が明らかに解像度よりも小さい場合には，やはり高解像度の DEM が必要であろう。目的に応じて適正なサイズの DEM を選択しなければならない。本論文では対象とした傾斜畑や傾斜草地（放牧草地と採草地）において，測量した標高データから DEM を作成し，勾配やその変化率などの地形特徴量を算出した。そして土壌特性の空間分布の解析において，これらの地形特徴量を利用した。

3．傾斜地における土壌の空間変動性の特徴とその評価

傾斜地における土壌や水，溶質の移動に関与する営力やそのメカニズムは，気象条件や土地利用形態などの環境条件によって変化するが，流域や圃場に限定すれば，地点間の差には地形条件が支配的であると考えられる。その根拠と

して，これまでに傾斜地での土壌の空間変動の特徴を地形から評価した事例が多数存在する。例えば，土壌有機物（Cook et al., 1996, Bergstrom et al., 2001）[76),77)]，水分（箱石，1960，諸泉ら，2002, Mohanty et al., 2000）[78),79),80)]，脱窒速度（Pennock et al., 1992）[81)]，土壌侵食や層厚（Kreznor et al., 1989, Walker et al., 1968, Park et al., 2001）[35),82),69)]，土壌理化学性（Pennock et al., 1994, Miller et al., 1988, Woods and Schuman, 1988, Zhu et al., 1997, McKenzie and Austin, 1993，三浦，1983, Moore et al., 1993, Pennock and DeJong, 1987）[3),83),84),85),86),58),8),87)] などがある。彼らの対象とした傾斜地の地形条件や，その定量化や解析方法はそれぞれ異なるが，地形から土壌の空間分布を評価している点は共通している。Zhu et al. は，標高，斜面の向き，勾配，傾斜方向の凹凸に，地質と植生を加えた項目によって，土壌の空間分布を説明づけた。また Park et al. は，凹凸と集水面積から地形を分級し，層厚の空間分布を説明づけている。多くの場合は，相関分析や回帰分析などの統計手法によって解析結果を判定しており，領域間の有意差や回帰モデルの適合性から，その有効性を主張している。土壌の空間分布と地形の定性的な関係は一致しているが，定量的な一致はあまり見られない。例えば，Moore et al が提案した地形を定量化した説明変数による A 層厚の重回帰モデルでは，勾配と集水指数（wetness index）を採用している。一方，Park et al. は，集水指数（wetness index），傾斜方向の凹凸と集水面積の重回帰モデルを提案し，同様の推定精度を示している。つまり地形解析には，前述したように環境条件の相違が影響しているため，基本的には，対象とする領域ごとに推定モデルを構築しなくてはならない。

c．傾斜農地における土壌の空間変動と土壌管理

丘陵地や複合斜面の長期にわたって耕耘された圃場では，土壌侵食による生産性の低下と，土壌の不均一化の進行による生産性のバラツキが増大し，一筆圃場としての耕作，管理が困難になっている（Onstard et al., 1985，鳥山，2001）[88),89)]。Timlin et al.（1998）[4)] は，傾斜畑におけるコーンの生育は気象条件に応じて年次変動が大きいが，その空間分布は作土層の保水・排水性が支配的であり，堅密な層位（フラジパン）の深さによって説明できることを報告している。また Miller et al.（1988）[83)] は，斜面形態から分類した区画ごとに小麦の収量の差を認めており，作土層の粘土含量の多寡によって生じていると説明した。これらの報告のように傾斜畑においては，斜面上の位置ごとに土壌が異なることが作物の生育に対して多大な影響を及ぼしているのである。さらに Pennock et al.（1994）[3)] によれば，凸型の上位斜面では耕作を継続するほど土壌有機物の減少が進むのに対し，下位斜面では短期的に増加する部分と長期的に増加する部分が存在することを明らかにしており，画一的な栽培，土壌管理では土壌のバラツキが増大することになる。傾斜農地における適切な土壌管理方法について研究を行った Terra et al.（2005）[90)] によると，不耕起栽培と堆肥の施用が土壌中の有機物を増加させる栽培方法として効果的であるが，元々有機物に乏しい比較的急な斜面ほどその増加割合が著しいことを報告している。そしてこの不耕起栽培では土壌保全の効果が認められ，土壌 pH の上昇やリン酸などの養分増加も望めるが，急な斜面ほど相対的にその効果が発揮されないことを示した（Balkcom et al., 2005）[5)]。これらの結果も傾斜農地における土壌のバラツキを解消するためには，局所的な対応が必要となることを示唆している。1 ha の大区画水田を対象とした鳥山（2001）[89)] の研究では，水稲生育のバラツキは地力窒素の空間変動が原因となっていることを明らかにし，可変施肥を行うことによって水稲の収量と品質（玄米窒素濃度）の平準化を達成することができたと報告している（鳥山，2006）[91)]。したがって作物生育や土壌の変動が著しい傾斜農地においては，精密農法等の管理技術の導入が作物生育のバラツキを軽減するためには必要となる。場所ごとに過不足無く肥料や資材を施用することは，資源の有効利用や農地を起源とする環境負荷の抑制にもつながる。さらに農地としての機能を十分に活用するには，

局所的な土壌改良により土壌を均質化することが抜本的な対策であると考える。そのためには，土壌の空間分布を把握する必要があり，省力的かつ精度の高い手法を確立することが重要な課題となっている。

C．本研究の目的と構成

単一の圃場内においても土壌は不均一であり，近年の機械化や効率化を目的とした農地の大区画化も影響し，土壌の空間変動による弊害が顕在化してきた。特に傾斜農地においては，耕耘による土壌のかく乱や裸地状態におかれることで土壌の安定性が失われ，土壌侵食が加速的に進行し土壌のバラツキが増大することに加え，流亡土砂や溶質による生態系への影響も指摘されてきた。土壌侵食の抑制に関しては精力的な研究が進められてきたが，傾斜農地における土壌の空間変動性に関しては，北米の傾斜農地を対象とした研究事例が報告されているだけである。我が国では起伏に富んだ台地上や丘陵地に畑や草地は広く展開しており，土壌は火山性の黒ボク土や洪積性の褐色森林土が主体となっている。傾斜農地の土壌の空間変動については，地形，土壌や気象条件が異なっているために，彼らの結果を定量的に適用することはできない。さらに土壌分析に基づいた土壌の空間変動の実態解明に関する研究すら乏しく，実際の営農に反映されるような土壌の空間変動の改善に向けた調査研究は限られている。

そこで本研究では，傾斜農地である畑，放牧草地，採草地を対象に，詳細な土壌調査を実施して土壌特性の空間変動の実態を明らかにする。土壌の空間変動の解析に用いられる Geostatistics や，勾配や凹凸を定量的に評価した地形特徴量，斜面の形態的な特徴や相対的な位置関係によって区分したモデル斜面を取り入れて評価するとともに，土壌のバラツキの解消に向けた局所的な土壌管理方法の可能性と課題について検証した。

Ⅰでは，土壌の空間変動や地形の分類方法やそれらの関連性に関する研究および本研究の目的について述べる。

Ⅱでは，本論文で用いた土壌の空間変動性を明らかにするために必要な解析方法について解説する。

Ⅲでは，およそ 80 年間耕作を継続している傾斜畑を対象として，土壌の空間変動の要因と考えられる土壌侵食速度の定量化を試み，それによって形成された土壌断面や表層土の理化学性に関して空間変動の実態を明らかにする。さらにその空間変動に関する特性を明らかにするとともに，空間分布の推定や類型化における地形情報の有効性について検証する。

Ⅳでは，蹄耕法によって造成され放牧草地として利用されている黒ボク土を対象として，土壌の空間変動に関する調査を行った結果について解説する。この結果は，耕地土壌の中でも土壌侵食に対して最も効果的な利用形態の事例として位置づけられる。

Ⅴでは，丘陵地に位置する褐色森林土の一般的な採草地において，土壌の空間変動の実態を明らかにする。草地としての継続利用により酸性化が進行しており，草地更新では酸性改良とリン酸資材の補給が必要と思われる。そこで更新時の土壌改良や通常の施肥における局所的管理の必要性について明らかにし，その実践的な方法について検討する。

Ⅵの結論では，傾斜畑，放牧草地，採草地における調査結果を総括すると共に，土壌の空間変動性の軽減に向けた局所的な土壌改良において重要な，土壌特性の空間分布の評価における合理的な方策について提言する。

II．土壌の空間変動解析に用いる手法

A．土壌特性の空間変動の把握とその評価方法

a．推測統計学（stochastics）

土壌は自然物であり，前章で述べたように存在する地点間において変動しているため，その実態を明らかにするには有限の土壌試料の分析値から推定する以外に方法はない。そこで分析値を母集団（対象とする土壌）からのサンプルと考え，分析値の集計結果から母集団の様相を推定しようとする推測統計学を利用する。まず対象とする土壌特性を確率変数とみなすためには，測定値が同一の母集団に属するように対象領域を規定する必要がある。このため，通常は水平方向については同一の土壌分類単位内の広

がり，鉛直方向にあっては土壌分類学的に同一な土層の範囲内で領域を規定する。この領域において，土壌特性を表す確率変数を z と記述する。z は母平均 m_z と母分散 σ^2_z にしたがい，その値が領域内にランダムに分布すると仮定する。このとき，領域内の任意の n 地点からサンプリングされた z の実現値を z_1，z_2，…，z_n としたとき，標本平均（mean）は

$$\bar{z}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}z_i \tag{2.1}$$

で与えられる。不偏分散（unbiased variance）は

$$s^2=\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(z_i-\bar{z})^2 \tag{2.2}$$

で与えられる。標準偏差（standard deviation）を s とすると，変動係数（coefficient of variation; CV(%)）は

$$CV=\frac{s}{\bar{z}}\times 100 \tag{2.3}$$

で与えられる。歪度（skewness; $SKEW$）と尖度（kurtosis; $KURT$）はそれぞれ

$$SKEW=\frac{s^{-3}}{n}\sum_{i=1}^{n}(z_i-\bar{z})^3 \tag{2.4}$$

$$KURT=\frac{s^{-4}}{n}\sum_{i=1}^{n}(z_i-\bar{z})^4 \tag{2.5}$$

で与えられる。歪度は，分布が平均値を中心に対称でない度合いを示す。歪度が負であると値の小さくなる方に裾が長い分布，正であると値の大きくなる方に裾が長い分布，0 なら平均値を中心にほぼ対称な分布であることを示す。尖度は，平均値の周りでの分布の尖がりの度合いを示す。正規分布の尖度は 3 であり，3 以上なら正規分布より尖っており 3 以下ならば偏平である。なお，式(2.5)から 3 を減じて超過率(正規分布と比べたもの）としたものを尖度として表記する場合もあり，本研究ではこの超過率を尖度として用いた。

z の分布として正規分布を仮定するとき，サンプル数 n 及び信頼度（confidendce level）$1-\alpha$ のもとでの z の母平均 m_z の信頼区間（confidendce interval）は

$$\bar{z}-t_{\alpha,\phi}\frac{s}{\sqrt{n}}<m_z<\bar{z}+t_{\alpha,\phi}\frac{s}{\sqrt{n}} \tag{2.6}$$

で与えられる。ϕ は自由度（$\phi=n-1$），$t_{\alpha,\phi}$ は自由度 ϕ のときの t 分布の α%点の値を示す。また，変動の幅の半分を標本平均値で割ったものを推定精度 ε とすると，

$$\varepsilon=t_{\alpha,\phi}\frac{s}{\bar{z}\sqrt{n}} \tag{2.7}$$

したがって，信頼度 $1-\alpha$，d の推定精度で母平均 m_z を推定するのに必要なサンプル数 N は

$$N=(t_{\alpha,N-1})^2\left(\frac{s}{\bar{z}\varepsilon}\right)^2=(t_{\alpha,N-1})^2\left(\frac{CV}{\varepsilon}\right)^2 \tag{2.8}$$

で与えられる。

これらの推測統計学的手法を用いることによって，対象領域内での土壌の空間変動の実態や領域間での差異について評価できる。本論文においてもこれらの手法を用いて，個々の圃場あるいは領域ごとの土壌の変動の特徴を明らかにする。

b．地質統計学（geostatistics）

推測統計学においては，土壌特性の測定値 z は空間的にランダムに分布すると仮定しているが，z は空間的位置及びサンプルスケールという属性を本来有しており，対象領域内でランダムに分布していると仮定できない。地質統計学（geostatistics)では，土壌特性を表す確率変数は空間的位置の関数として扱われ，空間的位置及びサンプルスケールと母集団のばらつきの大きさとの関係を理論的に取り扱うことが可能となる。

ここで，変数 $z(x)$は，3 つの成分から構成されることを仮定している。

$$z(x)=m(x)+\varepsilon'(x)+\varepsilon'' \tag{2.9}$$

$m(x)$：構造成分；平均値や一定のトレンドに関連した成分

ε'：ランダムで空間的に相関している成分

ε''：空間的に独立したランダムなノイズ

さらに m(x)が地点に依らず一定で，対象領域内の平均値(m)と仮定すれば，距離ベクトル h で隔てられた x と x+h の差の平均値は 0 になる。

$$E[z(x)-z(x+h)]=0 \tag{2.10}$$

また差の変動は地点間の距離 h のみに依存すると仮定すると，

$$E[\{z(x)-z(x+h)\}^2]=$$
$$E[\{\varepsilon'(x)-\varepsilon'(x+h)\}^2]=2\gamma(h) \tag{2.11}$$

γ(h)はセミバリアンス（semivariance）で，上記の仮説を満たせば，実測値から推定できる。

$$\hat{\gamma}(h)=\frac{1}{2N(h)}\sum_{i=1}^{N(h)}\{z(x_i)-z(x_{i+h})\}^2 \tag{2.12}$$

ここで，特定の点 x_i における測定値を $z(x_i)$，距離 h だけ離れた地点 x_{i+h} における測定値を $z(x_{i+h})$，距離 h だけ離れた全ての組合せ数を $N(h)$とする。

一般に，h（Lag と呼ばれる）の増大に伴い $\gamma(h)$ が増大することが経験的に知られている。また，h がある値 h_a 以上のとき，$\gamma(h)$ が一定値 $\gamma(\infty)$ に漸近する傾向が経験的に見出されている。このとき，h_a の値をレンジ（range of influence），$\gamma(\infty)$ の値をシル（sill）と呼ぶ。h_a は空間依存性の限界を示す。なお $\gamma(\infty)$ は理論的に母分散に等しい。また，理論的には $h=0$ のとき $\gamma(h)=0$ であるが，$h=0$ のとき $\gamma(h)$ がある有限な値をとる事例が少なからず観測されている。この値をナゲット（nugget variance）と呼ぶ。ナゲットは，サンプリング間隔以下の空間変動や実験誤差などの説明できない偶然のばらつきを示していると考えられる。$\gamma(h)$ が h に依存しない一定値をとる場合も観測されている。このとき，$\gamma(h)$ はピュアナゲット（pure nugget effect）であるという。この場合には，観測に用いた最小のラグ以上の h において $\gamma(h)$ は空間的無相関であるとみなされる。なお γ(h) が全ての方向で同一とみなせる場合には，等方性であり距離ベクトル h は単に距離 h となる。この様な距離ベクトル h に対する γ(h) の変動，つまり関数は実測値から計算された $\hat{\gamma}$(h) から，指数モデルや球形モデルによって推定される。

次に推定された γ(h) に基づく精度の高い内挿方法である krigig について説明する。地点 x_0 における推定値 $Z^*(x_0)$ は以下のような重み付きの n 地点の移動平均で示される。

$$Z^*(x_0)=\lambda_1 Z(x_1)+\lambda_2 Z(x_2)+\cdots+\lambda_n Z(x_n) \tag{2.13}$$

$Z(x_i)$；地点 i における実測値，λ_i；重み

また 2 次の定常性より，期待値 E{Z(x)} は地点 x_i によらない値であり，E[Z(x)]＝m とおくと z(x) は，

$$z(x)=m+\varepsilon'(x)+\varepsilon'' \tag{2.14}$$

となる。ここでの ε'(x) は空間的にランダムで，平均が 0，分散は以下の式で定義される。

$$\mathrm{var}[\varepsilon(x)-\varepsilon(x+h)]=2\gamma(h) \tag{2.15}$$

そして $Z^*(x_0)$ を不偏的に推定するためには以下の条件の下で λ_i を求めればよい。

$$E[Z(x_0)-Z^*(x_0)]=0 \tag{2.16}$$

$$\mathrm{var}[Z(x_0)-Z^*(x_0)]=\min. \tag{2.17}$$

式（2.16）より

$$\sum_{i=1}^{n}\lambda_i=1 \tag{2.18}$$

式（2.15），（2.18）より式（2.17）は

$$\mathrm{var}[Z(x_0)-Z^*(x_0)]=$$
$$-\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\lambda_i\lambda_j\gamma(x_i,x_j)+2\sum_{j=1}^{n}\lambda_j\gamma(x_0,x_j) \tag{2.19}$$

これが最小となる場合は，Lagrangian 乗数 μ を導入すると以下の式が得られる。

$$\sum_{j=1}^{n}\lambda_j\gamma(x_i,x_j)+\mu=\gamma(x_i,x_0)\quad i=1,2,.....,n \tag{2.20}$$

したがって λ_i は以下の連立方程式を解くことにより求まる。

$$\begin{bmatrix}\lambda\\ \mu\end{bmatrix}=A^{-1}b \tag{2.21}$$

$$A=\begin{bmatrix}\gamma(x_1,x_1) & \gamma(x_2,x_1) & \cdots & \gamma(x_n,x_1) & 1\\ \gamma(x_1,x_2) & \gamma(x_2,x_2) & \cdots & \gamma(x_n,x_2) & 1\\ \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots\\ \gamma(x_1,x_n) & \gamma(x_2,x_n) & \cdots & \gamma(x_n,x_n) & 1\\ 1 & 1 & & 1 & 0\end{bmatrix}$$

$$b=\begin{bmatrix}\gamma(x_1, x_0)\\ \gamma(x_2, x_0)\\ \vdots\\ \gamma(x_n, x_0)\\ 1\end{bmatrix}\quad \begin{bmatrix}\lambda\\ \mu\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}\lambda_1\\ \lambda_2\\ \vdots\\ \lambda_n\\ \mu\end{bmatrix} \tag{2.22}$$

この時の最小の推定誤差分散 σ_E^2 は，

$$\sigma_E^2=b^T\begin{bmatrix}\lambda\\ \mu\end{bmatrix} \tag{2.23}$$

となる。

kriging は精度の高い内挿方法であるが，実測値は推定しようとする領域に比べてかなり小さい場合が多く，このことから kriging の推定精度が抑制されることがある（Burgess and Webster, 1980a）[92]。これに対して，推定する領域の平均値を求めるように修正した Block kriging が Burgess and Webster（1980b）[93] によって紹介された。さらに変動がトレンドを含んでいる，つまり地形のように単調に増減する成分を含んでいる場合には，トレンドに対する補正が必要となる。この方法は universal kriging と呼ばれる方法である（Webster and Burgess, 1980）[94]。トレンドの範囲と kriging に要する実測値の範囲を設定する必要があり，その適応は繁雑になる。また彼らは，土壌の特性値は一般に大きな nugget を示す場合が多く，この方法を適応してもよりよい推定結果は望めないだろうと論じている。

本論文においても土壌特性について，その空間変動構造（距離ベクトルと自己相関性の関係）を評価し，詳細な土壌特性分布図を得るために Geostatistics を活用した。

B．地形解析の方法について

ａ．斜面形態による分類方法

それぞれの調査圃場で斜面の類型化を行ったが，これは Dalymple et al.（1968）[64] が提示した 9 つのモデル斜面を適用したものである。ここでは彼らの分類基準と，それぞれのモデル斜面で優勢となる土壌物質移動について解説する。

彼らは，稜線部（Interfluve），側方浸透斜面（Seepage slope），凸型クリープ斜面（Convex creep slope），崩落性斜面（Fall face），等斉輸送斜面（Transportational midslope），崩積性緩斜面（Colluvial footslope），沖積性緩斜面（Alluvial toeslope），水路壁（Channel wall），水路床（Channel bed）のモデル斜面の組み合わせによって，実際の地形を評価できることを主張した（図 2－1）。以下，各モデル斜面についての要約である。

①稜線部（Interfluve）

斜面の頂きの部分に残る平坦面を示す。勾配が 0～1°と小さく鉛直下方浸透が卓越し，土壌生成が進む。

②側方浸透斜面（Seepage slope）

勾配が 2～4°と Interfluve よりやや大きくなり，側方浸透流（地表面下での横方向への水移動）が起こり，土壌物質の横方向への移動が始まる。

③凸型クリープ斜面（Convex creep slope）

勾配については特に関連性がないが険しい場合でも 45°は超えない。凸型の形状を示し，土壌クリープ（soil creep）が発生しやすい部分である。

④崩落性斜面（Fall face）

勾配が少なくとも 45°以上で一般に 60°を超える斜面で，崩壊や地滑りが起こる。マスムーブメント（mass movement）により土壌や植生が削剝されており，母材が地表にさらされるため化学的・物理的風化が進んでいる。

⑤等斉輸送斜面（Transportational midslope）

勾配は 20～45°と範囲が大きい（実際には 26～35°であることが多い）。マスムーブメントにより大量の土壌物質移動量が移動し，階段状に堆積する。また，物質移動により土壌侵食が引き起こされることも多い。しばしばマスムーブメントの起こった形跡が残る。

⑥崩積性緩斜面（Colluvial footslope）

平滑な形状であるが，しばしばその上方は凹型を示す。土壌物質が上方から移動してきて堆積し始め，崩積性扇状地が形成される。しかし，土壌クリープや側方浸透も起こり，土壌生成は不十分である。

⑦沖積性緩斜面（Alluvial toeslope）

勾配は 0～4°と平坦で，斜面の最下方に位置

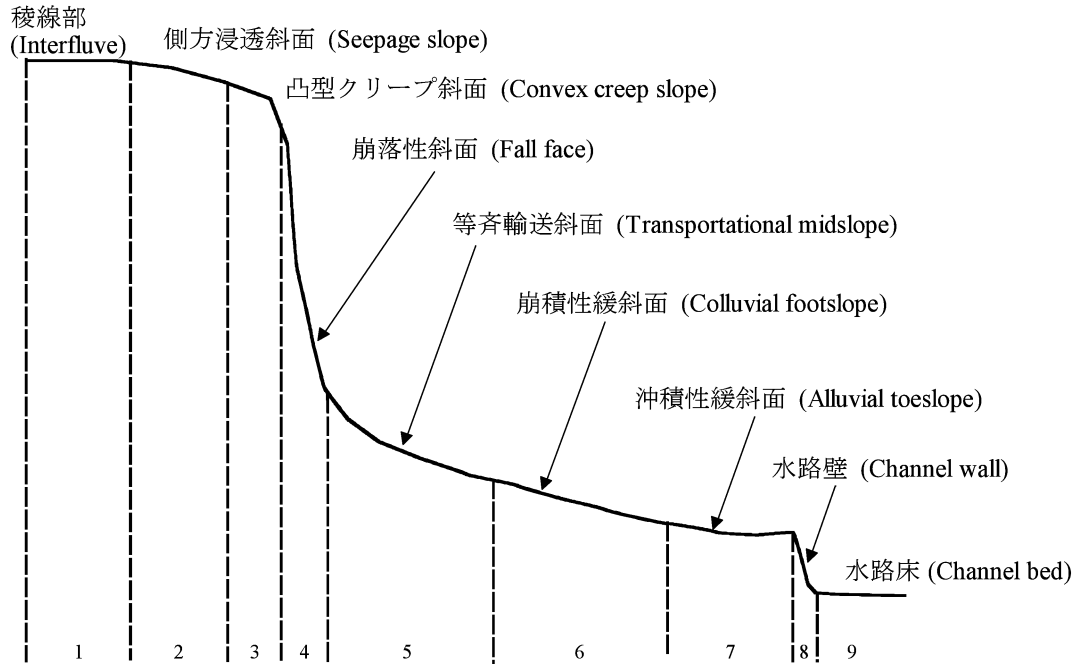


図 2－1　Dalymple et al.（1968）の提案したモデル斜面の概要

する。斜面上方からの物質が移動してくるが，むしろ隣接する河川から移動してくるものが堆積する。

⑧水路壁（Channel wall）

河川の段丘面に相当する部分で，氾濫や侵食を受ける。

⑨水路床（Channel bed）

河川の床の部分を示す。

この様に斜面を分類する概念は，多くの地形学，水文学，土壌生成学の研究者に用いられている。彼らの分類基準に共通して言えることは，地形形態に基づいた分類ではあるが，地形発達のプロセスや物質の動きについて精査していることである。本論文においては，Dalymple et al. の提案したモデル斜面の概念を適用し，単一圃場内での斜面分類を行った。傾斜農地を対象とするために④，⑧，⑨は含まれず，①～③と④～⑦のモデル斜面を当てはめることを検討した。

b．地形特徴量

地形の形態を定量化する試みとして，Evans (1980)[65] は，正方格子の高度データ（DEM (Digital Elevation Model)）に基づいた 2 次の多項式で地表面を表した。これは，注目する点とその周りの 8 点から求めるものである。図 2－2 に示すような 3 × 3 の正方格子を考える。高度方向を Z 座標として水平面上に XY 座標を設け，地点 Z_1，Z_2，…，Z_9 の高度を z_1，z_2，…，z_9，格子間隔を λ とする。Evans は，9 つ

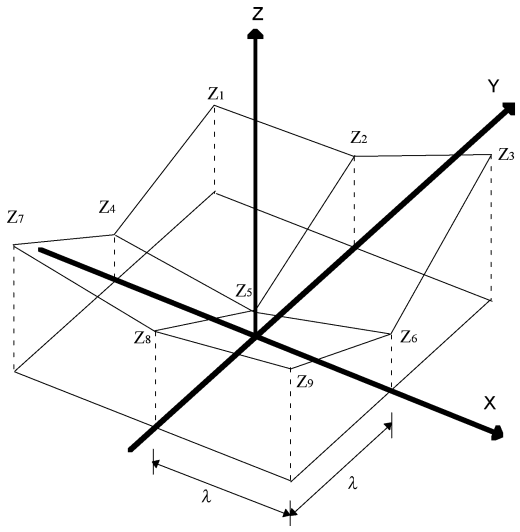


図 2－2　DEM を用いた地形特徴量の算出概念

の点を通る平面を以下のような 2 次の多項式で表し，Z_5 に関して解くことで勾配や勾配の変化率を求めた。

$$z = Ax^2 + By^2 + Cxy + Dx + Ey + F \quad (2.24)$$

その結果を受けて Zevenbergen and Thorne (1987)[66] は 9 項による多項式に拡張し，勾配や傾斜方向，勾配の変化率などに関する地形特徴量の算出方法を確立した。彼らは，式(2.24)を実際の地表面により近似するように改良し，以下に示す 4 次の多項式で表した。

$$z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I \quad (2.25)$$

そして，式（25）における 9 つのパラメータは以下のように表される。

$$A = \frac{\partial^4 z}{\partial x^2 \partial y^2},\ B = \frac{\partial^3 z}{\partial x^2 \partial y},\ C = \frac{\partial^3 z}{\partial x \partial y^2},$$
$$D = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2},\ E = \frac{\partial^2 z}{\partial y^2},\ F = \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y},\ G = \frac{\partial z}{\partial x},$$
$$H = \frac{\partial z}{\partial y},\ I = z_5 \quad (2.26)$$

A から I のパラメータは，3 × 3 の格子の高度データにより決定される。式(2.25)は，式(2.24)に比べてより一般的で適応性が高い。勾配や勾配の変化率を算出するには，式（2.25）の係数の中で D〜H が必要となる。それらは近似的に

$$D \approx \frac{z_4 + z_6 - 2z_5}{\lambda^2},\ E \approx \frac{z_2 + z_8 - 2z_5}{\lambda^2},$$
$$F \approx \frac{-z_1 + z_3 + z_7 - z_9}{4\lambda^2},\ G \approx \frac{z_6 - z_4}{2\lambda},$$
$$H \approx \frac{z_2 - z_8}{2\lambda} \quad (2.27)$$

のようになる。

勾配は，z の s に関する 1 次微分である。ここで，s は注目する方向（X 軸から反時計回りの方向 θ）における水平距離である。

$$SLOPE = \frac{z}{s} = \frac{z}{x}\cos\theta + \frac{z}{y}\sin\theta = G\cos\theta + H\sin\theta \quad (2.28)$$

$\frac{\partial}{\partial\theta} SLOPE = 0$ のとき勾配は最大値をとる。勾配の最大値（$SLOPE$）は

$$\sqrt{G^2 + H^2} \quad (2.29)$$

となり，勾配が最大となるときの方向（$ASPECT$）は

$$\arctan\left(\frac{H}{G}\right) \quad (2.30)$$

と定まる。

方向 θ における勾配の変化率（$CURVATURE$）は，z の s に関する 2 次微分で，

$$CURVATURE = \frac{\partial^2 z}{\partial s^2} = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}\cos\theta + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\sin\theta + 2\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}\sin\theta\cos\theta$$
$$= D\cos^2\theta + E\sin^2\theta + 2F\sin\theta\cos\theta \quad (2.31)$$

となる。これは，地点 Z_5 についての方向 θ における凹凸の程度を示す。傾斜方向（勾配が最大値となる方向）における勾配の変化率（profile curvature; $PROFC$）は

$$PROFC = \frac{DG^2 + EH^2 + 2FGH}{G^2 + H^2} \quad (2.32)$$

流線方向と直交する方向における勾配の変化率（plan curvature; $PLANC$）は

$$PLANC = \frac{DH^2 + EG^2 - 2FGH}{G^2 + H^2} \quad (2.33)$$

となる。

また，ラプラシアン（Laplacian; LAP）は以下のように定義される（Sinai et al., 1981；野上と杉浦，1986）[95),96)]。

$$LAP = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} = \nabla^2 z = PROFC + PLANC = D + E \quad (2.34)$$

LAP は方位に依存しないスカラ量である。なお式（2.32），（2.33）と同様に値が正ならば凹型，負ならば凸型，0 ならば平坦であることを示し，絶対値の大小が凹凸の程度を示す。

また斜面上の地点に対応した流域面積とし

て，Speight（1980）[67] は specific catchment area（SCA：比流域）を提案している。この概念は図 2－3 に示すように，任意の地点から等高線方向にある長さの線分（仮想の障壁）を設定し，この線分と流線，稜線によって囲まれる面積を線分の長さで除したものである。

III. 傾斜畑における土壌の空間変動の実態とその把握

A. はじめに

丘陵地や複合斜面の長期にわたって耕耘された圃場では，土壌侵食による生産性の低下と，土壌の不均一化の進行による生産性のばらつきが増大し，一筆圃場としての耕作，管理が困難になっている。このような生産性のバラツキは，地点間の土壌特性の差異に起因するものであり，画一的な栽培，土壌管理では生産性のバラツキを回避することは不可能である。農地としての機能を有効に活用するためには，局所的な土壌改良や精密農法等の管理技術の導入が必要となる。そのためには，土壌の空間分布を把握しなければならず，省力的かつ精度の高い手法を確立することが重要な課題となっている。

この不均一をもたらす主な原因は，土壌の侵食や堆積による土壌物質移動（Carson and Kirkby, 1972）[44] や斜面に特有な側方流などの水分移動（Kirkby, 1978）[97] であり，地表面の形態変化（地形変化）が密接に関与している。土壌侵食量を推定する経験式で広範囲にわたって適応可能な USLE（Wischmeier and Smith, 1978）[48] では，地形係数として斜面長と勾配を用いている。その他にも降雨係数，作物係数，保全係数と土壌係数を用いているが，単一の圃場内での侵食量の空間変動を検討する場合は，地形係数と土壌係数以外は一定とみなせる。つまり個々の地点の侵食量は，勾配や斜面長といった地形の形態的な特徴や土壌自体の受食性によって決定されると考えられる。さらに農耕地では通常，耕耘による整地が行われ，土壌構造の破壊と重力の作用による耕耘侵食（Tillage erosion）も発生する。耕耘侵食量は勾配の変化率と比例関係にあり（Van Oost et al., 2000b）[51]，Schumacher et al.（2005）[52] によれば，この耕耘侵食量は凸型の斜面領域では RUSLE で見積もった

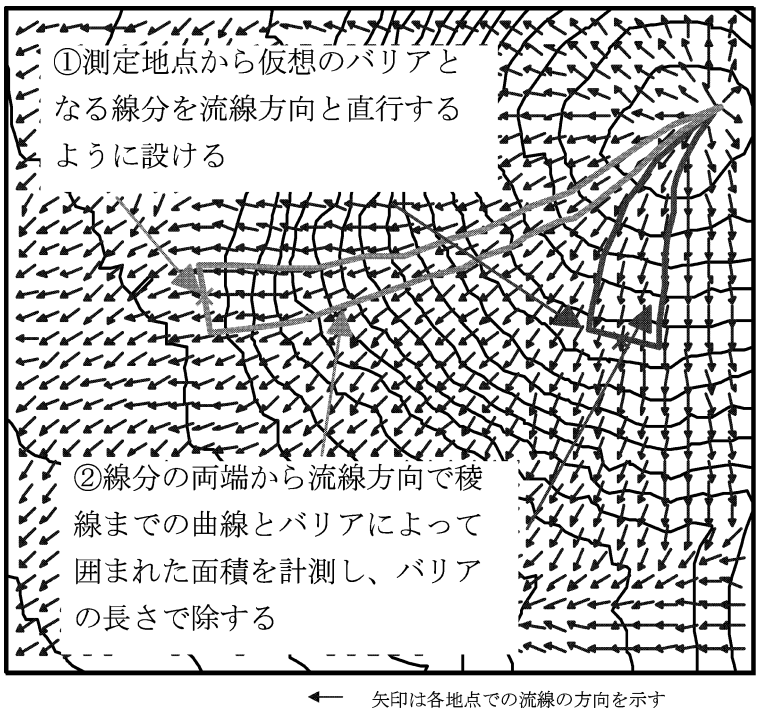


図 2－3　比流域の算出概念

水食量のおよそ半分にまで達したと報告している。傾斜畑における土壌の空間分布は，この様な傾斜地特有な土壌物質移動の結果に形成されたため，その土壌の空間分布を評価する場合においては，地形を解析することが効果的な方法であると思われる。

そこで，長期間にわたり耕作されてきた地形変化に富む傾斜畑を対象として，A層厚と作土層（Ap）における理化学性の空間変動性の実態を明らかにするために調査を行った。解析にあたっては，特に地形形態を定量化した地形特徴量や斜面上での位置を考慮したモデル斜面を用いることで，空間分布の実態を明確にするとともに，その変動の形成に関わる作用について考察した。そして土壌の空間変動を考慮した局所的な土壌管理や土壌改良を想定し，面的な土壌特性分布を把握するため土壌調査法やデータの解析方法について明らかにした。

B．調査圃場および調査方法

a．調査圃場

北海道中央部の美瑛町から富良野盆地にかけての地域は，幌内山地と十勝火山群によって囲まれた標高 200～600 m の広大な火砕流台地をなし，北部の美瑛町から南部の富良野盆地に向かって標高が低下する緩波状丘陵地となっている。夏期は 25℃以上から冬期は－10℃以下と寒暖の差が激しい内陸性気候を示している。年平均気温は 6 ℃で，年平均降水量は 1000 mm で，５月からの農耕期の前半は高温多照に恵まれるが，８月から 10 月にかけて 400 mm の降水があり冷涼となる。調査圃場はこの地域の幌内山地の山麓部に広がる北部丘陵地上の上富良野町草分地区に設定した。調査圃場は，耕作を開始してから 80 年以上経過した約 2.8 ha の古い傾斜地畑である。標高 260 m～295 m の範囲にあり，北東向きの斜面で，15 m/60 m (0.25) の主傾斜を持っている。また主傾斜と直交する方向には，３つの稜線と４つの谷線が連続する緩波状地をなしている（図 3－1）。

土壌は熔結凝灰岩を母材とする残積性酸性褐色森林土で，風化層が浅く基盤が 1 m 以内にみられる上富良野統に分類されている（北海道立中央農業試験場，1975）[98]。

b．土壌断面調査方法と理化学性の分析

圃場全体を包括するように XY 座標を設け，基本間隔 14 m の格子点において土壌断面調査を行った。14 m メッシュに加えて，畑の主傾斜を横切る方向で最も長いトランセクトⅠと，主

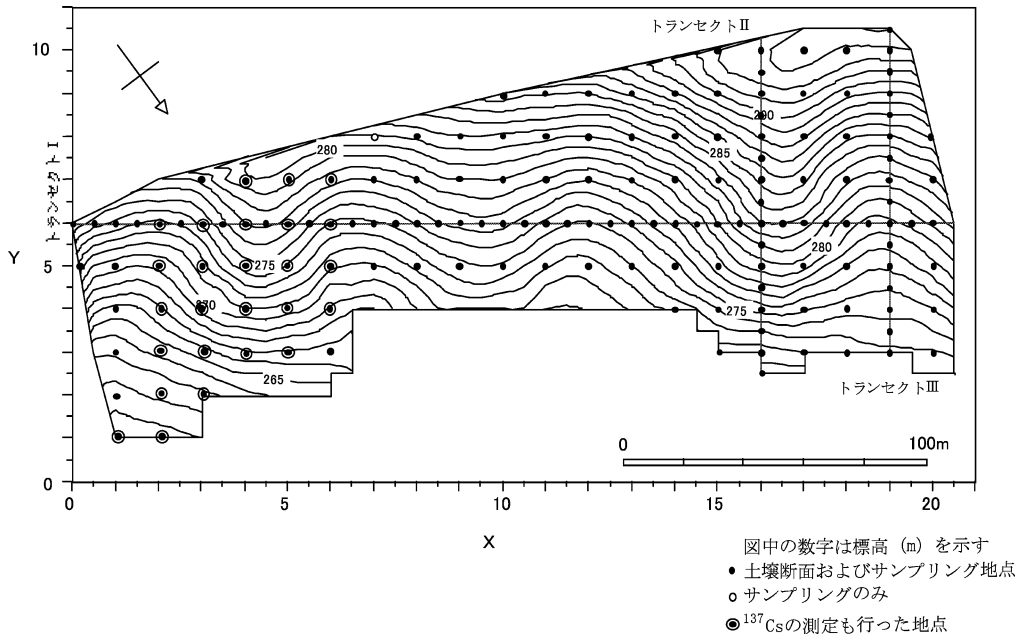


図 3－1　調査圃場の概要と土壌断面調査およびサンプリング地点

傾斜方向の稜線部付近と谷線部付近に位置するトランセクト（II，III）では，基本間隔の半分の距離 7 m ごとに調査地点を設けた（図 3−1）。調査は 1988 年 8 月 20 日に全地点の試坑を掘り，計 154ヶ所の土壌断面調査を完了するには 4 日間を要した。断面調査は深さ 80 cm の試坑を設け，日本ペドロジー学会の提唱する方法（日本ペドロジー学会編，1997）[99] に準じて層位を分類し，土層毎に土色やレキ含量を記載した。そして土壌断面調査を行った 154 地点に 1 地点を加えた 155 地点において，Ap 層の土壌試料を採取した。また隣接するカラマツ林において，斜面の上端から下端にかけての 4 地点において土壌断面調査を実施した。このカラマツ林は植栽後およそ 30 年経過しており，それ以前は畑地として利用されていた。

分析項目は，物理性として乾燥密度，有効水分量，全炭素含量，粒径組成，化学性として pH，リン酸吸収係数である。

乾燥密度ならびに有効水分量の測定には 50 cm^3 円筒コアの不攪乱土壌試料を用い，砂柱法による −5 kPa の体積含水率（圃場容水量）と加圧膜法による −1.5 MPa の体積含水率（永久しおれ点）の差を有効水分量（%）とした。全炭素含量は CN コーダによる乾式燃焼法により分析した．粒径分析は国際法に準じて区分し，レキ含量はし別法で，砂，シルト，粘土含量はピペット法により測定した。なお，2 mm 以下の粒径分析はトランセクト上の 72 地点の試料についてのみ行った。

pH は土壌を水と 1N-KCl 溶液（1：2.5）により抽出した後，ガラス電極 pH メータを用いて測定した。また，リン酸吸収係数はリン酸アンモニウム液法により測定した。

c．^{137}Cs による土壌侵食量の推定

調査圃場内の南東斜面の 70×84 m の区画において，図 3−1 に示す 26 地点の Ap 層土壌試料を対象に ^{137}Cs 含量を測定した。この ^{137}Cs は大気中の核実験によって生じた人工放射性核種であり，土壌の微細粒子や腐植物質に特異吸着することから，土壌侵食量を推定するトレーサーとして利用されてきた（Rogowski and Tamura, 1970, McCallan et al., 1980, De Jong and Kachanoski, 1988, Walling and Quine, 1991, Andrello et al, 2003 など）[100),101),102),103),104)]。測定は北海道大学ラジオアイソトープ総合センターの Ge-Li 半導体検出装置付 γ 線スペクトロメータを用い，24 時間計測によって含量を求めた。そして計測値は Ap 層全体の平均含有率を示すものと仮定し，乾燥密度と層厚によって蓄積量に換算し面積濃度として表した。

土壌中の ^{137}Cs 蓄積量は，地域ごとの気象条件や大気中での ^{137}Cs の量と存在する高度に関係しているために，地域間では差が認められる。したがって土壌侵食量の推定に当たっては，調査地周辺で土壌侵食・堆積作用が生じていない土壌の ^{137}Cs 蓄積量を標準値として設定しなければならない。しかし本調査地周辺では，その条件を満たすような土壌を探すことが困難であった。そこで，Radioactivity Survey Data in Japan（1971〜1980）[105] から引用した 1970〜1984 年における札幌市の平坦な未墾地の値（3.84 kBq m^{-2}）と，1984 年に調査された道央の日本海側に位置する共和町の稜線によって囲まれた斜面から得られた ^{137}Cs 蓄積量の平均値（3.70 kBq m^{-2}）（Sakuma and Takeuchi, 1988）[106] の平均値をとり，自然崩壊を考慮して標準値を 3.44 kBq m^{-2} と設定した。得られた ^{137}Cs 蓄積量から，年平均の侵食量を推定するために，以下のような仮定を設けた。札幌での ^{137}Cs 降下量は，1963 年をピークに 1997 年以降はほとんど検出されないレベルに減少していることから，1963 年に降下した ^{137}Cs が作土に均一に攪拌される。それ以降，侵食によって流亡した分が，毎年の耕耘によって ^{137}Cs を含まない心土と混合，希釈され作土が形成される。また次に述べるモデル斜面の Inf では上位斜面がほとんどないために，流亡土壌の流入はないものとする。この条件下では，侵食土量の算出に以下の式が用いられる。

$$Cs_i = Cs_s \times (1 - L/100)^t \qquad (3.1)$$

Cs_i：地点 i での ^{137}Cs 蓄積量（kBq m^{-2}）
Css：^{137}Cs 蓄積量の標準値（3.44 kBq m^{-2}）
L：侵食度量（%）

t ： 1963 年からの経過年数（25 年）

d．斜面の形態・位置による分類（モデル斜面）

斜面の形態については，第 II 章に述べた Dalrymple の考え方を調査圃場に適用して，縮尺 1/1000 の地形図上で等高線の間隔および形状から勾配の変化（遷急線，遷緩線）や凹凸を判断し，次の 5 つのモデル斜面に分類した（図 3−2)。すなわち斜面上部から，稜線部(INTERFLUVE; Inf)，凸型クリープ斜面（CONVEX CREEP SLOPE; Ccs)，等斉輸送斜面（TRANSPORTATIONAL MIDSLOPE; Tms)，崩積性緩斜面（COLLUVIAL FOOTSLOPE; Cfs)，沖積性緩斜面（ALLUVIAL TOESLOPE; Ats）が連続して複合斜面を形成していると仮定した。なお Inf は Dalrymple が区分した側方浸透斜面（SEEPAGE SLOPE）まで拡張した領域とした。残りの 3 つのカテゴリーは，本調査区には含まれていないか，含まれていてもごく狭い範囲に限られると思われるので対象から外した。

e．地形特徴量の算出

地形解析に用いた縮尺 1/1000 の地形図は，20 m 格子点ごとに現地測量によって補正した標高が示されている。この実測値と土壌サンプリングを行った格子に沿って基図上より 7 m 間隔の標高を読み取り，正方格子間隔を 7 × 7 m とした DEM を作成した。そしてこの DEM（Digital Elevation Model）を用いて，3 × 3 の格子点の標高データを対象に Zevenbergen and Thorne（1987）[66] が導いた地形特徴量を算出した。地形特徴量は，最大勾配(勾配)，最大勾配を示す方向の勾配の変化率（PROFC)，直交する方向の勾配の変化率（PLANC)，ラプラシアン（LAP）の地形特徴量を 7 m-DEM から求めた。なお勾配の変化率（PROFC, PLANC, LAP)は，正の値が凹型，負の値が凸型を表し，その絶対値の大きさが凹凸の程度を示す。これらの地形特徴量は，3 × 3 の格子点から算出された地形情報であり，より大きなスケールの地形上における相対的な位置関係を含んだものではない。そこで，本研究では，表面流去水の集水度の指数となり，土壌水分の空間分布と強い

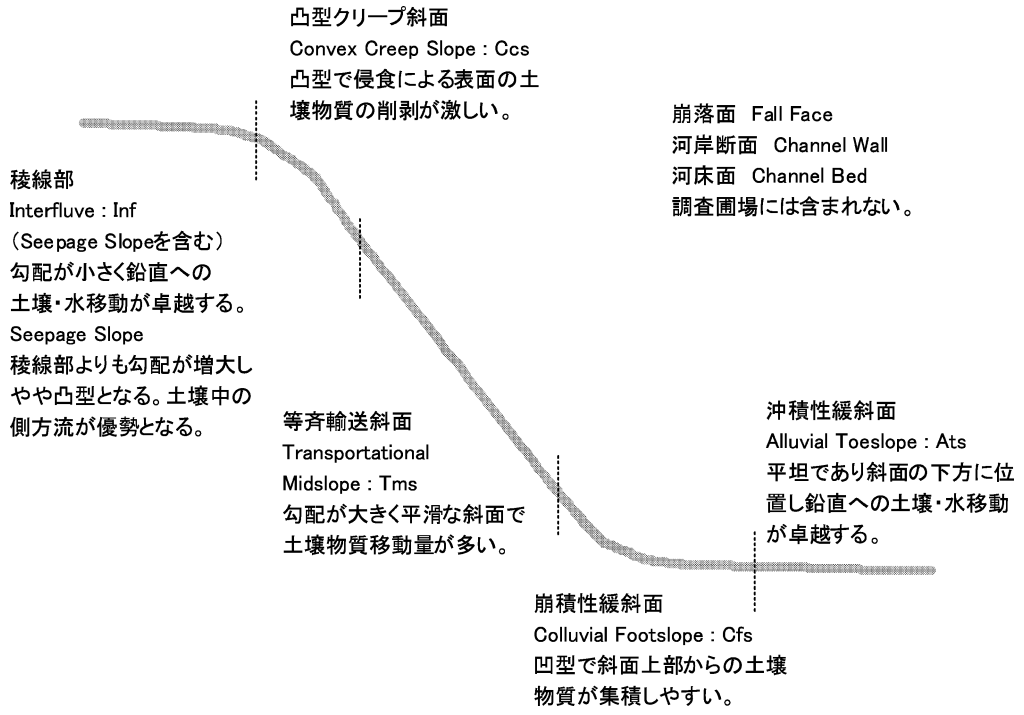


図 3−2　適応したモデル斜面の概念図

関係を示す比流域(Specific Catchment Areas)を求めることとした(Speight, 1980)[67]。比流域の具体的な算出方法は，計測する地点で勾配と直交する方向へ計測点を中心に 7 m の線分を引き，その両端から落水線(等高線と直交する)を斜面上方の稜線まで延長し，それらの曲線により閉じた領域の面積を線分の長さで除した値である。つまり各地点における流域面積に対応した指数となる。

f．土壌特性の空間変動性の解析

土壌特性の分析値や地形特徴量の算出値について，それぞれ以下のデータ処理を行った。

・統計分析
平均，標準偏差，分散，変動係数を計算した。また確率密度分布特性として正規分布への適合度を χ^2 検定により行った。

・相関分析
それぞれの土壌特性値と地形特徴量の間において相関係数を計算し，無相関についてｔ検定を行った。

・分散分析
それぞれの土壌特性値に対して，モデル斜面を水準とした一元配置の分散分析を行った。なおそれぞれの水準間の平均値の差については，最小有意差法を用いて検定した。

・重回帰分析
土壌特性値について，地形特徴量を説明変数に用いて，変数の取り込みおよび除去のＦ値を 2.0 とした変数増減法により重回帰分析を行った（河口，1973)[107]。

・Geostatistics
測定値についてセミバリオグラム（$\hat{\gamma}(h)$）を計算し，それぞれの土壌特性の空間変動構造を評価した。またセミバリオグラムを推定し（$\gamma(h)$)，kriging により詳細な土壌特性分布図を作成した。なおセミバリオグラムの推定と Kriging の計算においては，GS+Geostatistics for the Environmental Sciences（Gamma Design Software）を利用した。

C．結果と考察

a．調査圃場の地形解析

調査圃場における地形をモデル斜面に分類した結果を図 3−3 に示す。本調査圃場においては，主傾斜と直交する方向にもおおよそ 0.04 m m^{-1} で傾斜しており，西側に向かって Inf-Ccs-Tms-Cfs-Ats が交互に現れながら高くなる波状性丘陵地である。西側の斜面では，Ccs から Ats にかけての境界線間隔が狭くなっており，Ats が斜面の上部まで入り込んでおり斜面形態の変化が急である。それとは対照的に Inf を挟

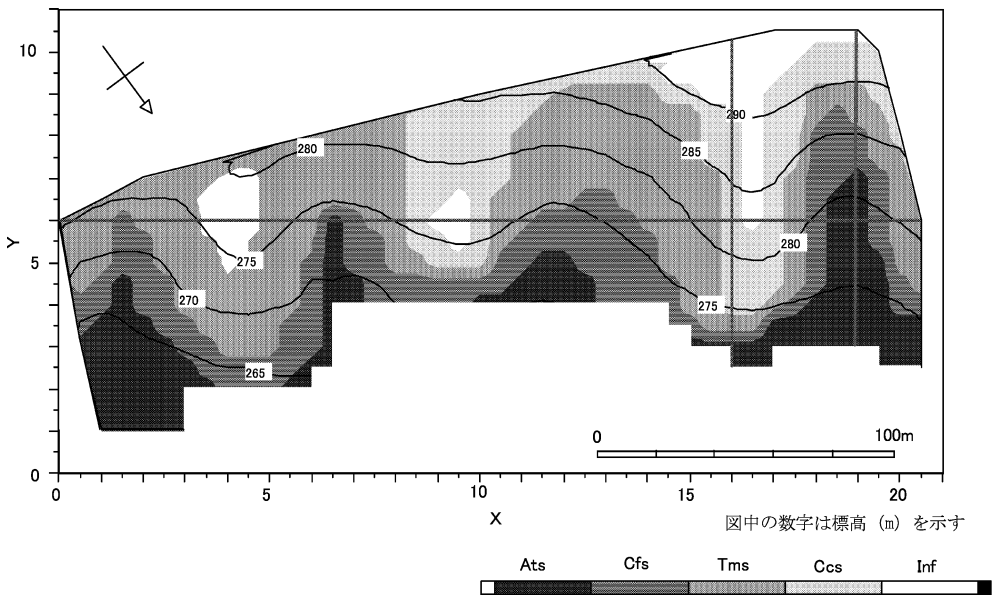


図 3−3　モデル斜面の空間分布

んだ中央部の斜面では，Tms と Cfs が大きく広がっている。調査地全体の面積割合は Inf，Ccs，Tms，Cfs，Ats でそれぞれ 5.6%，19.3%，33.6%，21.8%，19.7%で Tms が最も広く分布していた。

勾配は，範囲が 0.014〜0.346 m m^{-1} と非常に大きく，平坦面から普通畑としての耕作が非常に困難である急斜面までを含んでいる。勾配の平均値は 0.237 m m^{-1} であり，0.200 m m^{-1} 以上の斜面が調査圃場全体の 80%を占めていた。勾配の空間分布を図 3−4 に示す。0.300 m m^{-1} 以上の急斜面は Inf 周辺の Ccs から Tms にかけての部分に偏在しており，特に西側では広範囲に分布していた。一方 0.100 m m^{-1} 以下の緩斜面は Ats の部分に認められ，最も標高の高い Inf の一部も平坦面となっていた。Inf から Ats にかけての勾配変化は，0.150 m m^{-1} から 0.250 m m^{-1} 以上の急斜面となり 0.100 m m^{-1} 以下の緩斜面へと連続的に減少する傾向を示しており，なかでも西側の斜面では勾配の変化が著しく，中央部では勾配が 0.100 m m^{-1} から 0.200 m m^{-1} と，その変化が緩やかであるといった特徴がみられた。

勾配の変化率に関しては，いずれの方向とも約 60%の領域が正の値であり，いわゆる凹型の斜面を構成していることが認められた。それらの分布は，PROFC に関しては Inf を中心に Ccs にかけて凸型を示す斜面の領域が広がっていたが，凹型の発達した斜面は散在しておりモデル斜面により特定することはできない。また凹型でも 0 に近い値がほとんどであるためその程度は比較的小さく，表面流去水の掃流力が急激に減少するような斜面条件にはないものと考えられる。PLANC では，変動の幅が大きく Tms の斜面上方ほど凸型，Ats にかけての斜面下方では凹型となる傾向を示した（図 3−5）。この値は流去水の集中・発散に関与しており，大きな値ほど多量の土壌物質が集中しやすい環境にあるといえるが，0.01 以上（例えば，水平距離 10 m で勾配が 0.10 から 0.00 に減少する場合）と凹型が発達した領域は Cfs と Ats の大部分と，加えて西側の斜面では Tms に分類した斜面の上部にもその分布が認められた。

b．調査圃場における土壌侵食量の推定

図 3−6 に示す Ap 層の ^{137}Cs 蓄積量のヒストグラムから，全 26 地点中の 3 地点だけ標準値（3.44 kBq m^{-2}）を上回り，最大値は 4.16 kBq m^{-2} であった。そして 0.8〜2.00 kBq m^{-2} の範囲に 60%以上の地点が含まれており，侵食が起こっていたと推定される地点が大半を占めていた。その空間分布については，図 3−7 から明らかなように 1.20 kBq m^{-2} 以下を示す侵食相

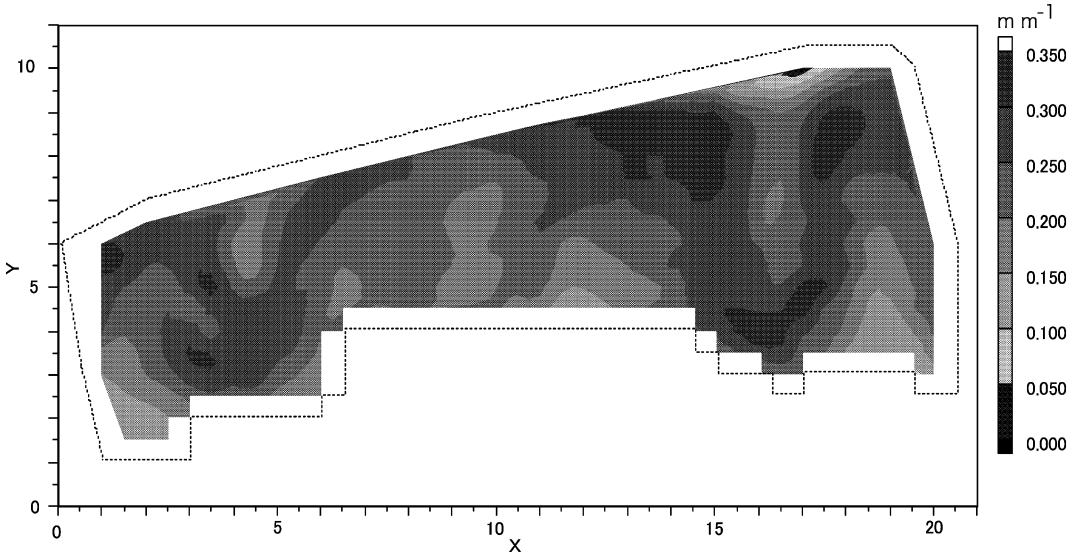


図 3−4　調査圃場における勾配の空間分布

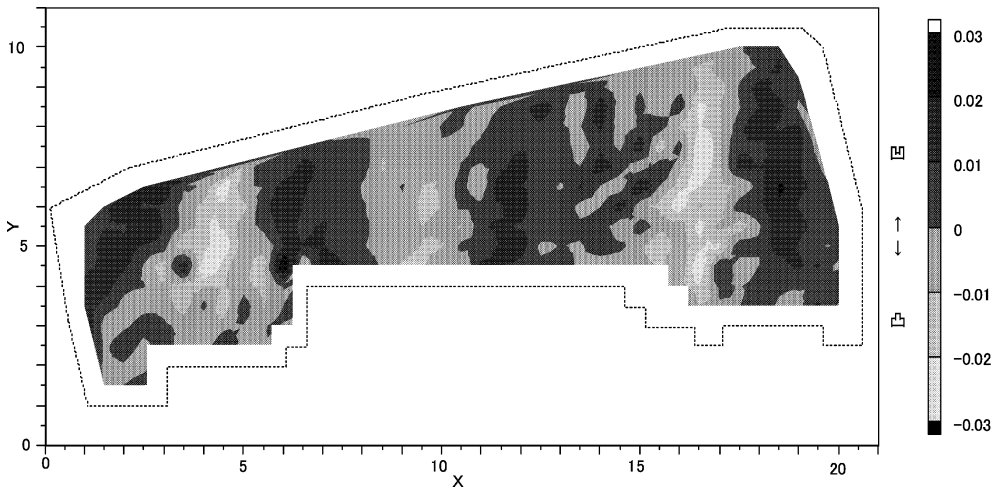


図 3−5　調査圃場における PLANC の空間分布

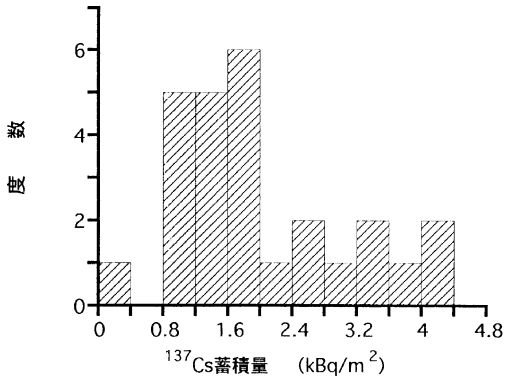


図 3−6　^{137}Cs 蓄積量に関するヒストグラム

は，Inf, Ccs に広がっており，その中心は凸型の強い稜線上部であり，最小値 0.16 kBq m^{-2} は，耕耘による削剝が著しい隣接圃場との境界部に見られた。式（3.1）から Inf で観測された最低値 0.16 kBq m^{-2} では，1963〜1988 の 25 年間の年平均侵食度量は Ap 層の厚さの 11.5%（調査時の Ap 層厚が維持されてきたとすれば 29 mm y^{-1}）と推定される。Inf, Ccs に分布している 1.20 kBq m^{-2} では 4.8%（14 mm y^{-1}）で，Tms の平均値 2.04 kBq m^{-2} では，斜面上部からの土砂が堆積せずに通過すると仮定すれば，2.1%（6.3 mm y^{-1}）の値が見積もられた。これらの推定値は，Wischmeir and Smith (1978)[47] による許容侵食速度（Soil Loss Tolerance Limit）0.6〜1.3 mm y^{-1}（乾燥密度を 1.0 Mg m^{-3} とした場合）をはるかに上回る値であり，耕地の土壌侵食速度分布を見積もった報告（Van Oost et al., 2000b, Schumacher et al., 2005, Papiernik et al., 2005）[51),52),108)] よりもさらに大きな侵食速度である。したがって調査圃場は，地形変化が激しく，水食や耕耘に伴った加速侵食が進行している畑圃場であると位置づけることができる。

c．土壌断面の変動特性

調査地のほぼ中央で，主傾斜を横断する方向に設定したトランセクト I における地表面の変動と土壌断面を示す（図 3−8）。このトランセクトには定義したモデル斜面の全てが含まれており，調査圃場を代表する断面である。地表面は標高 273 m〜283 m の範囲で，3 つの稜線と 4 つの谷線をもち周期的変動を示しており，地点（16.5,6）付近にピークにもつ西側の斜面が最も高所に位置している。モデル斜面を対応させて，土壌断面内の層序を説明する。Inf，Ccs では削剝により Ap 層の直下に C 層が現れていた。また，ここでの Ap 層は中粒質（砂壌土）で土色も黄褐色（10 YR5/8），褐色（10 YR4/4）の明度の高い色調を呈するのは，本来明度が高く粗粒質な下層土（B，C 層）が多量に Ap 層に混入したためである。そして斜面の下方に向かって，Tms では Ap 層の下に B 層が出現し，Cfs，Ats では厚い B 層または A 層が確認された。Cfs，Ats の Ap 層は褐色（10 YR4/4）から暗褐色（10 YR3/3）で，Inf，Ccs の Ap 層に比

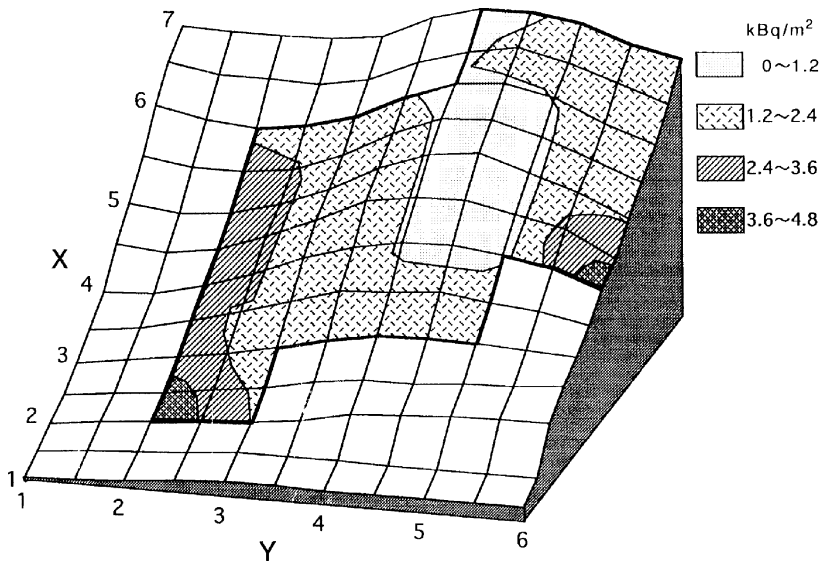


図3－7　^{137}Cs 蓄積量の空間分布

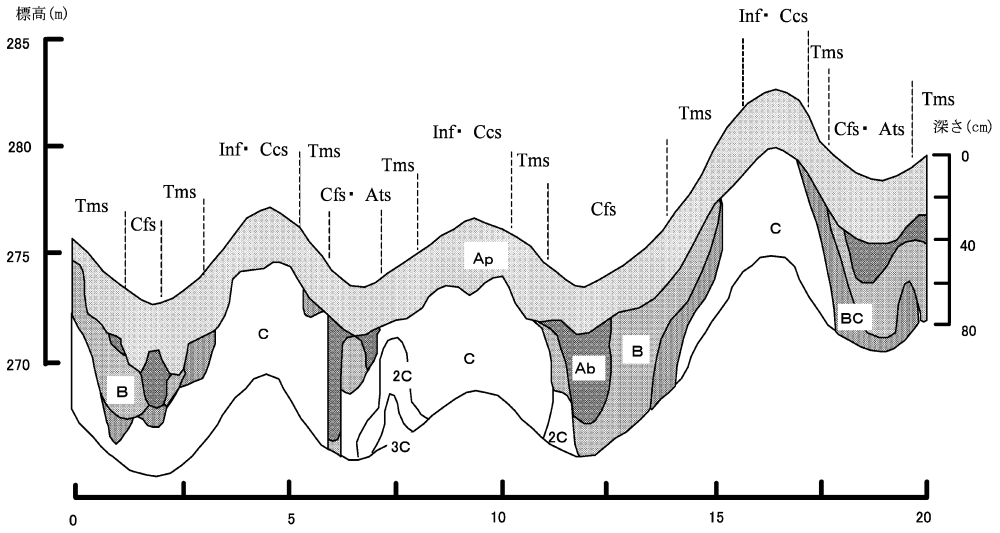


図3－8　代表横断面（トランセクトⅠ）における土壌断面の変動

べて明度が低く，混在するレキが少なく，細粒質であった。Cfs，Ats に分類された4ヶ所の凹部には斜面上部からの流入物からなるA層が偏在しており，特地点 (6,6) に最も厚いA層が認められた。この地点の地形条件を地形特徴量により評価すると，勾配は 0.25 m m^{-1} 以上でかつ傾斜方向が急激に変化し，集水の程度を示すPLANC は 0.016 と極度な凹型であり集水型が発達している特徴が認められた。したがって，大きな降雨強度条件下においては上位斜面からの表面流去水が集水し，大きな掃流力を維持したまま一気に斜面下方に流れる。このためにV字形に下刻したガリ侵食が生じたものと判断した。また最低地点を挟んだ地点 (7,6) でもガリ侵食痕が認められた。

トランセクトⅡは稜線付近に位置しており，

大部分がCcsに分類される。トランセクトⅠと同様にCcsでは層序はAp/Cとなっており，そのAp層の性状は明度が大きくレキに富む特徴が認められた。A層は斜面下端のAtsに見られたにすぎず，このトランセクトにおいては土壌侵食作用が卓越していたと判断された。一方，トランセクトⅢは斜面底部のほぼ中央に位置しており，半分以上がCfsに分類される。このCfsを中心とした部分ではA層が認められ，Ap層の土色は暗褐色（10 YR3/3）となっていた。そしてA層の存在する領域は，地形特徴量のPROFCが凹型を示す部分に対応していた。また斜面下方のCfsからAtsにかけての下層においてはグライ班が認められ，土壌水分が集水しやすい環境にあることを示していた。

この様な土壌断面の分布は，モデル斜面を適用することで明らかになったが，土壌侵食による断面の変化を明らかにするために，自然状態の土壌断面を復元することを試みた。しかし調査地周辺には未墾地が残されておらず，自然植生下での土壌は保存されていないために，林野土壌調査報告（林野庁旭川営林局，1965）[109]を参考にする。調査地に隣接するルベシベ地区の代表土壌断面は，図3－9のようであった。層序はA/B/Cであり，土層全体の厚さは60 cmと浅い特徴を有している。またカラマツ林における断面調査からは，Inf, Ccsのモデル斜面に相当する地点では，A/Cの層序でA層厚は10 cmよりも浅い（6.5 cm，8.0 cm）のに対し，TmsではA/B/BC/C，AtsではA層の直下に埋没腐植層（Ab層）が観察され，その層序はA/Ab/B/Cとなっていた。A層の厚さも，それぞれ15 cm，35 cm（Ab層（埋没腐植層）を含む）と下位斜面ほど厚くなる傾向が見られた。したがって機械化農業が導入される以前においても土壌侵食が進んでおり，斜面上の位置ごとに土壌断面形態も大きく変化していたと推察された。

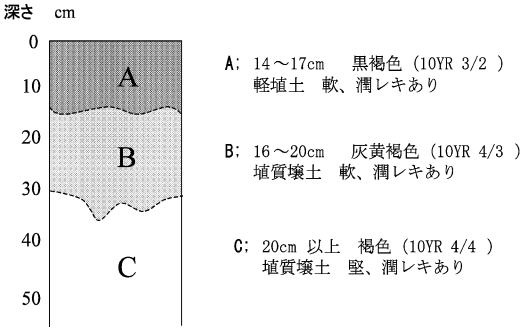


図3－9　調査圃場周辺の代表的な森林土壌断面

以上のように，調査圃場内で認められた層序はモデル斜面によって分類することで，その分布が明らかになった。InfとCcsではB層の消失したAp/C型であり，Ap層は下層土の混入により中粒質で明るい土色を示す。一方，斜面下方のCfs，Atsでは細粒質で暗色なAp層で，その直下はA層（特にCfs）またはB層となり，深さ80 cm以内ではC層が存在しないAp/A（B）型となっていた。そしてTmsは層序が漸変する領域であり，Ap/C型とAp/B/C型が混在していた。

この様に層序は地形変化と対応しており，土色や土性からAp層を構成する土壌の起源についても異なることを指摘した。このことからAp層土の質的な違い，つまり理化学性の変動に関しても地形変化と関係することが予想された。トランセクトⅠ上における理化学性の変動は，図3－10のよう周期的に増減を繰り返し，高度変化に対応する傾向が認められた。つまり，この断面で凸型となっている付近（Inf･Ccs）ほど相対的にpH，砂含量，レキ含量，有効水分量が大きく，反対に凹型となっている付近（Cfs･Ats）では，全炭素含量，リン酸吸収係数，シルト・粘土含量，乾燥密度が大きいといった傾向である。この様な周期的な変動は，有効水分量ではやや不明瞭となり，全炭素含量ではX軸の増大する方向（北西）に向かって値が増加するといった様に，その特徴にはそれぞれの性質において異なる。

d．A層の厚さと土壌理化学性の統計分析

調査圃場では加速的な侵食や堆積によって，土壌断面内で観察された層序が大きく変化していた。そこでそれらの作用を反映ししているA（Ap＋A）層厚に注目し，基本統計量を算出した（表3－1）。A層厚は平均値が34.0 cmで変動係数が39.7%，その変動幅は12.5～80.0 cmの広い範囲わたり変動している。その確率密度分布については，χ^2検定により正規性が棄却さ

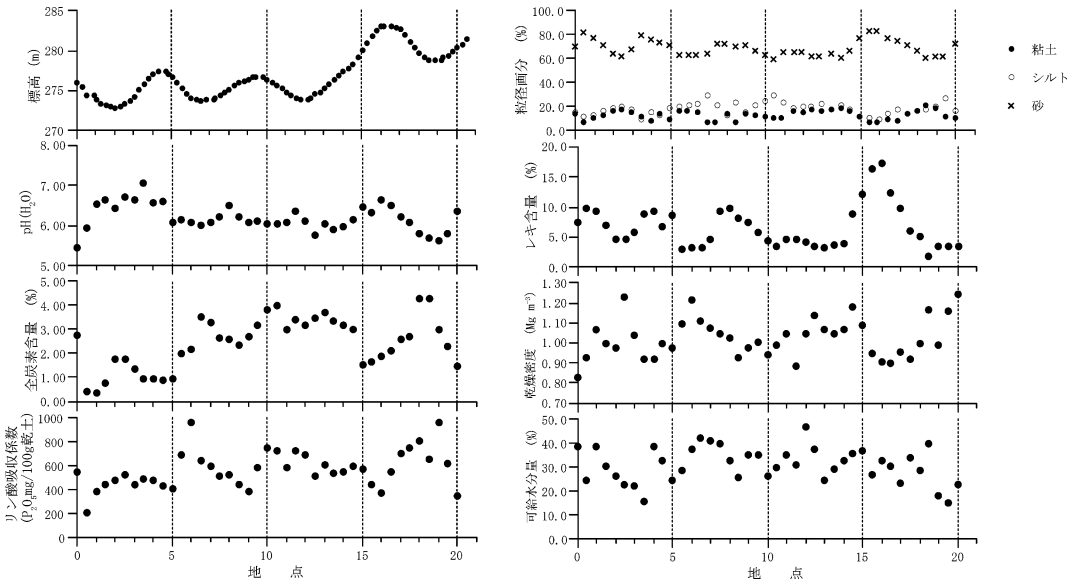


図 3－10　代表横断面（トランセクトⅠ）上における Ap 層の理化学性の変動
各区間の値は最小値以上最大値未満を示す

表 3－1　A層の厚さについての基本統計量

基本単位：cm

平均	標準偏差	分散	尖度	歪度	最小	最大	標本数	変動係数
34.0	13.50	182.19	1.56	1.34	12.5	80.0	154	39.7

*80cm 以上のデータ（1 地点）は80cm として統計処理を行った。

れ，20～35 cm に 60％のデータが集中し歪度が正で深さの増大する方向に向かって長いすそを持つ分布であった。これは侵食部分では耕耘などの人為作用により一定の層厚が維持されるため下限値が限定されるのに対して，堆積部分では地形特性に応じた堆積により厚層化の度合いが大きく異なるためである。この様な変動の大きさについて確認するために，層厚に関してこれまでに報告されている変動係数と比較した。700～6000 ha の起伏の緩やかな洪積台地に広がる畑地帯において調査した徳永と佐藤（1975）[26] は，表土厚の変動係数は 30～34％であると報告している。また勾配の範囲が 0.01～0.30 で侵食により形成された波状地形を示す開析台地上の 8 ha の区画において調査を行った Miller et. al.（1988）[83] は，表土厚の変動係数として 35.6％を示した。本圃場での値は 39.7％でこれらよりも大きい。また氷食により形成された丘陵地に広がる 88 ha の畑作酪農地帯で調査した Park et al.（2001）[69] はA層厚の変動係数として 45.7％を報告している。一般に土壌特性の変動は対象領域（サンプリング間隔）の増大に伴って大きくなり，その程度は土壌特性ごと，あるいは土壌層位ごとに異なることを Bekkett and Webster（1971）[1] や Webster（1985）[25] は示している。したがって対象領域の拡大に伴い変動性が増大する事を考慮すれば，2.8 ha の本調査圃場で測定されたA層厚のバラツキは非常に大きいと判断された。

毎年の耕耘によってその厚さが維持される Ap 層の理化学性について，統計量を算出しその結果を表 3－2 に示す。最も大きな変動を示したのは，変動係数が 53％のレキ含量で，次いで変動係数が 30％程度の全炭素含量，リン酸吸収係数，有効水分量，粘土，シルトであり，変動係数が 10％程度の pH，乾燥密度，砂となり，お

表 3－2　土壌特性についての基本統計量

土壌特性	pH(H$_2$O)	pH(KCl)	全炭素含量 (%)	リン酸吸収係数 (P_2O_5mg/100g乾土)	レキ含量 (%)	乾燥密度 (Mg m^{-3})	有効水分量 (%)	粘土含量 (%)	シルト含量 (%)	砂含量 (%)
平　均	6.14	5.20	2.50	580.9	7.1	1.04	32.8	12.2	18.3	69.5
標準偏差	0.36	0.37	0.98	171.2	3.8	0.10	10.4	4.1	5.5	7.8
分　散	0.13	0.13	0.95	29293.9	14.3	0.01	108.4	16.7	30.3	61.0
変動係数	5.9	7.0	39.0	29.5	53.1	9.8	31.8	33.5	30.0	11.2
標 本 数	155	155	155	155	155	155	155	72	72	72
確率分布*	正規分布	正規分布	正規分布	正規分布	対数正規分布	正規分布	対数正規分布	正規分布	正規分布	対数正規分布

*；x^2 検定により有意水準 5 %で有意差あり

およそ 3 つのグループに分類された。土壌特性の変動について検討した既存の報告によれば，乾燥密度については，0.05 ha の傾斜畑を対象とした前田ら（1971）[17] の報告では変動係数は 5 %で，地形変化に乏しい水田や樹園地（東山，1971）[21] ではおおむね 5 %程度で 9 %を越えることはない。0.44 ha の転換畑においての安中（1986）[2] の結果では，乾燥密度の変動係数は 4.4%，また正常生育有効水分量（pF1.5 含水量－pF3.0 含水量）に関しては 29%と報告している。一方，広域の土壌物理性の変動を調査した徳永と佐藤（1975）[26] によれば，乾燥密度では 7.1%（9 ha，数千 ha では 13%程度），有効水分（pF1.8 含水量－pF3.0 含水量）では 11.8%（9 ha，数千 ha では 20%以下）の変動係数を示している。したがって対象領域の拡大による増大分を考慮しても，本調査圃場で得られた土壌構造の特性値である乾燥密度や有効水分量について，その変動性は大きいと判断された。また，土壌の素材に関する特性値に関しては，圃場内の全炭素含量で 25～30%，複数の隣接する圃場を対象とした砂およびシルトでは 10%の変動係数を示した Bekkett and Webster（1971）[1] の結果と比べて，本研究から得られたそれぞれの変動係数はこの参考値よりも大きく，これらの土壌の物理性に関しても大きな変動が生じていた。変動係数が 39.0%の全炭素含量では，標本平均が 2.50 kg kg^{-1} と算出されたが，14%のデータが 3.5 kg kg^{-1} 以上であり，対照的に 1.5 kg kg^{-1} 以下のデータも 12%含まれていた。また pH においては変動係数が 5.9%と比較的小さいが，5.75 以下と酸性を示した地点は 32%で，6.50 以上の中性は 14%の地点で測定された。この様に土壌の変動が著しいため，それらの空間分布に基づいた局所的な土壌管理が必要であると考えられた。

Ap 層の理化学性の確率分布を図 3－11 に示すが，表 3－2 に記載したように正規分布あるいは対数正規分布とみなすことができた。土壌の粒径に関しては，粗粒画分であるレキ，砂含量は対数正規分布であるのに対して，細粒画分（シルト，粘土含量）は正規分布と異なっていた。レキ含量では 7.1%の標本平均よりも最頻値（最も度数が大きい階級）が 4 ～ 6 %と小さく，つまり相対的にレキを多く含む地点が存在する特徴が見られた。砂含量に関してもほぼ同様であり，標本平均に対して最頻値が小さいために正規分布には従わなかった。また有効水分量についても正規分布ではなく対数正規分布の適合が認められた。有効水分量の確率分布では，60%以上と極度に大きな値を含むことが正規分布と見なせない理由であり，その 5 つのデータを除いた場合には正規分布に従った。なお有効水分量で 60%以上のサンプルは，ほぼ 10%以上のレキを含んでいた（図 3－12）。このレキは，ほとんどが直径 30 mm 以下の火山性の軽石で多孔質であり，有効水分量の増大に寄与していた。また C 層土にこのレキが多く含まれることから，Ap 層内における C 層土の混入の指標と認識される。つまり粗粒画分や有効水分含量の確率分布の歪み（正規性からの逸脱）には，土壌侵食によって失われた分を下層土で補い一定の厚さの Ap 層を維持してきたことが強く影響していると考えられた。このレキ含量については，全ての理化学性と有意な相関関係が確認された（表 3－3）。この結果から，レキを多く含むこと

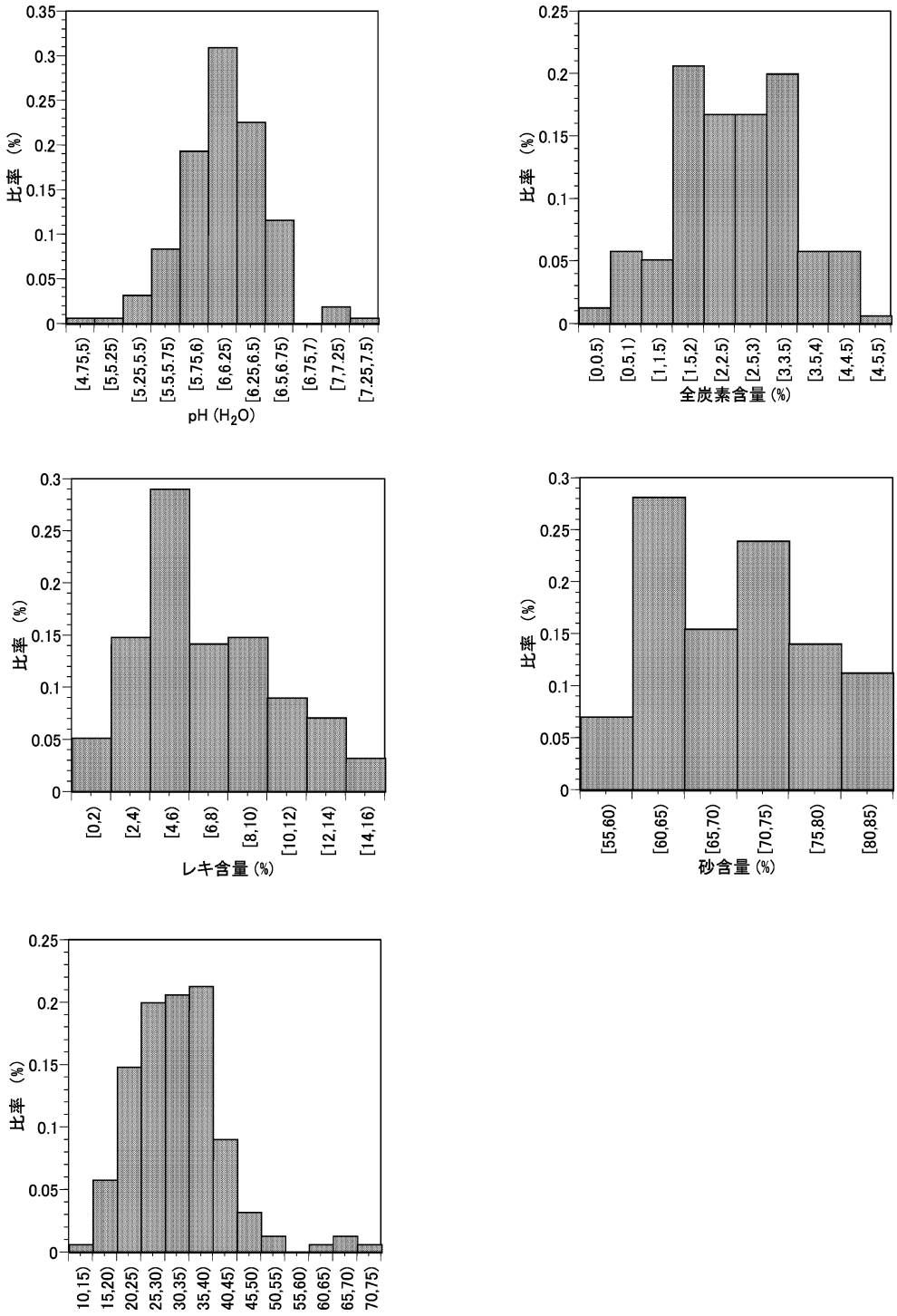


図 3－11 主な土壌特性の確率分布（ヒストグラム）

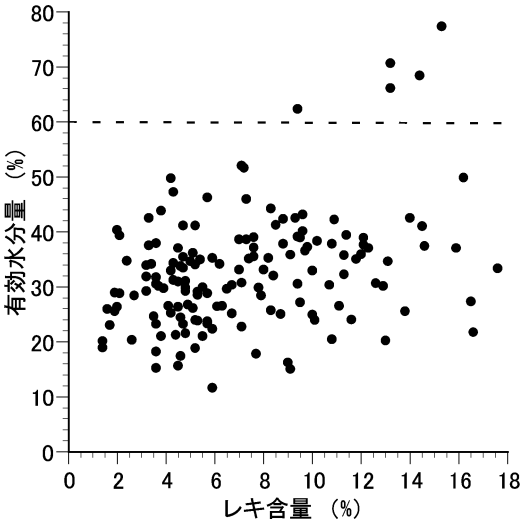


図 3－12　レキ含量と有効水分の関係

から侵食を受けた考えられる地点では，Ap 層は全炭素が少なくリン酸吸収係数の低い土壌で，かつ粗粒質で乾燥密度が小さい傾向にあった。また逆にレキが少ないことから侵食を受けていないか，あるいは堆積が卓越してきたと考えられる地点では，腐植に富み，リン酸吸収係数が高く，中粒質な土壌で，比較的乾燥密度が大きな Ap 層であると分類された。それぞれの土壌理化学性の変動性が大きいことに加えて，対数正規分布とみなせる特性値が移動特性（透水係数など）以外において認められることは，平坦な農地では見られない特徴であり，土壌侵食のみならず侵食土砂の再堆積も質的な変動の増大に寄与していると考えた。

e．土壌特性の空間分布と地形との関連性

バラツキの程度が激しいＡ層厚の空間分布は，図 3－13 に示すように領域ごとにまとまっており，代表的な断面で観察された地形条件との対応関係が，二次元上でも適合されそうである。そこで個々の地形特徴量との相関分析を行ったところ，勾配以外の特徴量との間には有意な相関関係が認められ(表 3－4)，厚いＡ層が形成される箇所は，凹型が発達し大きな比流域を持つ低地と地形条件によって説明できた。この結果は相対的に地形変化が緩やかな畑圃場を対象とした Moore et al.（1993）[8] や複数の土地利用形態を含む領域を対象とした Park et. al.（2001）[69] ともほぼ一致しているが，両者が勾配との間に有意な負の相関を認めている点については異なっている。同じ圃場を対象として行った土壌侵食量調査では，^{137}Cs 蓄積量と勾配については有意な負の相関が認められており，勾配の大きな地点ほど侵食量が多いとしている（柏木と佐久間，1995）[110]。この相違は，勾配の大きな侵食相においては下層土の混合により人為的に Ap 層の厚さを補ってきたため，Ａ層厚と勾配の相関関係が見られなかったと考えた。

土壌特性についても地形特徴量と相関分析を行った。表 3－5 に示した結果から，乾燥密度と有効水分量以外の土壌特性については，ほとんどの地形特徴量と有意な相関関係が認められた。特に勾配の変化率（PLOFC, PLANC）および比流域は多くの土壌特性と有意な相関がみられ，また Ap 層厚に関しては相関が認められなかった勾配は，pH，全炭素含量，リン酸吸収係数，レキ含量，シルトおよび粘土含量との相関が確認された。標高は，pH(KCl)，リン酸吸収係数と各粒径画分との間に相関関係が見られたが，全炭素含量とは無相関であった。調査圃場では稜線で 4 つの小流域に区分されるが，西側ほど相対的に高所に位置している。したがって東側の小流域の Inf と西側の小流域の Ats は，標高が同じになる。したがって地形特徴量と相関が強く，標高と相関が無い全炭素含量の分布に対して斜面形態がより強く影響していると考えられた。なお土壌水分と関連性の高い比流域との相関係数は 0.51 と最も大きく，集水性の良い部分ほど有機物の蓄積が優勢となることが分かった。全炭素含量のほかに地形特徴量の間に強い相関関係が見られた土壌特性は，各粒

表 3－3　レキ含量と土壌特性の相関係数

Ａ層厚	pH(H_2O)	pH(KCl)	全炭素含量	リン酸吸収係数	乾燥密度	有効水分量	粘土含量	シルト含量	砂含量
－0.3701	0.4567	0.4458	－0.5765	－0.4446	－0.4045	0.3501	－0.6995	－0.7302	0.8850

全ての土壌特性において１％有意水準で無相関が棄却されない

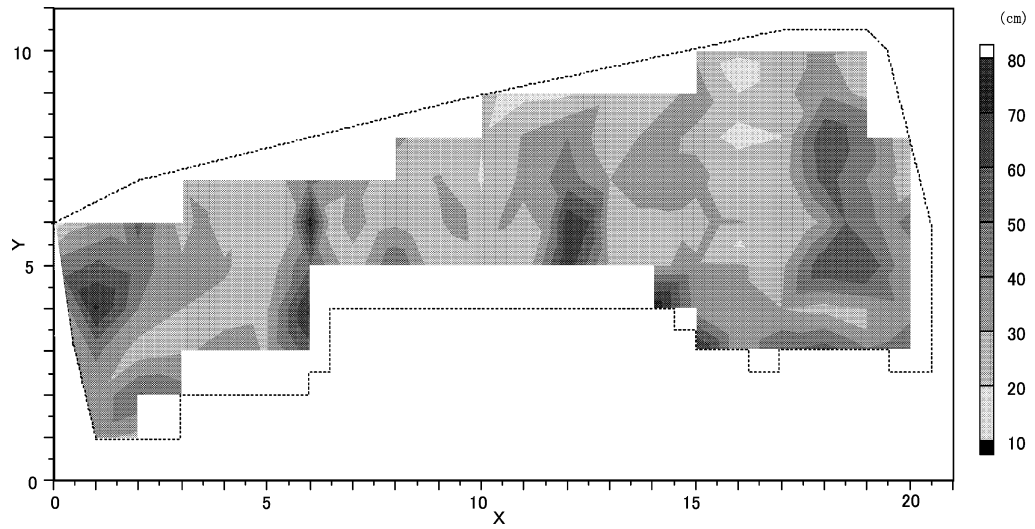


図 3－13　調査圃場における A 層厚の空間分布

表 3－4　A 層厚と地形特徴量の相関係数

勾配	PROFC	PLANC	LAP	比流域	標高
−0.14	0.37**	0.51**	0.48**	0.38**	−0.36**

**：有意水準 1％で無相関が棄却される

表 3－5　土壌特性と地形特徴量の相関係数

	勾配	PROFC	PLANC	LAP	比流域	標高
pH(H_2O)	0.286**	−0.334**	−0.378**	−0.388**	−0.323**	−0.03
pH(KCl)	0.215*	−0.275**	−0.391**	−0.366**	−0.187*	−0.196*
全炭素含量	−0.398**	0.346**	0.354**	0.380**	0.513**	−0.099
リン酸吸収係数	−0.236**	0.277**	0.169	0.237**	0.288**	−0.369**
乾燥密度	0.006	0.119	0.289**	0.229*	0.128	−0.008
有効水分量	0.151	−0.095	−0.079	−0.093	−0.028	−0.037
粘土含量	−0.118	0.311*	0.509**	0.459**	0.409**	−0.326**
シルト含量	−0.426**	0.317*	0.482**	0.445**	0.368**	−0.298*
砂含量	0.368**	−0.393**	−0.617**	−0.565**	−0.472**	0.380**
レキ含量	0.319**	−0.348**	−0.544**	−0.493**	−0.465**	0.221*

*；5％有意水準で無相関が棄却される　**；1％有意水準で無相関が棄却される

径画分であった。粘土，シルト，砂含量のデータ数はレキ含量等の半分で，同じ相関係数でも有意性は低下するが，PLANC との間では 0.50 以上を示した。このことより土性分布は地形条件，特に凹凸と対応し，集水型の斜面では細粒質の土壌が，逆に散水型の斜面では砂，レキ含量が増大し中粒質土壌が卓越することになる。

A 層厚ならびにほとんどの Ap 層の理化学性と各地形特徴量の間には，強い相関関係が認められた。そこで次に，7 m-DEM の地形特徴量を説明変数に用いた重回帰モデルについて検討を試みた。A 層厚に関しては，表 3－6 のように PLANC，標高，比流域を説明変数とした重回帰式が求められた。決定係数は 0.352 であり，Moore et. al.（1993）[8] が導いた勾配を説明変数に含めたモデルの 0.503 よりも小さいが，勾配と比流域の関数（Wetness Index），PROFC，集水面積の地形特徴量を説明変数に用いた

表 3－6　地形特徴量を用いた土壌特性の重回帰モデル

A層厚	決定係数 0.3520	
説明変数	偏回帰係数	標準偏回帰係数
比流域	538.77	0.40
PROFC	－0.49	－0.24
勾配	0.04	0.17
標高	166.11	

全炭素含量	決定係数 0.4017		修正済決定係数 0.3816
説明変数	偏回帰係数	標準偏回帰係数	零仮説の検定（t 値）
比流域	0.0072	0.3850	**4.691＞t(0.01)＝2.618
PROFC	30.96	0.2634	**3.467＞t(0.01)＝2.619
勾配	－5.13	－0.2639	**3.264＞t(0.01)＝2.620
標高	0.021	0.1429	1.877＜t(0.05)＝1.980
定数項	－2.30		0.678＜t(0.05)＝1.981

レキ含量	決定係数 0.4150		修正済決定係数 0.4054
説明変数	偏回帰係数	標準偏回帰係数	零仮説の検定（t 値）
PLANC	－211.01	－0.5266	**7.564＞t(0.01)＝2.618
勾配	27.46	0.3453	**4.960＞t(0.01)＝2.618
定数項	0.88		0.654＜t(0.05)＝1.981

**；１％有意水準で零仮説が棄却される

Park et al.（2001）[69] のモデルの 0.362 と同程度であった。しかし，回帰による推定残差について検討したところ，正規分布が棄却され，特に 60 cm 以上の実測値に対しては残差が大きくなることが認められた。これは堆積により 60 cm 以上の地点には，前述のようにガリの人為的な埋戻しによると思われる地点も含まれていることが，その要因として考えられる。しかしながら，この回帰式による推定値は実測値の分布傾向と対応しており，また実測値と推定値に関する順位相関係数（Snedecor and Cochran, 1972）[111] は 0.56 を示したことから，A層厚の分布の傾向を再現する定性的なモデルとしては満足のいくものであった。

また土壌特性に関しては，地形特徴量との相関関係が明瞭な全炭素含量とレキ含量について，表 3－6 に示すような重回帰モデルが得られた。全炭素含量では 4 つの説明変数，レキ含量では 2 つの説明変数を持つ推定式となった。全炭素含量のモデルでは，説明変数に単相関では有意な関係が認められなかった標高が入っており，その回帰係数は負の値で単相関係数の符号と反対であるが，推定に関する寄与はそれほど大きくなく，計算上モデルの精度を高めるために採用されたものと考えられた。このモデルの決定係数は 0.40，またレキ含量では 0.42 と，Moore et. al.（1993）[8] の得た重回帰モデルの決定係数，有機物含量で 0.48，pH・可溶性リン・砂・シルトで 0.41～0.63 と同程度であった。しかし説明変数として採用された地形特徴量，またその寄与の程度に関して相違が見られた。その違いは，特に勾配の重要性であり，彼らの対象とした圃場の地形変動が相対的に緩やかであったことに起因すると思われる。地形変化の程度以外に，栽培や土壌管理といった人為や気象等の条件が異なることが，地形を用いた汎用的な重回帰モデルの構築を困難にしているが，地形の形態的な特性値である地形特徴量を用いることで，土壌特性分布をうまく推定できることを実証した。

ｆ．モデル斜面による土壌理化学性の類型化

モデル斜面は地形形態や斜面上の位置関係などの地形情報を総括して適応されたものであり，表 3－7 のように個々の地形特徴量にもうま

く対応している。このモデル斜面によって，土壌特性が類型化できるのであれば，それに応じた局所管理により圃場のバラツキの解消に向けて大いに役立つ。そこで分散分析によりモデル斜面ごとにA層厚を比較したところ，表 3－8 に示すように各モデル斜面に有意差が認められた。斜面上部の Inf，Ccs では標本平均で 25 cm 程度の層厚であるのに対し，斜面下部の Cfs，Ats ではその値は 40 cm 以上になっていた。また Tms より斜面の下方では変動性が大きくなり，変動係数では 30%以上で Tms には 70 cm 以上のデータも含まれていた。圃場全体の代表値（最頻値・中央値）は 30 cm であり，各水準内の分布が正規分布であるとすれば，Inf，Ccs の 85%（平均＋標準偏差＝30 cm）が代表値以下であり，対照的に Cfs，Ats では 85%（平均－標準偏差＝30 cm）が代表値以上であると説明することができる。

土壌特性の空間分布についても，表 3－9 の分散分析結果では，有効水分量以外の性質では水準間に有意差が認められる。この相違は代表横断面で認められた傾向と一致しており，Inf 側

表 3－7　モデル斜面と地形特徴量の関係

	勾配	PROFC	PLANC	LAP	比流域	
Inf						勾配では20%が0.15以下
平均	0.187	−0.0057	−0.0117	−0.0174	14.3	PROFC，PLANC でそれぞれ75%，95%が凸型を示す
分散	0.0024	0.00006	0.00006	0.00008	104.25	LAP では，95%が凸型を示す
標本数	75	66	66	66	10	比流域では80%が20以下
Ccs						勾配では85%が0.20以上
平均	0.240	−0.0030	−0.0078	−0.0107	17.1	PROFC，PLANC でそれぞれ70%，90%が凸型を示す
分散	0.0016	0.00003	0.00007	0.00014	61.16	LAP では80%が凸型を示す
標本数	297	286	286	286	32	比流域では75%が20以下
Tms						最も勾配が大きくほとんど0.20以上
平均	0.272	0.0013	0.0016	0.0029	31.0	PROFC で65%が−0.005〜0.005，PLANC で80%が−0.01〜
分散	0.0010	0.00003	0.00006	0.00015	298.13	0.01と平坦な斜面である LAP では50%以上が−0.01〜0.01
標本数	532	509	509	509	46	比流域では85%以上が50以下
Cfs						勾配では85%が0.20以上
平均	0.233	0.0033	0.0040	0.0073	54.8	PROFC，PLANC でそれぞれ80%，70%が凹型を示す
分散	0.0011	0.00002	0.00005	0.00010	1257.99	LAP では80%が凹型を示す。
標本数	341	325	325	325	26	比流域では50%が50以上
Ats						最も勾配が小さく0.20以下が70%
平均	0.176	0.0038	0.0066	0.0104	126.3	PROFC，PLANC でそれぞれ80%，80%が凹型を示す
分散	0.0014	0.00002	0.00004	0.00009	8527.61	LAP では85%が凹型を示す
標本数	238	213	213	213	19	比流域では70%が50以上

表 3－8　モデル斜面によるA層厚さの類型化

基本統計量

水　準	Inf	Ccs	Tms	Cfs	Ats
件数	14	36	51	27	26
平均	26.04	24.61	32.61	44.13	43.44
標準偏差（σ）	5.16	4.80	10.12	16.59	13.55
平均＋σ	31.20	29.41	42.73	60.72	57.00
平均－σ	20.87	19.81	22.49	27.54	29.89

分散分析表

要　因	偏差平方和	自由度	平均平方	F値
モデル斜面間	9248.8	4	2312.21	18.50＞3.45＝F(4,149)(0.01)
モデル斜面内	18626.9	149	125.01	
全体	27875.7	153		

最小有意差法による差の検定結果　　Inf≠Cfs，Ats
Ccs≠Tms，Cfs，Ats
Tms≠Cfs，Ats

表 3－9　土壌特性に関するモデル斜面での分散分析結果

土壌特性	要　因	偏差平方和	自由度	平均平方	F　値
pH（H_2O）	モデル斜面間	2.73	4	0.68	**5.914＞3.447＝$F_{(4,150)}$(0.01)
	モデル斜面内	17.34	150	0.12	
	全　体	20.08	154		
全炭素含量	モデル斜面間	55.10	4	13.78	**22.620＞3.447＝$F_{(4,150)}$(0.01)
	モデル斜面内	91.35	150	0.61	
	全　体	146.45	154		
リン酸吸収係数	モデル斜面間	1349506.5	4	337376.6	**16.006＞3.447＝$F_{(4,150)}$(0.01)
	モデル斜面内	3161748.4	150	21078.3	
	全　体	4511254.9	154		
レキ含量	モデル斜面間	893.9	4	223.5	**25.641＞3.447＝$F_{(4,150)}$(0.01)
	モデル斜面内	1307.4	150	8.7	
	全　体	2201.3	154		
乾燥密度	モデル斜面間	0.15	4	0.04	**3.787＞3.447＝$F_{(4,150)}$(0.01)
	モデル斜面内	1.45	150	0.01	
	全　体	1.60	154		
有効水分量	モデル斜面間	671.7	4	167.9	1.573＜2.432＝$F_{(4,150)}$(0.05)
	モデル斜面内	16017.6	150	106.8	
	全　体	16689.3	154		

**；１％有意水準において有意差あり

で大きな値をとる土壌特性としてはpH，レキ含量であり，反対に斜面の下方に分布するAtsに向かって値が増大する特性は，全炭素含量，リン酸吸収係数，乾燥密度であった（図3－14）。

変動係数が最大となったレキ含量については，モデル斜面間の相違が明瞭であった。土壌断面形態より侵食が卓越するInf，Ccsでは，標本平均はほぼ10％以上の大きな値をとり，斜面の下方に向かって値が減少し，堆積が優勢なCfsやAtsでは５％以下の値となる。そして，斜面上部のInf，Ccsと斜面下部のCfs，Atsの間にはそれぞれ５％水準で母平均に有意差が認められた。このレキは断面調査よりC層由来のものであることが確認されており，Ap層土におけるC層土の混入程度の指標と見なせる。したがってレキ含量からも，InfやCcsのAp層は，土壌侵食による流亡土壌を下層土により補うことで生成されたと判断することができる。一方，変動係数が10％以下で変動性の小さなグループに属していたpHについても，その分布はモデル斜面により類型化できた。斜面の下方ほど値が単調に減少しており，pH（H_2O）ではInfとTms～Ats，AtsとTms～Inf（pH（KCl）ではInfとAtsの間のみ）で，それぞれ５％水準で母平均に有意差が認められた。この様な傾向は，潜在的酸性土壌であるのにpH 6.5以上のデータが15％ほど含まれていたことから，酸性改良の炭カル施与に対する反応性の違いのため生じたものと考察された。すなわちInfやCcsのAp層では，pH緩衝能が低下し炭カル施与によりpHの上昇を起こしやすく，AtsのAp層では前時代のA層，B層の材料を多く残存してお

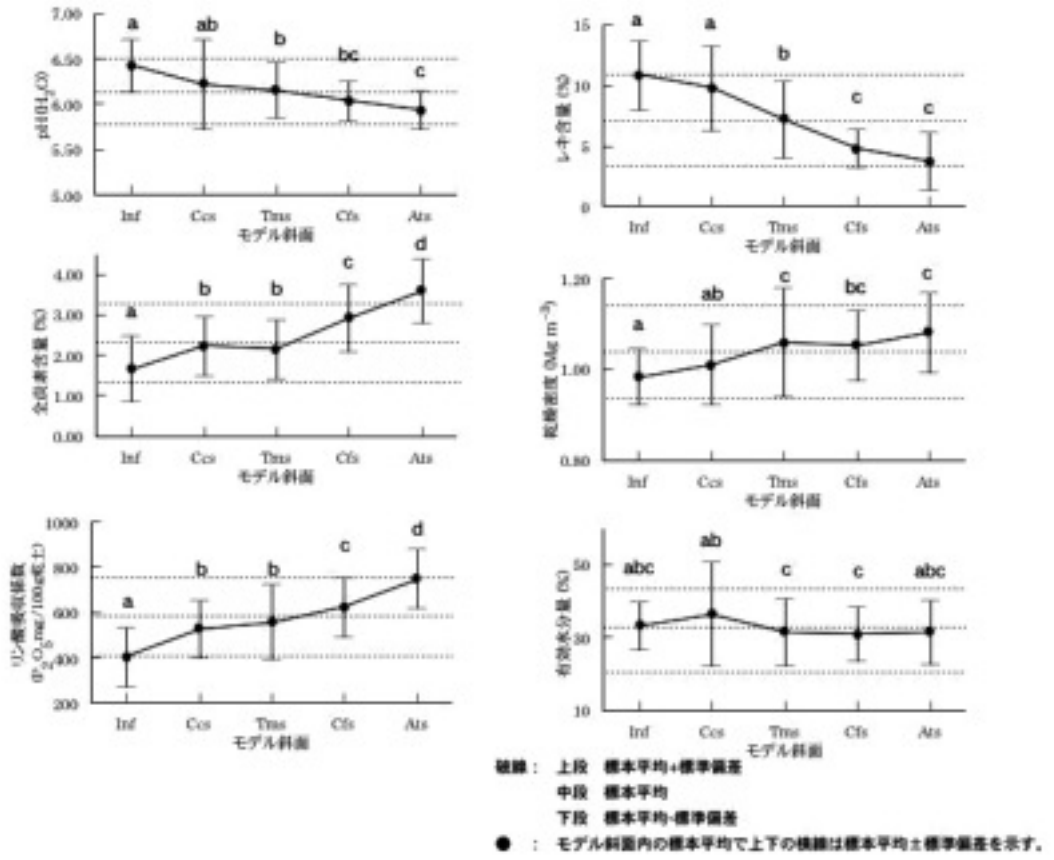


図 3－14　各モデル斜面における土壌特性

り，pH 緩衝能が高く炭カルを施与しても pH が上昇しにくいためである。全炭素含量に関しては，下位斜面へ向かっての顕著な増加傾向が認められた。Ats では Inf の 2 倍以上の標本平均を示し，Tms より上方と Cts より下方のそれぞれのモデル斜面間において有意差が認められた。斜面上部の Inf，Ccs では，下層土の混入による希釈が，下位斜面では本来有機物に富む表層土が集積することに加え，水の集積や太陽放射の遮蔽により土壌温度の上昇が妨げられるため有機物の分解速度が遅いことも，モデル斜面間の差が大きい原因として考えられる。リン酸吸収係数については斜面の下方に向かって値の増大する傾向を示していた。Cfs や Ats では Ap 層を構成する材料として細粒分が多く，母材の風化が進みリン酸固定能を示す土壌物質に富むためと考えられる。特に Tms と Ccs，Cfs の間以外の各モデル斜面間で，母平均に有意差が認められた。乾燥密度は変動係数が 9.8％と相対的に変動性が小さな土壌特性であるが，その空間分布に関してはモデル斜面間での有意な差が認められた。つまり斜面上部の Inf や Ccs に対して Ats の標本平均の方が大きくなっており，斜面下部では乾燥密度が増大することを示していた。

有効水分以外の土壌理化学性については，モデル斜面による土壌特性の類型化が有効であった。したがって，作物生育の地点格差を解消するような土壌管理を実践するために，モデル斜面の様なまとまった領域毎に代表値を求めて対処するべきである。そこでモデル斜面間の有意差から 2 ～ 4 の複数領域（全ての組み合わせにおいて母平均に有意差があることを確認した。）に分級し，長堀ら (1971)[10] が検討した必要抽出個数を算出し表 3－10 に示す。pH は相互に母平均に有意差がある 3 領域に分級され，5 ％の

表 3－10　モデル斜面によって分級した領域における平均値の推定に必要なサンプル数

領域区分	pH (H_2O)			全炭素含量				リン酸吸収係数			
	Inf	Ccs＋Tms	Cfs＋Ats	Inf	Ccs＋Tms	Cfs	Ats	Inf	Ccs＋Tms	Cfs	Ats
実測データ数	14	88	53	14	88	27	26	14	88	27	26
平均値	6.42	6.18	5.99	1.66	2.18	2.93	3.60	405	545	626	749
標準偏差	0.30	0.40	0.23	0.85	0.74	0.85	0.80	135	153	133	135
精度(%)	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
必要抽出数	6	9	5	403	178	134	79	173	123	73	52
精度(%)				30	30	30	30	20	20	20	20
必要数				14	8	7	5	13	11	7	6

領域区分	レキ含量			乾燥密度	
	Inf＋Ccs	Tms	Cfs＋Ats	Inf＋Ccs	Tms＋Cfs＋Ats
実測データ数	50	52	53	50	105
平均値	10.1	7.2	4.3	1.00	1.06
標準偏差	3.4	3.2	2.1	0.08	0.10
精度(%)	5	5	5	5	5
必要抽出数	182	308	379	14	18
精度(%)	30	30	30	10	10
必要数	8	11	13	5	6

精度で領域ごとの平均を見積もるためには10個未満のデータ数で十分である。またそれ以外の土壌特性，特に変動係数の大きなレキ含量，全炭素含量，リン酸吸収係数では，5％の精度では100個以上と今回の実サンプル数を超えてしまい，推定自体が意味をなさない。この場合では精度を低下させる必要があり，全炭素含量やレキ含量では，精度30％でようやく各領域で15以下のデータ数まで減少した。なおモデル斜面に基づいて分級することの妥当性，あるいは必要抽出個数を見積もることは，実際に155のサンプルを分析して知り得たことである。他の傾斜農地にはそのまま適応することはできないが，移動現象が地形により規定されると想定できる条件では，土壌の空間分布の把握や分級においてモデル斜面のような地形に基づいた解析が有効であると考える。

g．Geostatisticsの適用に関する問題とその有効性

Geostatisticsではセミバリオグラムから距離に対応した自己相関性の変化を読み取ることができる。対象とする領域の土壌の代表値を求める場合においても，サンプルの独立性が必要であり，セミバリオグラムから自己相関性が消失する距離（range）以上のサンプリング間隔が，適性であると知ることができる。また空間的自己相関性を利用するkrigingは，土壌についても有効な補間手法である。これまでは，各土壌特性について，それぞれの地点における地形の形態的な特徴との関連性が認められる事を示してきた。つまり土壌特性の空間変動は地点の地形条件により決定されるために，Geostatisticsの前提条件である二次の定常性（空間変動構造を距離のみの関数として取り扱える）が保証されないと思われた。Miller et al.（1988）[83]は複合斜面における畑圃場において，粒径組成や有機物含量等の土壌特性の空間変動構造に関して，等方的な$\gamma(h)$を推定することができたことを報告している。対象とした領域は400×200 mで，地形変動に関する記述がないためにやや不鮮明な航空写真から判断せざるをえないが，領域内に多くの稜線や谷線を含んでいる。これは対象領域内での地形変化の複雑さが増大することに伴い，土壌特性をその地点に固有な変数としてではなく，〝局所的変数〟として扱うGeostatisticsの有効性を意味するものである。本調査圃場は勾配などの地形形態変化が激しいが，3つの尾根と4つの谷によって構成される波状地形である。そしてそれぞれの土壌特性の空間分布について地形との強い関連性が認められたが，地形により説明できない部分も少なからず含まれていた。そこでGeostatisticsの適応性についても検討した。

それぞれの土壌特性について，2次元平面に

おいてX軸方向を0°として時計回りにそれぞれ45°刻みに，4方向ごとに $\hat{\gamma}(h)$ を算出した（図3−15）。その結果，有効水分量においてもpure nugget効果を示さなかった。対象とした全ての土壌特性では，最小のサンプリング間隔である7 mの距離において空間的な自己相関構造を持つことは明らかになったが，土壌特性ごとに特徴的な傾向が見て取れた。つまり有効水分量や乾燥密度では等方的な γ(h) が見込まれたが，地形との相関性が大きなA層厚，レキ含量や全炭素含量等においては，90°の方向における $\hat{\gamma}(h)$ の形状が他の方向のものと大きく異なっていた。特にA層厚の90°の $\hat{\gamma}(h)$ は，nugget分散が小さいのに対し，他の方向の $\hat{\gamma}(h)$ ではnugget分散が大きいことから，異方性であると判断した。90°の方向は主傾斜の向きに一致しており，DEMから算出した斜面方向の50%がこの範囲に含まれている。つまり斜面に沿った方向では連続的でなだらかな変動であるのに対し，それに交差する方向では変動が不連続的なものになることを意味している。また地形との相関性が大きなpHやリン酸吸収係数では，$\hat{\gamma}(h)$ が標本分散以下ではLagの増大に

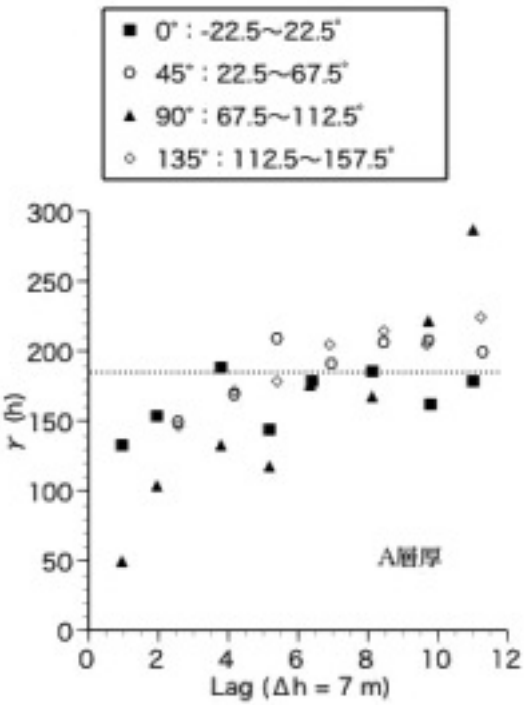


図3−15(1)　調査圃場における土壌特性のセミバリオグラム

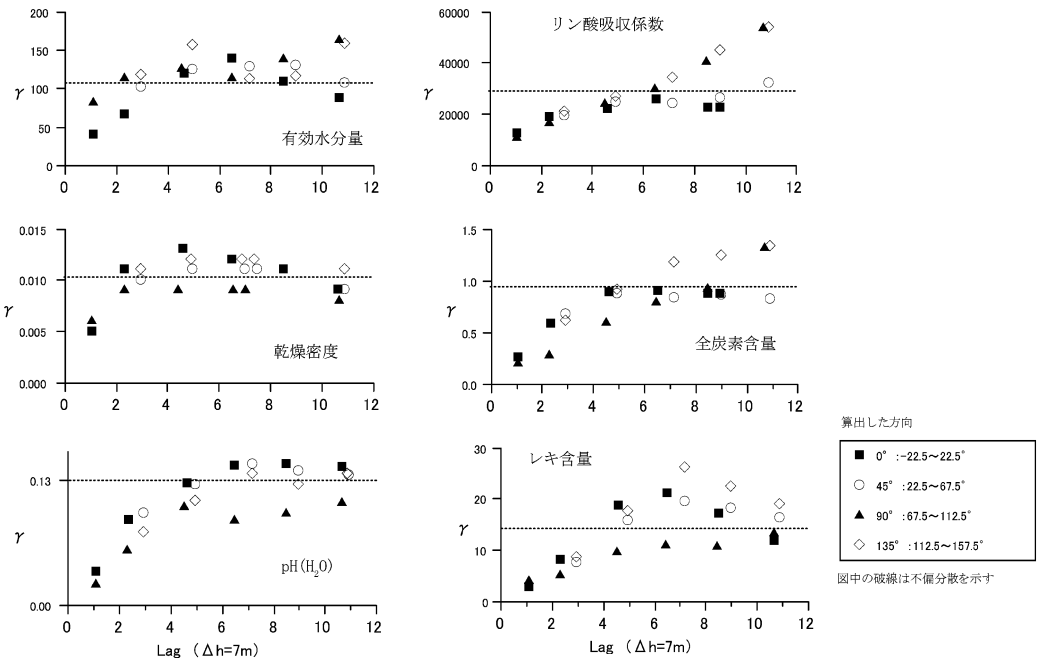


図3−15(2)　調査圃場における土壌特性のセミバリオグラム

伴って等方的に増加するが，標本分散付近からは異方性が明瞭になる。これらのことから傾斜畑における土壌理化学性の変動に関して Geostatistics を適応する場合には，γ(h) の方向性について十分に検証しなければならないこと，さらに地形変化と関連性が高い土壌特性ほど γ(h) の推定が困難となり，場合によってはトレンドを考慮した解析を用いなければならないことが示された。

変動係数が 32%と大きい有効水分量は地形との関連性が認められず，地形によってその空間分布を解析することが不可能であった。しかし自己相性が認められたので，詳細な空間分布を把握する方法として kriging の適用を試みた。有効水分量の $\hat{\gamma}(h)$ は，pure nugget effect を示さず，レキ含量や全炭素含量とは異なり等方性であると判断され，図 3－16 の様に球形モデルにより γ(h) を推定することができた。そしてその形状からトレンドが無いものと判断し，punctual kriging（Burgess and Webster, 1980a）[92] を適用した。その結果，最大で 10.34%の誤差を含んだ推定値が得られ，分布図（図 3－17）を作成することができた。なお，γ(h) を推定するのに必要なペアの数（N(h)）に関する条件（80 ペア以上，Webster, 1985）[25] や，推定値を算出するのに必要な近傍の実測値の数（16 データ以上，Burgess and Webster, 1980a）[92] を満足させるようなサンプリング配置を検討したところ，少なくとも 14 m 間隔による正方格子配列が必要であることが確認された。このように kriging 法は推定誤差に関する情報も与え，土壌特性分布にとって有効な補間方法であるが，γ(h) を推定するためにはかなりのサンプリング数が必要となる。

D．要　　約

耕作を開始してから 80 年以上経過した古い傾斜地畑において，圃場全体を包括するように基本間隔 14 m のメッシュ法により 154 地点において土壌断面調査を行った。また Ap 層から土壌試料を採取し理化学性について分析した。さらに地形図より地形特徴量の抽出ならびに地形の形態に基づいたモデル斜面に分類し，土壌断面形態や土壌理化学性との関係について検討した。

調査地の地形は，4 つの凹部と 3 つの凸部により構成される複合斜面である。一連の斜面は下方に向かって Inf，Ccs，Tms，Cfs，Ats が連続しており，凸型で勾配の小さな Inf から Ccs にかけて勾配が増大し，Tms では勾配が最も大きく比較的平坦な斜面となり，Cfs，Ats では凹型で勾配の減少する様な地形変化が認められた。平均勾配は 0.237 m m^{-1} であり，0.200 m m^{-1} 以上の斜面が調査圃場全体の 80%を占めていた。また ^{137}Cs をトレーサーとして推定した土壌侵食速度は，最大で作土深の 11.5%（29 mm y^{-1}）と見積もられた。傾斜畑における土壌特性の空間変動に関してこれまでに報告されている事例の中でも，地形変化が激しく，土壌侵食や再堆積による移動量が大きな圃場であると位置づけることができた。

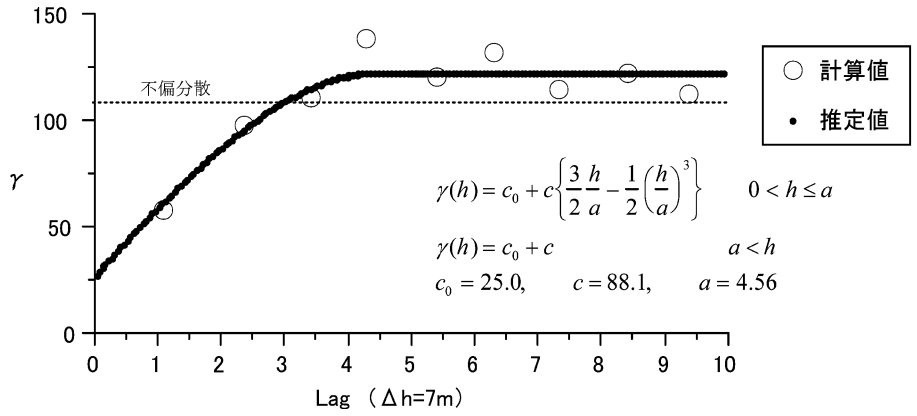
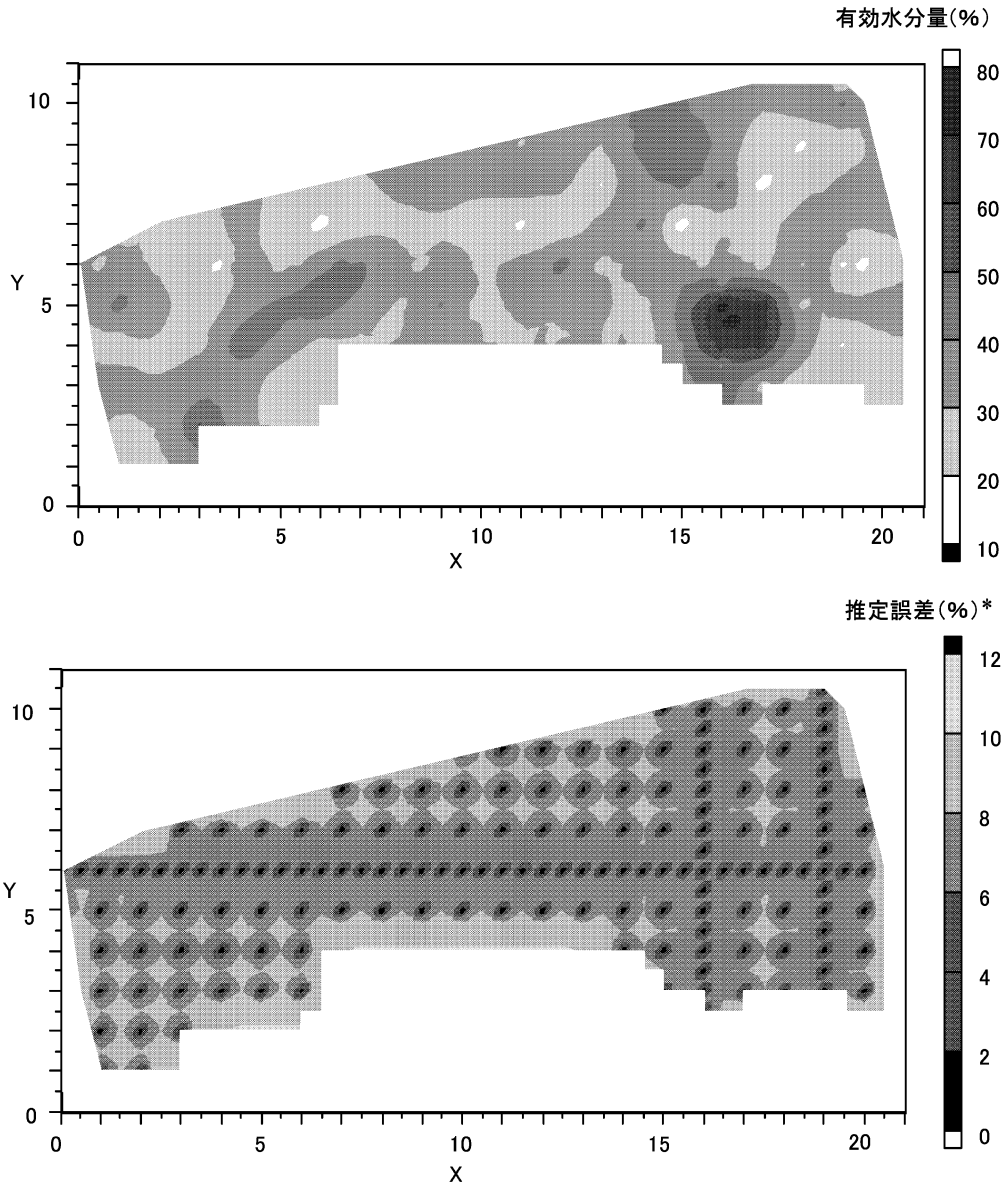


図 3－16　有効水分量に関するセミバリオグラムの推定



*推定誤差(%)は式(1.23)の σ_E に相当する

図 3－17　Kriging により推定した有効水分量の空間分布と推定誤差分布

土壌断面で観察された層序は，モデル斜面ごとに分類することができ，Inf，Ccs の地点では Ap/C の層序を示し，Ap 層は明度，彩度ともに大きな土色で，中粒質で粘性の低い土壌であった。それに対して Cfs，Ats では Ap/A/B の層序を示し，Ap 層はより暗色で細粒質な土壌で構成されていた。斜面上の位置に応じて侵食や堆積作用の優劣が変化することに加え，耕耘によって一定の Ap 層が維持されてきたことが，土壌断面形態の空間分布に深く関与しているためである。

A 層厚や Ap 層の理化学性に関しても大きな変動係数が求められた。そして土壌特性と地形特徴量の間には有意な相関関係が認められ，土壌特性分布は地形特徴量やモデル斜面によって説明することができた。特に A 層厚，全炭素含

量や粒径組成などの土壌の素材特性値は相対的に変動が大きいが，それらの空間分布はモデル斜面によってうまく分級された。なお地形特徴量においては勾配よりも凹凸が相対的に重要であることが認められた。

この様に土壌特性の空間分布は地形に対応したものであり，モデル斜面を用いて領域を区分することで，局所管理を前提とした土壌特性の代表値の抽出やサンプリングの省力化が可能になる。また説明変数に地形特徴量を用いて土壌特性分布を推定する重回帰分析を試み，地形との相関性の高いA層厚や全炭素含量，レキ含量について有意な推定モデルが求まった。

一方で，土壌特性の空間変動解析においてGeostatistics法を用いる場合には，異方性やトレンドの存在によりその適用が困難になる。特に地形と強い相関を示した土壌特性ほど顕著であり，空間分布の形成において地形条件が支配的な移動現象が関与しているためと考えられる。なお地形特徴量と有意な相関関係が見られなかった有効水分量については，自己相関性に基づいたkrigingによる線形補間が，詳細な空間分布を推定する効果的な手法であることが実証された。

地形条件の他にも，地域性つまり土壌シリーズや気象条件，利用形態や耕耘などの人為作用に応じて，土壌断面形態や理化学性と地形の関連性は変化するものと考えられる。したがって，地形情報から土壌の空間分布を推定する定量モデルの構築は簡単ではない。土壌劣化に対する保全対策や局所管理による土壌の空間変動の解消においては，土壌の空間分布を把握することが不可欠である。ケーススタディとして典型的な傾斜畑を取り上げて土壌と地形の関連性を明らかにし，その情報を積み上げていくことが，傾斜畑における土壌の空間変動の解明に大きく貢献できると確信する。

IV．放牧草地における土壌の空間変動の実態

A．はじめに

第Ⅲ章では傾斜畑圃場における土壌特性の変動を明らかにし，その空間変動評価に対する地形情報の有効性について検証したところ，単一圃場内においても土壌断面形態は多様となり，その空間分布は地形変化と対応していた。またAp層の理化学性についても，地形特徴量を用いた重回帰モデルやモデル斜面による分級が有効であり，多くの土壌理化学性についてその空間分布を説明することができた。土壌の空間変動をもたらす要因は，畑地利用に起因する加速的な土壌侵食と再堆積による土壌の移動であり，耕耘により一定の層厚を維持してきたことも影響していた。

土壌侵食は，圃場内での土壌の空間変動を増大させるだけでなく，肥沃度の低下によって土壌の生産性が著しく失われる。傾斜農地においては水食が主体となり，持続的な耕作のためはその対策が重要となる。この方法として，地形の改変を目的とする改良山成畑工や排水路システムの整備等の土木的な手段や，等高線栽培やマルチングなどの農学的な取組がある。地形改修は傾斜地で発生する表面流去水の集中を抑制し，せん断力や掃流力といった営力そのものを軽減させる。農学的手段であるマルチングや植生による土壌の被覆は，雨滴による土壌の飛散や剝離が防止でき，その結果クラストや孔隙の閉塞による透水性の低下抑制も期待される。長澤ら（1995）[112]によれば，ササ（原植生）や牧草による被覆によって，裸地から発生する侵食量は11〜16%にまで抑制されることを報告している。このことから，傾斜草地は畑に比べて土壌侵食を抑制するために，傾斜地の利用形態としては優れている。しかし侵食を伴わない場合でも，地形に応じた水や溶質の移動によって土壌特性の変動を助長するため，土壌の空間変動が大きければ，非常に使い勝手の悪い圃場になるであろう。土壌侵食の抑制に優れた草地としての利用においても，これまでに形成された土壌の空間変動の軽減は重要な課題である。そのためには土壌特性の空間変動の実態を把握することが不可欠であり，傾斜地の移動現象に関わる地形が解析の効率化に有力であると期待される。

そこで調査圃場には，土壌保全効果に優れた傾斜草地の中でも，土壌に対して耕耘などの人

為的な働きかけを行っていない，蹄耕法により造成された永年草地を対象とする。土壌特性の空間変動の実態を明らかにするとともに，この様な圃場下での，空間分布に対する地形の関連性について詳しく検証する。

B．調査圃場および調査方法

ａ．調査圃場の概要

調査地は，北海道大学北方生物圏フィールド科学センター静内研究牧場に設定した。本牧場は，日高山脈の南西斜面を深く開析するシュンベツ川とメナシベツ川が合流して静内川となる合流地点の西側に位置し，さらに西側を開析する新冠川との間に残された笹山（標高 806 m）の南斜面の標高約 110～360 m に展開している。総面積は約 470.4 ha でそのうち 380.0 ha が採草地と放牧地である。場内の中央にはケバウ川が，東側境界には炭山川が流れている。気候は，年平均気温約 7 ℃，8 月の平均気温約 20℃，2 月及び 3 月の平均気温は約－ 5 ℃，－ 1 ℃である。年間降水量はおよそ 1200 mm で夏季に多く，積雪期間は約 100 日程度で深雪を見ることは希である。

調査圃場は，上記の牧場内の輪換放牧用草地（約 8 ha）である。調査圃場全体の等高線図を図 4－1 に示すが，南東側に向かって標高が下がり，全体として起伏に富む。調査圃場の南側及び西側は林地に接し，東側は採草地と接する。本研究で調査の対象とした区画は，この草地内の南西側斜面（以下区画Ａとする）と東南東側斜面（以下区画Ｂとする）である。区画Ａは 0.26 ha（130 m×20 m）で標高差約 40 m，平均勾配が約 0.25 m m^{-1}（15°）である。区画Ｂは区画Ａより大きく 0.38 ha（190 m×20 m）で標高差は約 30 m，平均勾配は約 0.22 m m^{-1}（13°）である。本調査圃場は，1966～1967 年に蹄耕法により放牧用草地として造成され，以後継続的に牛の輪換放牧が行われている。牧草はイネ科ではオーチャードグラス，マメ科ではホワイトクローバが優占している。主な野草としては，イヌタデ，サッポロスゲが多い。なお，蹄耕法とは耕起せずに施肥，播種して草地化を行う不耕起方式の 1 つで，火入れ後野草が十分に生育した時期に牛・羊などの放牧を行い，土壌改良，施肥，牧草播種等によって，野草と牧草との競合を制御しながら草地を成立させる造成工法である。したがって，調査圃場の現在の地形は，概ね蹄耕法により草地化される以前の原地形であると考えることができる。

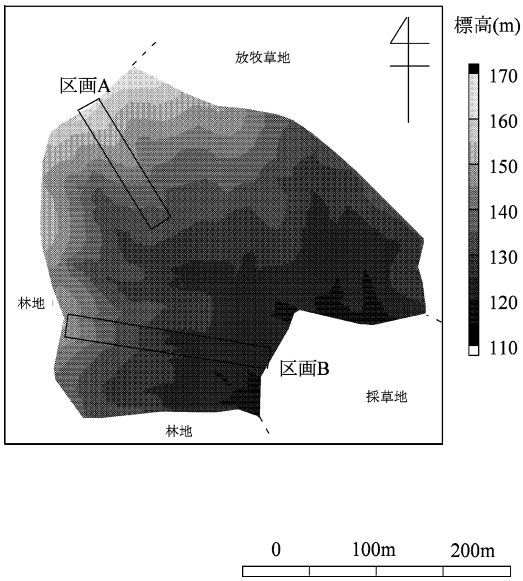


図 4－1　調査圃場の全体図

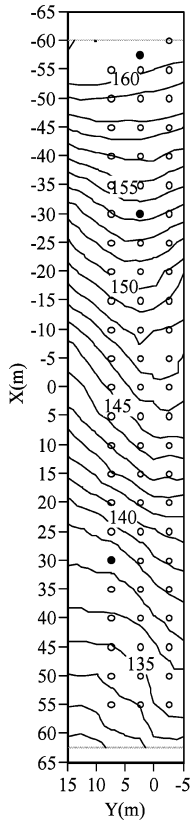
以下は，北海道立中央農業試験場（1970）[113] 及び北海道農業試験場（1982）[114] によって行われた土壌調査の結果をまとめたものである。土壌は非固結火成岩を母材とする風積性森林黒ボク土で，御園統に分類されている。第 1 層（A 層）は樽前山火山灰 b 層（Ta-b）で 1667 年（寛文 7 年）の噴出物とされており，腐植に富み黒褐色を呈する厚さ 20 cm 前後の層である。弱度の細粒状構造で，土性は SL を主とする。有機物含有量は 7 %程度で，透水性・保水性は良い。また，有効態リン酸に乏しく，pH（H_2O）は 5.0～5.5 と酸性を呈する。第 2 層（C 層）は有珠山火山灰 c 層（Us-c）で 1663 年（寛文 3 年）の噴出物とされており，厚さ 5 ～10 cm の浅黄色を呈する浮石砂層である。極めて発泡のよい軽石からなり，Ta-b と累積しており腐植層はもたない。また，埋没腐植層（2 A 層）は，約 32200 年前の噴出物である支笏降下軽石堆積物 1（$Spfa_1$）を母材とし，約 30 cm 程度の深さから現れる。塩基置換容量は大きいが酸性化し，リン酸吸収力

が強く塩基飽和度は低い。

b．地形情報の収集と試料採取

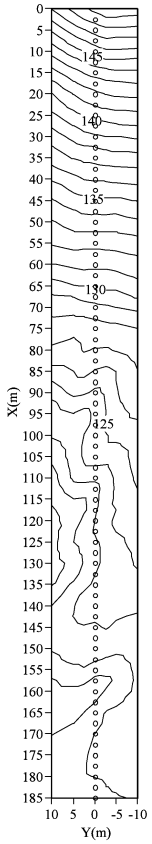
南東向き斜面に設定した区画Aにおいて，2001年9･10月に2.5m間隔のメッシュ法により各格子点の高度をトータルステーションにより測量し，正方格子間隔を2.5mとしたDEMを作成した（図4－2）。2001年9月27･28の両日に，頂上部（－57.5，2.5），急斜面（－30，2.5），緩斜面(30，7.5)において，深さ約80cmの試坑を設け断面調査を行い，各層から攪乱土壌試料及び100 cm³ステンレス製円筒コアサンプラー(直径5cm，高さ5.1cm)により不かく乱土壌試料を3個ずつ採取した。また，2001年10月25･26日の両日に，5m間隔のメッシュ法によりA，C層の厚さを測定し，サンプリングを行った。土壌試料は，ルートマットを5cm程度削除した後，およそ0.2×0.2mの水平断面内に存在するA層土壌を混和して一定量のかく乱試料を，また100 cm³ステンレス製円筒コアサンプラー(直径5cm，高さ5.1cm)を用いて不かく乱土壌試料を採取した。層序は概ねA/C/2A型で，C層は地表から深さ約10cm，2A層は地表から20～30cmから出現した。なお，斜面上部の耕作道付近では，土砂移動等によりA・C層が除去された，あるいはA層とC層が混合されて盛土された地点が存在した。

また，区画Aの南側に位置する東向き斜面に設定した区画Bにおいて，2002年6月に，区画Aと同様な手法で高度を測量し，2.5m-DEMを作成した(図4－3)。区画Bでは，図4－3に示すように長さ185mのトランセクト上において2.5m間隔で，2002年7月3・4日の両日にサンプリングを行った。層序は区画Aとほぼ



注）図中の数字は標高（m）を示す

図4－2　区画Aの概要とサンプリング地点



注）図中の数字は標高（m）を示す

図4－3　区画Bの概要とサンプリング地点

同じで，サンプリングは区画Aと同様の方法で行った。

c．地形解析の方法

DEM から求めた地形特徴量は，勾配（Slope），勾配の変化率（Profile Curvature; PROFC, Plan Curvature; PLANC, Laplacian; LAP），比流域（Specific Catchment Areas; SCA）である。なお SCA については，区画Aでは稜線の一部が牧場の敷地外に存在し，測定ができなかったため，区画Bにおいて算出した。さらに第Ⅲ章と同様に 5 つのモデル斜面に分類した。これは Dalrymple の考え方を応用した分類であり，地形変化量の算出結果も考慮している。斜面上部から，勾配の小さな稜線部（INTERFLUVE; Inf），凸型が発達した凸型クリープ斜面（CONVEX CREEP SLOPE; Ccs），急勾配となる等斉輸送斜面（TRANSPORTATIONAL MIDSLOPE; Tms），凹型が発達した崩積性緩斜面（COLLUVIAL FOOTSLOPE; Cfs），緩勾配で低部に位置する沖積性緩斜面（ALLUVIAL TOESLOPE; Ats）が複合斜面を形成していると仮定した。なお区画Aでは Ats が，区画Bでは Inf に相当する地形条件にないために，それぞれ 4 領域に分級した。

d．分析項目と室内実験方法

分析項目は，土壌の物理性として砂・シルト・粘土含有量，乾燥密度，体積含水率，間隙率，粗間隙率，飽和透水係数，土壌の化学性として EC，pH（H_2O），全炭素含有量，全窒素含有量，C/N 比とした。以上の分析項目の測定は，定法（土の理工学性実験ガイド編集委員会，1983；中野ら，1995；土壌環境分析法編集委員会編，1997）[115),116),117)] に従って行った。

実験室に持ち帰った 100 cm^3 不攪乱土壌試料は，毛管飽和後に変水位法による飽和透水試験を行った。その後，砂柱法により圃場容水量に相当するとされる－5 kPa まで脱水して含水率を求めた。間隙率は飽和時の含水率とし，飽和と圃場容水量（－5 kPa）の含水率の差をもって粗間隙率とした。

砂・シルト・粘土含有量，EC，pH（H_2O），全炭素・全窒素含有量，C/N 比の測定には 2 mm ふるい通過分の攪乱土壌試料を風乾させたものを用いた。砂・シルト・粘土含有量の測定はピペット法により測定を行った。分散剤には 1 Nの塩酸を用いた。EC は，乾土質量と水の質量比を 1：5 とした水浸出法により測定した。pH（H_2O）は，乾土質量と水の質量比が 1：2.5 になるように混合し，ガラス電極式 pH メータにより測定した。全炭素・全窒素含有量の測定は，NC アナライザ（乾式燃焼法）によって行った。求めた全炭素・全窒素の質量から C/N 比を求めた。

土壌侵食の発生状況について，土壌中の ^{137}Cs 含有量を測定した。対象としたのは，区画Bにおける最大勾配を示した地点（X＝10 m）と平坦な地点（X＝140 m）の 2 箇所である。未かく乱土の基準断面は，場内の林間放牧地で，地形が平坦である程度の広がりを持っていること，家畜糞が散乱していなく地表面が乱されたような痕跡がないことに注意して設定した。それぞれの地点において，深さ 2.5 cm ごとにかく乱試料と乾燥密度測定用として 50 cm^3 ステンレス製円筒コアサンプラー（直径 5 cm，高さ 2.5 cm）により不かく乱試料を採取した。風乾後の土壌を測定試料とし，北海道大学ラジオアイソトープ総合センターの Ge-Li 半導体検出装置付 γ 線スペクトロメータを用い，80,000 秒の計測によって含量を求めた。そして計測値は，乾燥密度と層厚によって蓄積量に換算し面積濃度として表した。

C．結果と考察

a．調査圃場の地形解析

区画A，Bともに，130，190 m と傾斜方向に長い区画であり，Aが相対的に高所に位置する。2.5 m-DEM から算出した地形特徴量に基づいて，それぞれの区画内の地形変化の状況を明らかにし，モデル斜面を適応して分級した。

区画Aでは，勾配の平均値は 0.269 m m^{-1} を示し，その範囲は 0.016～0.413 m m^{-1} に及んでいた（表 4－1）。緩斜面から非常な急斜面を含んでおり，0.30 m m^{-1} 以上の急斜面は X＝－50～25 m の中央部分に広く分布していた（図 4－4）。一方，0.20 m m^{-1} 以下の緩斜面は概ね上端部と下部，中央の東側に認められた。PROFC

表 4－1　地形特徴量の基本統計量

区画A

	標高	勾配	*PROFC*	*PLANC*	*LAPLACIAN*
平均	142.8	0.269	－0.0047	－0.0085	－0.0131
分散	115.5	0.0070	0.00165	0.00127	0.00431
標準偏差	10.7	0.084	0.0407	0.0356	0.0657
尖度	－0.62	－0.16	2.69	1.90	1.59
歪度	－0.20	－0.62	－0.45	－0.71	－0.63
最小値	120.2	0.016	－0.1606	－0.1483	－0.2837
最大値	160.7	0.413	0.1545	0.0891	0.1670
標本数	528	331	329	329	331

区画B

	標高	勾配	*PROFC*	*PLANC*	*LAPLACIAN*
平均	128.9	0.228	－0.0023	－0.0025	－0.0046
分散	65.3	0.0090	0.00134	0.00204	0.00509
標準偏差	8.1	0.095	0.0366	0.0451	0.0714
尖度	－0.27	－0.32	4.24	3.55	2.75
歪度	0.98	0.18	0.97	0.89	0.93
最小値	120.2	0.032	－0.1182	－0.1245	－0.1952
最大値	149.8	0.452	0.1765	0.1794	0.2586
標本数	535	225	223	223	225

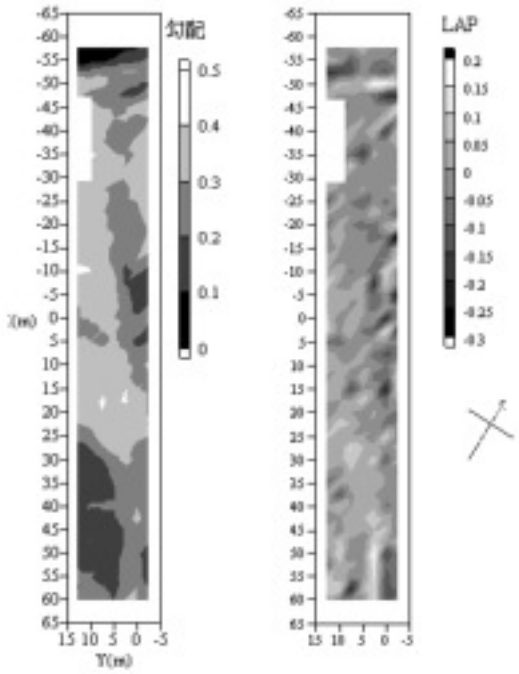


図 4－4　区画Aにおける地形特徴量の空間分布

及びPLANCは，それぞれ－0.05～0.05の範囲に全体の85%が集中することから，区画全体としては平坦な面が多い。いずれも歪度が負になることから，凸型地形の発達がやや優勢であった。図4－4に示すLAPの分布から，－0.15～－0.05と凸型で散水性の強い斜面は中央の東側に見られ，傾斜方向に連続して分布していた。また0以上の凹型地形は，斜面下方の広い範囲に分布していた。地形的な特徴を概括すると，斜面上方は勾配が小さく平坦で，中央部は勾配が大きく凸型の形状を示し，斜面下方では勾配が小さくなり凹型を示すことが明らかとなった。

地形的な特徴から図4－5のようにモデル斜面を適用した。斜面上部はInfに分類した。ここでは，勾配が0.20 m m^{-1}以下の緩勾配であり，区画外に存在する稜線に近接した部分である。中央の東側に見られた勾配が0.16～0.25 m m^{-1}と緩く，LAPは－0.10以下と凸型の形状を強く示す領域をCcsとした。斜面下部はCfsに分級した。この領域の半数は0.20 m m^{-1}を超える勾配であるが，勾配の変化率は全体として正の値を示し，凹型斜面であったことが分級の根拠である。それ以外の地点はTmsとした。その領域内の6割の地点で勾配が0.30 m m^{-1}以上であり，勾配の変化率は数地点を除きほぼ

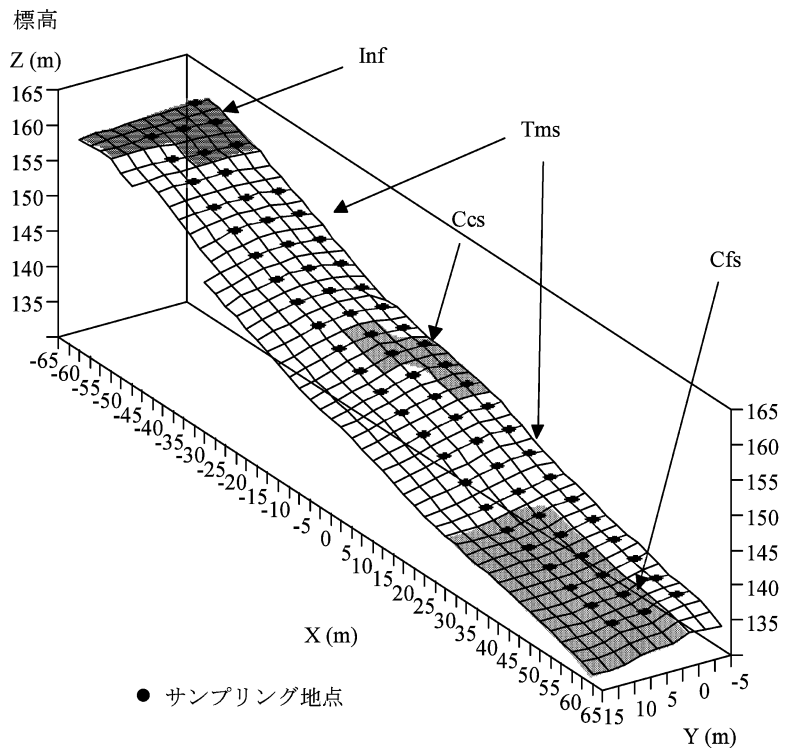


図 4－5　区画Aにおけるモデル斜面による地形分類

平坦な斜面で構成されている。なお，調査区内において緩勾配で平坦といった特徴を有する Ats は，斜面下部において該当する地点が存在しなかった。調査地点で各モデル斜面が占める割合は，Inf，Ccs，Tms，Cfs でそれぞれ 9％，7％，67％，17％となり，半分以上を Tms が占めていた。

区画Bでの勾配は，平均値 0.228 m m^{-1}，その範囲は 0.032～0.452 m m^{-1} と区画Aと同様に緩斜面から非常な急斜面まで含んでいたが，図 4－6 のように特徴的な分布を示した。0.30 m m^{-1} 以上の急斜面は X＝ 0 ～30 m の斜面上部に偏在しており，X＝75 m 付近までは勾配が単調に減少する傾向が見られた。X＝75～165 m にかけては，勾配の変化が激しく，緩急斜面が連続する。一方，0.10 m m^{-1} 以下の緩斜面は X＝140 m 以降に限定されていた。勾配の変化率は区画Aと同様で，PROFC や PLANC では尖度がきわめて大きい分布で，－0.05～0.05 の範囲にそれぞれ 86％，80％が集中しており，大部分は平坦な斜面によって構成されていた。なお歪度は正になることから値の大きく方に偏った分布であり，凹型の発達した斜面が含まれていた。勾配の変化率に関しても勾配のように偏った分布を示した。X＝90 m を境界として，上部側では LAP では±0.03 に納まる平坦面が，下部側ではお変動幅は±0.20 まで拡張し，隣接する地点間での変動も激しくなっていた。この X＝90 m までは傾斜方向がトランセクトに沿っていたが，これ以降では傾斜方向が大きく変化する。したがって，X＝75～90 m 付近を境に，地形変化は単調ものから複雑なものへと大きく変貌する。

区画Bにおいてもモデル斜面を適用し，地形区分を行った(図 4－7)。斜面上部には緩勾配で平坦な特徴を有する Inf は存在しなった。X＝105 m 付近は，LAP で－0.10 以下の値を示し凸型の形状が強いことより Ccs に分級した。X＝75～95 m，X＝110 m 付近，X＝160 m 付近の部分は Cfs とした。勾配は概ね 0.20 m m^{-1} 以下で，勾配の変化率が正つまり凹型を示すまとまった領域である。また SCA で 50 m^{2}m^{-1} 以

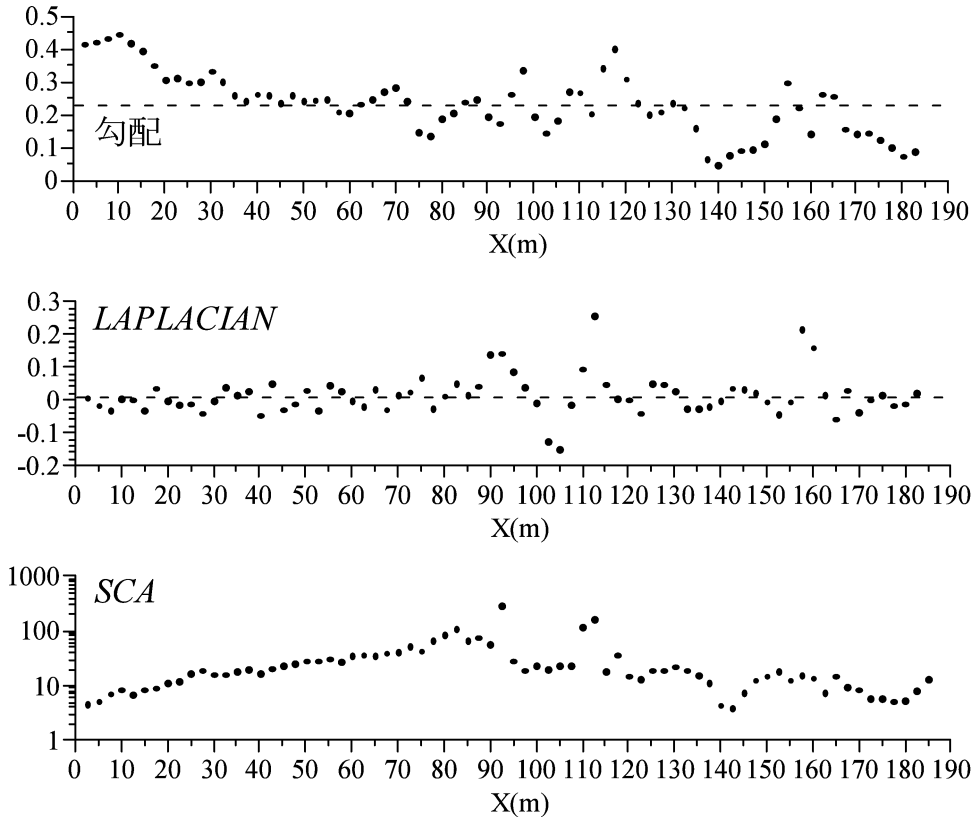


図 4－6　区画Bにおける地形特徴量の空間分布

上の地点のほとんどが含まれており，広い集水面積を有している。X＝167.5～185 m は Ats で，斜面の最下方に位置し，勾配は 0.16 m m^{-1} 以下で勾配の変化率は 0 に近く平坦な部分である。Ccs，Cfs，Ats 以外の地点は Tms に該当する。Tms は X＝72.5 m までの斜面上部を含んでおり，勾配は 8 割以上が 0.20 以上でかつ勾配の変化率は 0 に近いことがそのモデル斜面の特徴である。Tms は X＝100 m 付近，X＝115～155 m 付近，X＝165 m 付近にも現れる。各モデル斜面が占める割合は，Ccs，Tms，Cfs，Ats でそれぞれ 3％，67％，19％，11％で，区画Aと同様に Tms に分類された斜面が最も広い。

b．^{137}Cs による土壌侵食状況

林間放牧地内の基準断面における ^{137}Cs 含有量の鉛直分布は図 4－8 のように，検出限界は深さ 12.5 cm で，深さ 2.5 cm から指数関数的に減少する未かく乱土壌の典型的な鉛直分布を示した。各土層の積算 ^{137}Cs 含有量は 1,770 Bq m^{-2} で，札幌における未かく乱土壌の基準値である 2,185 Bq m^{-2} より 20％程度少なかった。区画Bの放牧草地内に設定した 2 地点での鉛直分布は，指数関数的に減少するものの，検出限界深さは 17.5 cm，12.5 cm と基準地点より増加しており，積算 ^{137}Cs 含有量は 3,530，3,960 Bq m^{-2} と基準値の 2 倍以上となった。^{137}Cs の鉛直分布で最も深い土層から，基準値に相当する分を除いた余剰を堆積量とすれば，X＝10 m 地点では 7.5 cm，140 m 地点では 5.0 cm の厚さの土層が堆積したと見積もれた。X＝10 m 地点は，牧区境界の稜線から水平距離で 20 m，勾配が 0.40 を越える急斜面であり，侵食が生じやすい地形条件であり，堆積作用が優勢であるとは考えにくい。^{137}Cs の降下には微気象が強く影響を及ぼすことから，基準地点と想定した箇所と区画Bでの降下量が異なっていたことも想定される。したがって侵食および堆積量の定量化には疑問が残るため，ここでは両地点の相対的

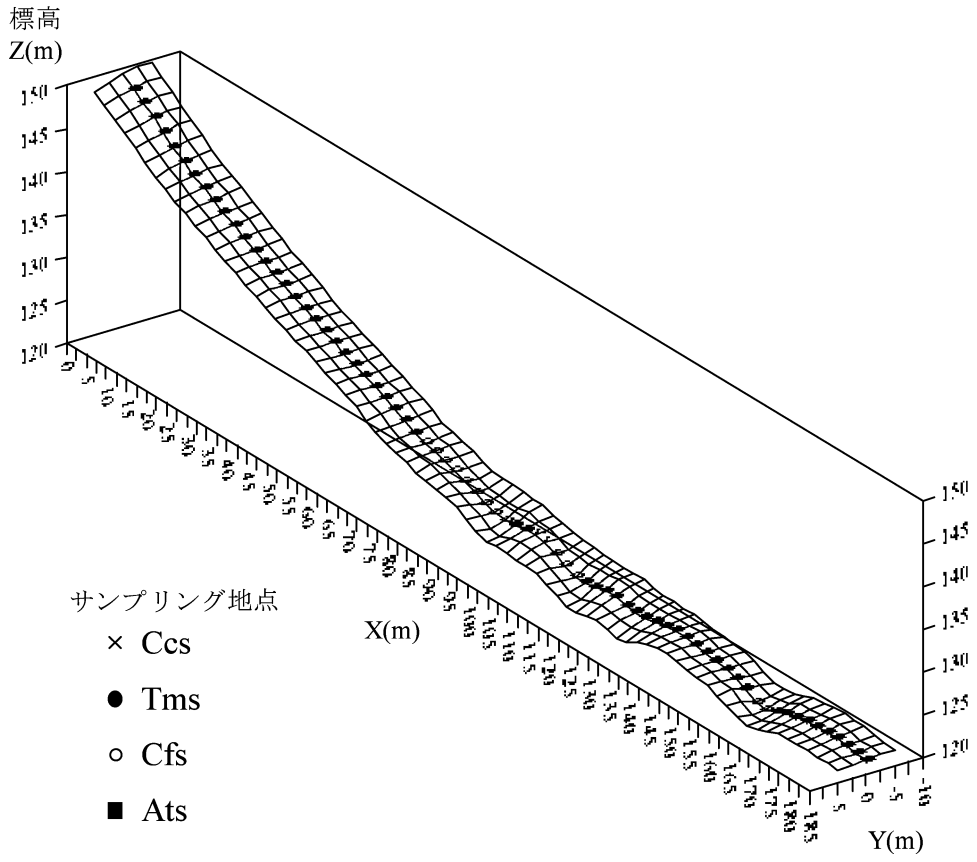


図 4－7　区画Bにおけるモデル斜面による地形分類

な差について考察する。急斜面である X＝10 m 地点と平坦である X＝140 m 地点の積算 ^{137}Cs 量の差は 430 Bq m^{-2} で，この量は浅い土層（深さ 7.5 cm まで）の厚さ 2.5 cm に含まれる量に満たない。したがって 10 m 地点で侵食が生じていたとしても，その量は厚さ 2.5 cm 未満であると考えることができる。また 10 m 地点では，0～2.5 cm の土層中の ^{137}Cs 含有量は 200 Bq m^{-2} 以下であり，地点間差の 430 Bq m^{-2} を加えると 600 Bq m^{-2} となり，この値は 140 m 地点と標準地点の間に相当する。実証できるデータが少ないために推論の域をでないが，本調査圃場では傾斜畑で観測されたような大規模な土壌侵食は発生していなかったと結論づけた。

c．土壌断面の特徴

区画Aの Inf（－57.5, 2.5），Tms（－30, 2.5），Cfs（30，7.5）における土壌断面調査の結果を，図 4－9 と表 4－2 に示す。Inf に分級された地点（－57.5，2.5）は，斜面方向では弱い凸型となるが，勾配は 0.09 と小さくほぼ平坦な地点である。A層は 6～11 cm の厚さで黒ないし黒褐色を呈し，牧草の根に富む。この層位は Ta-b を母材とする砂壌土（SL）で，間隙率は 0.67 m m^{-1} と多孔質であった。pH（H_2O）は，5.75 と弱酸性で，全炭素含有量は，9.84×10^{-2}kg kg^{-1} と大きい値を示していた。深さ 25 cm に見られる 2 A層に比べて間隙率は大きかったが，粗間隙は少なく，飽和透水係数は 2.2×10^{-4}cm s^{-1} と大幅に下回っていた。他の 2 地点においても Ap 層の飽和透水係数は 2 A層を下回ることから，その原因としては，本調査区が牛の輪換放牧地として利用されているため，牛の踏圧の影響によると考えられた。C層は Us-c を母材とする砂質土（S）で，厚さは 15 cm 程度で浅黄ないし黄褐を呈していた。土粒子自体に孔隙を

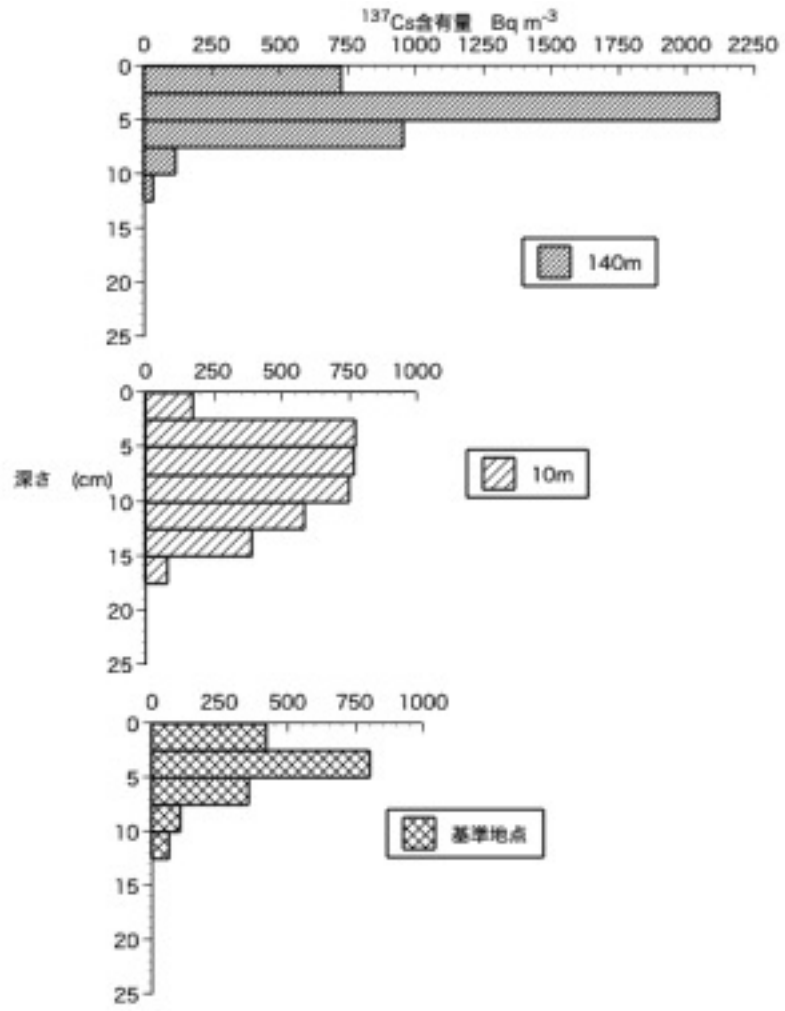
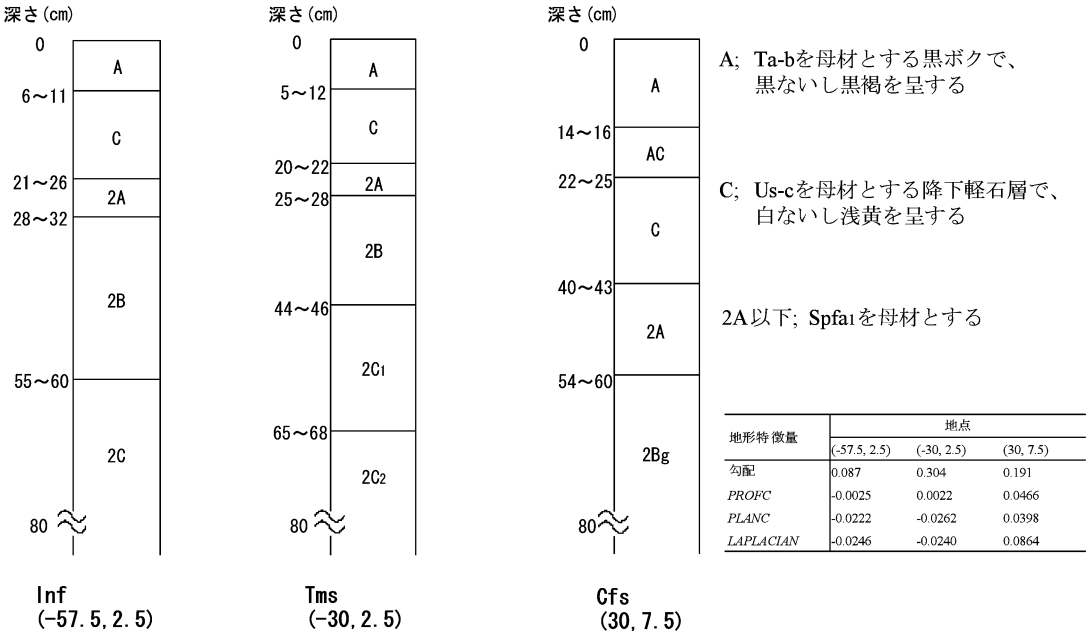


図 4－8　区画Bにおける ^{137}Cs 蓄積量の鉛直分布

有する軽石が主体であるため，乾燥密度が 0.509 Mg m^{-3} と小さく間隙率が 0.759 m^{3}m^{-3} と極めて大きかった。透水性も 3 地点を通じて 10^{-1}〜10^{-2}cm s^{-1} と極めて良好であった。2 A 層以下は支笏降下軽石堆積物 1（$Spfa_1$）を母材とし，砂含量が 0.50 以下で，A層に比べて細粒質で土性は埴壌土（CL）に分類された。その下層は，土性がやや粗く，乾燥密度が増加する傾向を示した。

Tms（−30，2.5）は，ほぼ平坦であるが勾配が 0.30 と急な斜面に位置していた。断面内には部分的なかく乱も観察されたが，層序は Inf と同様であった。特に B 層が浅く，乾燥密度で 1.17 Mg m^{-3} と相対的に緻密な 2 C_1 層が深さ 80 cm 以内に見られた。A層については，Inf とほぼ同じ厚さであったが，土性は異なりシルト含量は多く壌土（L）であった。pH（H_2O）は，5.10 と Inf に比べて酸性が強く，EC は半分以下であるといった質的な違いが認められた。

凹型地形が発達しており緩勾配（0.19）の Cfs（30，7.5）では，上位斜面の Inf, Ccs よりも各層位の厚さが大きくなり，グライ斑を有し，乾燥密度が 1.35 Mg m^{-3} で飽和透水係数が 8.5×10^{-7}cm s^{-1} の難透水性の 2 Bg 層が深さ 54〜60 cm 以下に存在した。またA層直下，深さ 14〜25 cm に漸移層（AC 層）が存在しており，土壌断面形態が大きく異なっている。断面内の体積含水率も大きく，斜面に沿った水移動によ



地形特徴量	地点		
	(-57.5, 2.5)	(-30, 2.5)	(30, 7.5)
勾配	0.087	0.304	0.191
PROFC	-0.0025	0.0022	0.0466
PLANC	-0.0222	-0.0262	0.0398
LAPLACIAN	-0.0246	-0.0240	0.0864

図 4－9　区画Aにおける各モデル斜面の代表的な土壌断面

表 4－2(1)　Inf 内の地点（－57.5，2.5）における断面調査結果

層位	深さ cm	EC mSm^{-1}	pH(H_2O)	全炭素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	全窒素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	C/N 比
A	0-6/11	42.40	5.75	9.84	0.68	14.52
C	6/11－21/26	2.48	5.23	1.05	0.08	13.02
2 A	21/26－28/32	13.86	4.79	5.62	0.35	16.20
2 B	28/32－55/60	11.37	5.15	2.73	0.20	13.76
2 C	55/60－	11.43	5.38	1.69	0.14	12.44

層位	深さ cm	土粒子密度 Mgm^{-3}	砂含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	シルト含有量 $10^{-2}kgkg-1$	粘土含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	土性*
A	0-6/11	2.32	74.3	12.3	13.4	SL
C	6/11－21/26	2.11	90.2	7.9	1.9	S
2 A	21/26－28/32	2.51	49.2	29.8	21.0	CL
2 B	28/32－55/60	2.67	74.7	18.1	7.2	SL
2 C	55/60－	2.70	76.4	16.7	6.9	SL

層位	深さ cm	乾燥密度 Mgm^{-3}	体積含水率 m^3m^{-3}	間隙率** m^3m^{-3}	粗間隙率 m^3m^{-3}	飽和透水係数*** cms^{-1}
A	0-6/11	0.737	0.395	0.671	0.071	2.2×10^{-4}
C	6/11－21/26	0.509	0.247	(0.759)	0.250	1.3×10^{-1}
2 A	21/26－28/32	0.857	0.426	0.639	0.146	1.0×10^{-2}
2 B	28/32－55/60	0.922	0.366	0.633	0.129	1.3×10^{-2}
2 C	55/60－	1.030	0.442	0.587	0.093	1.7×10^{-3}

*；ISSS 法による　**；(　)は土粒子密度と乾燥密度より算出　***；幾何平均値

り湿潤な環境が継続することが，この様な土壌断面の形成に大きく寄与しているものと考えられた。A層に関しては，層厚が他地点より 1.5 倍程度厚いことに加え，全炭素含量が 1.4 倍も大きく，乾燥密度は 0.6 倍ほど小さかった。土性は砂質埴壌土（SCL）に分類された。

以上の結果から，層厚やA層の理化学性について地点間で相違がみられ，土壌特性の分布は，

表 4－2(2)　Tms 内の地点（－30，2.5）における断面調査結果

層位	深さ cm	EC mSm^{-1}	pH(H_2O)	全炭素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	全窒素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	C/N 比
A	0-5/12	18.28	5.10	8.68	0.78	11.09
C	5/12－20/22	3.47	5.38	0.99	0.07	13.93
2 A	20/22－25/28	14.30	5.40	3.84	0.26	14.64
2 B	25/28－44/46	14.11	5.44	3.19	0.27	11.83
2 C 1	65/68－	11.90	5.12	1.02	0.11	9.68

層位	深さ cm	土粒子密度 Mgm^{-3}	砂含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	シルト含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	粘土含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	土性*
A	0-5/12	2.32	64.6	21.9	13.6	L
C	5/12－20/22	2.09	82.1	13.5	4.4	SL
2 A	20/22－25/28	2.60	43.1	39.3	17.6	CL
2 B	25/28－44/46	2.67	80.4	17.0	2.6	SL
2 C 1	65/68－	2.72	58.5	27.3	14.3	L

層位	深さ cm	乾燥密度 Mgm^{-3}	体積含水率 m^3m^{-3}	間隙率** m^3m^{-3}	粗間隙率 m^3m^{-3}	飽和透水係数*** cms^{-1}
A	0-5/12	0.768	0.518	0.661	0.077	2.8×10^{-5}
C	5/12－20/22	0.550	0.331	(0.738)	0.364	9.9×10^{-2}
2 A	20/22－25/28	1.041	0.486	0.582	0.063	1.5×10^{-4}
2 B	25/28－44/46	0.927	0.470	0.629	0.128	2.1×10^{-3}
2 C 1	65/68－	1.168	0.450	0.532	0.070	1.4×10^{-4}

*；ISSS 法による　**；(　)は土粒子密度と乾燥密度より算出　***；幾何平均値

表 4－2(3)　Cfs 内の地点（30，7.5）における断面調査結果

層位	深さ cm	EC mSm^{-1}	pH(H_2O)	全炭素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	全窒素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	C/N 比
A	0-14/16	22.30	5.19	12.98	1.28	10.14
AC	14/16－22/25	2.41	6.06	2.20	0.15	15.06
C	22/25－40/43	2.12	5.75	0.60	0.04	15.52
2 A	40/43－54/60	12.30	5.44	3.69	0.28	13.24
2 Bg	54/60－	8.70	5.54	0.64	0.08	7.69

層位	深さ cm	土粒子密度 Mgm^{-3}	砂含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	シルト含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	粘土含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	土性*
A	0-14/16	2.31	62.1	17.3	20.6	SCL
AC	14/16－22/25	2.33	88.5	7.7	3.8	LS
C	22/25－40/43	1.98	91.2	5.5	3.3	LS
2 A	40/43－54/60	2.64	44.5	38.6	16.9	CL
2 Bg	54/60－	2.71	58.6	32.2	9.3	L

層位	深さ cm	乾燥密度 Mgm^{-3}	体積含水率 m^3m^{-3}	間隙率** m^3m^{-3}	粗間隙率 m^3m^{-3}	飽和透水係数*** cms^{-1}
A	0-14/16	0.495	0.654	0.785	0.096	1.7×10^{-4}
AC	14/16－22/25					
C	22/25－40/43	0.493	0.318	(0.752)	0.281	1.9×10^{-1}
2 A	40/43－54/60	0.735	0.609	0.689	0.105	5.6×10^{-4}
2 Bg	54/60－	1.350	0.466	0.503	0.038	8.5×10^{-7}

*；ISSS 法による　**；(　)は土粒子密度と乾燥密度より算出　***；幾何平均値

斜面上の位置や斜面形態と関連する可能性が示された。

d．土壌特性の基本統計量

表 4－3 及び表 4－4 は，区画Ａ・Ｂでの A 層における土壌特性の測定値の基本統計量を算出

表 4−3　区画Aにおける土壌特性の基本統計量

	A層厚 cm	C層厚 cm	EC mSm^{-1}	pH (H_2O)	全炭素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	全窒素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	C/N 比
標本平均	11.0	14.3	10.7	5.00	7.39	0.65	11.40
不偏分散	12.8	22.7	21.3	0.074	4.59	0.038	0.86
標準偏差	3.6	4.8	4.62	0.27	2.14	0.19	0.93
変動係数	32.5	33.2	43.1	5.4	29.0	29.7	8.1
尖度	2.62	0.69	2.29	−0.50	−0.37	0.36	8.94
歪度	1.45	−0.43	1.29	0.36	0.37	0.46	2.14
標本数	59	59	70	70	70	70	70
正規性*		○		○	○	○	

	砂含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	シルト含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	粘土含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	乾燥密度 Mgm^{-3}	体積含水率 m^3m^{-3}	間隙率 m^3m^{-3}	粗間隙率 m^3m^{-3}	飽和透水係数 cms^{-1}	飽和透水係数 対数変換
標本平均	68.7	15.6	15.7	0.751	0.536	0.681	0.109	0.0022	−3.38
不偏分散	55.0	58.2	33.6	0.0096	0.0039	0.0014	0.0019	0.000047	0.73
標準偏差	7.4	7.6	5.8	0.098	0.063	0.038	0.043	0.0068	0.86
変動係数	10.8	48.8	37.0	13.0	11.7	5.5	39.9	308.1	−25.4
尖度	−0.40	−0.20	0.25	0.58	0.19	0.62	−0.27	55.19	−0.61
歪度	−0.06	0.34	−0.06	−0.30	−0.55	0.51	0.64	7.11	−0.09
標本数	70	70	70	70	68	70	70	70	70
正規性*	○	○	○	○	○	○	○		○

*；○…有意水準0.05で正規分布が棄却されない

表 4−4　区画Bにおける土壌特性の基本統計量

	A層厚 cm	C層厚 cm	EC mSm^{-1}	pH (H_2O)	全炭素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	全窒素含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	C/N 比
標本平均	10.5	14.4	23.4	4.86	7.83	0.71	11.04
不偏分散	11.5	13.3	53.8	0.050	2.19	0.022	0.70
標準偏差	3.4	3.6	7.34	0.22	1.48	0.15	0.84
変動係数	32.4	25.3	31.3	4.6	18.9	20.7	7.6
尖度	2.25	0.62	0.02	−0.16	0.79	0.22	10.67
歪度	1.33	−0.92	0.37	0.53	−0.42	−0.27	2.46
標本数	71	71	74	74	74	74	74
正規性*			○	○	○	○	

	砂含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	シルト含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	粘土含有量 $10^{-2}kgkg^{-1}$	乾燥密度 Mgm^{-3}	体積含水率 m^3m^{-3}	間隙率 m^3m^{-3}	粗間隙率 m^3m^{-3}	飽和透水係数 cms^{-1}	飽和透水係数 対数変換
標本平均	70.5	15.1	14.4	0.777	0.421	0.661	0.094	0.0017	−3.09
不偏分散	54.1	61.9	30.5	0.0075	0.0060	0.0013	0.0021	0.0000049	0.36
標準偏差	7.4	7.9	5.5	0.086	0.077	0.036	0.046	0.0022	0.60
変動係数	10.4	52.1	38.4	11.1	18.4	5.5	49.1	128.9	19.4
尖度	2.73	2.46	0.24	−0.61	0.98	−0.83	0.27	6.43	3.70
歪度	−1.11	1.04	0.64	0.25	−0.10	−0.36	0.94	2.34	−0.95
標本数	74	74	74	74	74	74	74	74	74
正規性*				○		○			

*；○…有意水準0.05で正規分布が棄却されない

したものである。なお，耕作道の整備や伐根による人為的なかく乱が及んでいる 11 地点(区画A)，2 地点（区画B）は層厚に関する項目から除外した。また区画Aの 3 地点は断面調査で採取した試料であり，採取時期が異なるために体積含水率の解析から除外した。

変動係数から土壌特性を分類すると以下のようになる。最も変動係数が大きかったものは100%以上の値を示した飽和透水係数で，ついで変動係数が 30〜50%と中程度のA層厚，C層厚，EC，全炭素・全窒素含有量，シルト・粘土含有量，粗間隙率，変動係数が 10%程度と小さい pH（H_2O），C/N 比，砂含有量，乾燥密度，体積含水率，間隙率となり，それぞれ 3 つのグ

ループに分類することができた。これは重複する分析項目についてはⅢ章において解析された傾斜畑と，同様の結果である。

飽和透水係数について，両区画の標本平均は 2.2×10^{-3}，1.7×10^{-3}cm s^{-1} とオーダーが一致していたが，変動係数は区画Bの129%に対し区画Aでは300%を越えていた。また確率分布は図4−10のように，区画Aでは対数値が正規分布に従うが，区画Bでは狭い範囲に集中しており−5.5以下の極度に小さな値も含んでいるため正規および対数正規分布には従わなかった。この飽和透水係数は変動の大きな土壌特性であることが知られており，変動係数で200%にも達することが報告されている（Warrick and Nielsen, 1980，安中，1986, Lauren et al., 1988, Wilson and Luxmoore, 1988，岡部ら，1996）[22),2),118),33),34)]。Wilson and Luxmoore は，0.5 ha の森林流域斜面を調査対象として107，92%の変動係数を，また安中は平坦な転換畑を対象として129%の変動係数を報告しており，地形の複雑さによって単純に増大する訳ではない。これは測定に用いたサンプルサイズが小さいことの影響も考えられる。Lauren et al. はサンプルサイズの増大により飽和透水係数の変動係数が減少することを，実測データに基づいて説明している。また原口・安中（1997）[24)] は，粗間隙の本数にポアソン分布を適用した透水モデルから，飽和透水係数の分散はサンプル断面積に反比例することを示した。さらに確率分布についても言及しており，サンプルサイズの増大

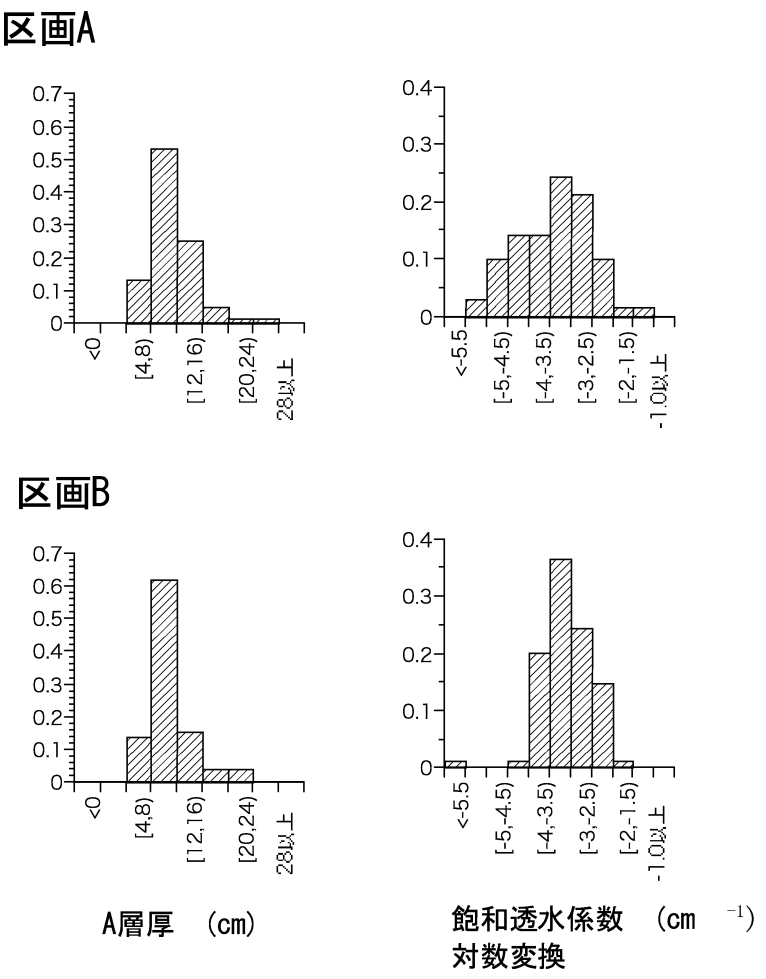


図4−10　A層厚および飽和透水係数の対数変換値についての度数分布

に伴って，実測値は対数正規分布から正規分布への適合性が高まることも述べている。したがってここで得られた飽和透水係数の大きな変動係数は，直径 5 cm の円筒試料を採用したことに起因すると思われた。また飽和透水係数の値には，一般に粗大な孔隙が支配的であることが知られており，具体的に，安中ら(1992)[2] は－0.3～－10 kPa，Ahuja et al. (1984)[119] は－33 kPa に相当する間隙が飽和透水係数に関係していると報告している。今回は－ 5 kPa までに脱水される粗間隙を測定しており，図 4－11 のように飽和透水係数の対数値は粗間隙によって説明できることを確認した。この粗間隙率の変動係数は 40～50％であり，飽和透水係数の大きな変動性は粗間隙の大きな変動を反映したものであると考えられた。放牧草地として利用しているため，それらの変動性には牛の踏圧の影響が一因としてあげられる。

A，C 層厚は，両区画に有意な差は認められず，平均値で 11 cm，14 cm であるが，特にA層厚の確率密度分布は正規性が棄却された。これは歪度が正であり大きな値に長い裾をもつ分布であった (図 4－10)。その歪んだことも影響して変動係数は 25～33％と傾斜畑の値（30～34％；徳永と佐藤，(1975)[26]，35.6％；Miller et al. (1988)[83]) に匹敵するほどであった。また各粒径画分や乾燥密度についても両区画に有意差

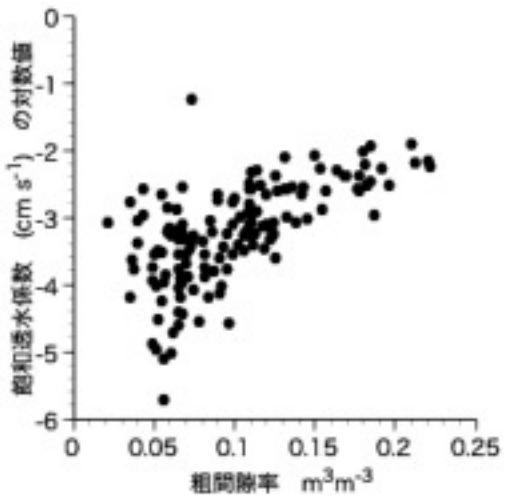


図 4－11　粗間隙率と飽和透水係数の関係
（区画A，Bを込みにした場合）

が認められなかったが，これまでの報告(Beckett and Webster, 1971, Meredieu et al., 1996，長田，1971，長堀・佐藤，1971，安中，1986, Warrick and Nielsen, 1980, Kachanoski et al., 1985)[1),120),19),20),2),22),121)] よりも大きな変動係数を示した。第Ⅲ章の土壌侵食が激しい傾斜畑と比べても同等であり，シルトや粘土についてはさらに大きな値である。前田ら(1971)[17] は，約 10 年間不耕起の火山灰土壌の放牧草地を対象として，乾燥密度の変動について調査を行った。彼らによれば，深さ 5～10 cm の乾燥密度は 5％であるのに対し，深さ 28～33 cm では 12％と倍以上に増大し，その原因を火山灰土の生成過程によるものと考察している。本調査圃場で観測された層厚，土性や乾燥密度についても，それぞれの変動係数が相対的に大きいという結果は，火山性土壌固有の特徴かも知れない。残念ながら調査圃場と対比できるような条件の調査事例が見あたらないために断定はできない。

体積含水率については，区画A，B間で母平均に関して有意差が確認されたが，土壌試料の採取日が異なるためである。土壌水分は降雨や日射量などの気象条件により変化するために時間的に安定ではない。区画Bは全体的に乾いた条件で採取されたため，標本平均はおよそ 0.1 m^3m^{-3} ほど小さいが，それとは逆に変動係数は区画Aよりも大きい。体積含水率の空間分布については後述するが，三浦(1983)[58] が指摘するように，斜面上の位置によって蒸発散量が異なるために，空間的な土壌の乾湿の差が増大するためである。Famiglietti et al. (1999)[122] は，傾斜地や平坦地の土壌水分の変動係数は，体積含水率の平均値に反比例し 5％～100％の範囲で変動することを報告している。また傾斜草地を対象とした諸泉ら(2002)[79] も，変動係数が 7～20％の範囲で変化することを報告している。柏木と細川 (2001)[123] は，傾斜草地内の約 80 m×90 m，標高差が約 9 m である区画で乾燥している時期から湿潤な時期に測定した 46 地点の体積含水率の変動係数が 5.0～12％で，乾燥している時期ほど変動係数は増大したと報告している。

その他の全炭素含量などの変動係数について

は，既存の報告（Beckett and Webster, 1971, Meredieu et al., 1996, Castrignano et al., 2000, Yanai et al., 2000）[1),120),40),41)] に比べて特筆するような差異は認められなかった。

e．土壌特性の空間分布

地形の形態を定量化した地形特徴量や，相対的な位置関係を考慮して領域を分級したモデル斜面により，それぞれの土壌特性の空間分布をどの程度説明できるか，またそれらの分布の特徴について解析した。

A層の厚さと地形特徴量の関連性は，それぞれの区画において異なっていた。表4−5に示す単相関分析では，区画Aでは有意水準5％において相関関係が見られなかったが，区画Bにおいては標高以外の全ての地形特徴量との間には有意な相関関係が認められた。区画Bにおける

表4−5　土壌特性と地形特徴量の単相関分析結果

区画A

	標高	勾配	*PROFC*	*PLANC*	*LAPLACIAN*
A層厚	0.252	−0.159	−0.063	0.017	−0.021
C層厚	−0.103	−0.345**	0.219	0.031	0.139
EC	0.219	−0.067	−0.070	0.146	0.042
pH(H_2O)	−0.330**	−0.056	0.146	−0.068	0.048
全炭素含有量	0	−0.104	−0.062	0.182	0.068
全窒素含有量	0.075	−0.080	−0.064	0.232	0.096
C/N比	−0.251*	−0.121	0.013	−0.166	−0.088
砂含有量	0.056	0.010	−0.211	−0.284*	−0.291*
シルト含有量	−0.019	0.057	0.145	−0.004	0.084
粘土含有量	−0.047	−0.087	0.080	0.370**	0.261*
乾燥密度	−0.164	0.003	0.045	−0.054	−0.004
体積含水率	−0.374**	−0.024	0.250*	0.255*	0.298*
間隙率	0.130	0.050	−0.036	0.097	0.035
粗間隙率	0.457**	0.170	−0.254*	−0.164	−0.247*
飽和透水係数（対数変換）	0.438**	0.069	−0.145	−0.219	−0.214

*；5％有意水準で無相関が棄却される　**；1％有意水準で無相関が棄却される

区画B

	標高	勾配	*PROFC*	*PLANC*	*LAPLACIAN*
A層厚	−0.231	−0.262*	0.324**	0.277*	0.344**
C層厚	0.135	0.083	−0.331**	−0.185	−0.287*
EC	−0.202	−0.198	−0.001	0.212	0.134
pH(H_2O)	−0.418**	−0.241*	0.208	0.104	0.175
全炭素含有量	0.053	−0.057	−0.113	−0.040	−0.085
全窒素含有量	−0.036	−0.132	−0.127	0.002	−0.065
C/N比	0.252*	0.238*	0.037	−0.125	−0.060
砂含有量	0.130	0.207	0.014	−0.128	−0.074
シルト含有量	−0.146	−0.151	0.121	0.121	0.140
粘土含有量	0.034	−0.060	−0.191	−0.001	−0.101
乾燥密度	−0.145	0	−0.097	0.135	0.035
体積含水率	0.042	−0.023	0.273*	0.301**	0.335**
間隙率	0.355**	0.209	0.093	−0.165	−0.056
粗間隙率	0.263*	0.306**	0.195	−0.079	0.052
飽和透水係数（対数変換）	0.215	0.140	−0.099	−0.350**	−0.274*

*；5％有意水準で無相関が棄却される　**；1％有意水準で無相関が棄却される

LAP とA層厚の散布図（図 4－12）からは，それぞれ 3 つの極大値と極小値（LAP で－0.12 以下，0.20 以上）の存在が相関性を強めていると考えられた。この 3 地点を取り除いた場合には，勾配の変化率や SCA との相関関係が失われることになった。したがってA層厚に対しては地平面の凹凸が影響しているが，大半の斜面で計測された凹凸の程度からはA層の厚さを説明することはできない。なおモデル斜面を用いた場合は，両区画ともに図 4－13 のようにA層厚をうまく分級することができた。前述の区画Bの凹凸の激しい 3 地点を除いた場合は，Ccs に適合する地点が消失するが，それでもモデル斜面を用いた分級は有効であった。またC層厚については，モデル斜面による分級はおおむね良好であり，区画A では Cfs では Tms よりも厚いC層が分布していること，区画B では Tms にくらべて Ats のC層が厚いことが説明できた。

全炭素含量や各粒径画分については，第Ⅲ章の傾斜畑ではほとんどの地形特徴量と有意な相関関係が認められた土壌特性であるが，放牧草地においては地形特徴量との関係は弱かった。一般に斜面下方ほど，全炭素，全窒素含量は大きく（Aandahl, 1948; Kleiss, 1970; Malo et al., 1974）[124),125),126)]，細粒分が増加する（Malo et al., 1974；三浦，1983）[126),58)] ことが報告されている。これは斜面上部の侵食により有機物に富む表層土が斜面下部に再堆積することと，耕耘による下層土の混入が影響していると考えられる。放牧草地では土壌侵食が抑制されてきたことによって，地形との関係性を見出すことができなかった。またこれらの土壌特性については，モデル斜面によって値ごとにまとまった領域として分級することが不可能であった。

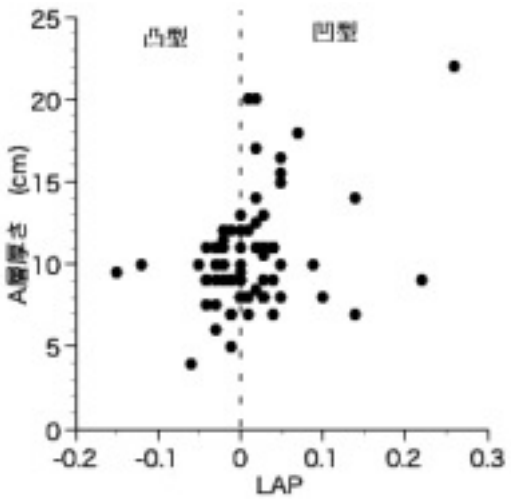
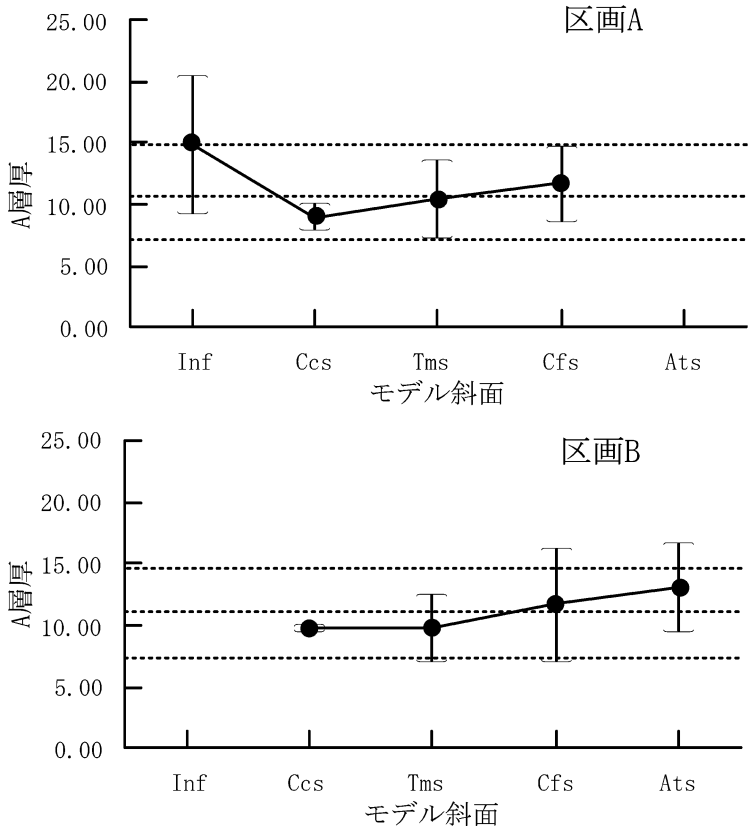


図 4－12　区画Bにおける A層の厚さと LAP の関係

体積含水率の空間分布は，両区画ともに地形と密接に関連していた。相対的に湿潤であった区画Aでは，標高との間に最も強い相関が見られ，モデル斜面では Cfs と，それぞれ Inf, Ccs, Tms の間で有意差が確認された（図 4－14）。斜面上の位置関係は，Cfs が斜面の下部に，Inf は斜面の上部にそれぞれ偏在しており，Ccs を取り囲むように Tms が分布している。したがってモデル斜面間差は，標高との相関関係から説明できる。また有意水準 5％で有意ではないが，Tms では標本平均で Ccs よりも 0.04 m^3m^{-3} だけ大きかったことは，勾配の変化率と有意な正の関係にあること，つまり凸型な Ccs では低水分となる関係を反映したものである。区画B では Cfs が Tms や Ats よりも大きな体積含水率を示し，Ats ではその値が最も小さく乾燥が進んでいる。Ats に分類されたのは 8 地点であり，その内の 7 地点の SCA は 10 以下で，SCA の最小値から 25％までの領域に含まれている。集水面積が小さく，表面流や側方流の流入が見込まれないため，降雨後には蒸発散と鉛直下方浸透による乾燥過程に早い時点で転換するためである。諸泉ら（2002）[78)] は，なだらかな傾斜草地において，体積含水率は標高と有意な負の相関を，さらに標高により 3 分割した領域においてそれぞれ有意な差を認めている。また Mohanty et al.（2000）[80)] は 3 mm の降雨後の 24 時間で，頂部・傾斜部・低平部で観測された土壌水分の偏差が消失したことを報告した。この様に土壌水分の空間分布は，地形条件の制約を強く受ける反面，時間的にそれらの関連性が変化する。

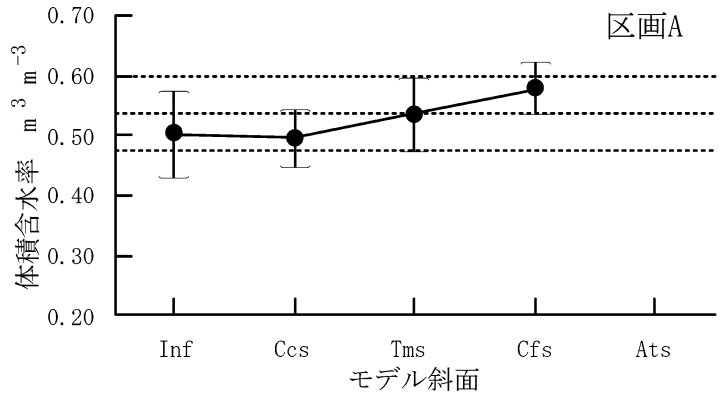
飽和透水係数も地形によって空間分布を評価できた土壌特性の一つである。区画Aでは標高との間で有意な相関関係が認められ，この関係

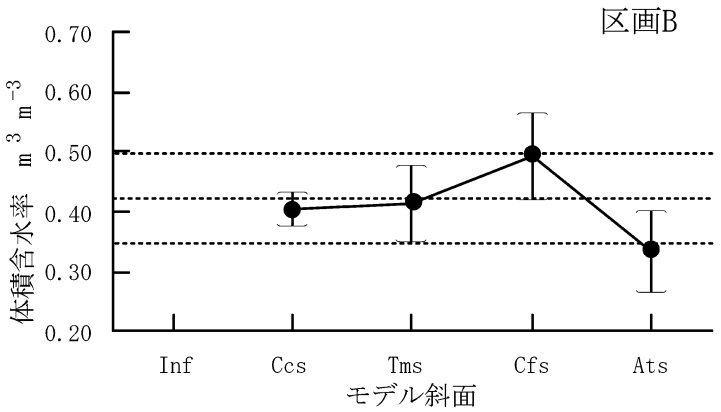


破線：　上段　標本平均+標準偏差
中段　標本平均
下段　標本平均−標準偏差
●　：　モデル斜面内の標本平均で上下の横線は標本平均±標準偏差を示す。

図 4−13　各モデル斜面のA層厚

を反映し区画内の低所に分布する Cfs では，他のモデル斜面よりも有意に小さな値となっていた（図 4−15）。一方，区画Bでは，地形特徴量との間では標高ではなく，PLANC および LAP と負，SCA とは正の相関関係を示し，Cfs で最も小さな飽和透水係数となるのに対し，それよりも低所に位置する Ats の方が相対的に大きな値を示した。前述のように飽和透水係数は粗間隙率と正の相関関係が見られたが，体積含水率との間にも有意な負の関係が認められた。このことから高水分となる地点，正確には高水分状態が維持される地点ほど，乾湿の繰り返しによる構造の発達が弱く，飽和透水係数は相対的に小さな値になると推察された。空間分布に関して体積含水率と同様に，地形から説明されることからもこの推察を支持している。また区画Bでは，粗間隙率が標高や勾配との相関関係が見られたのに対して，体積含水率や飽和透水係数はそれらの項目と有意な相関関係になく，対照的に勾配の変化率との間に有意な相関関係が認められた。地形の特徴について前節で指摘したように，X＝75〜90 m の上部では，標高と勾配は単調に減少するのに対して，それよりも下部では，勾配や勾配の変化率の変動が激しくな



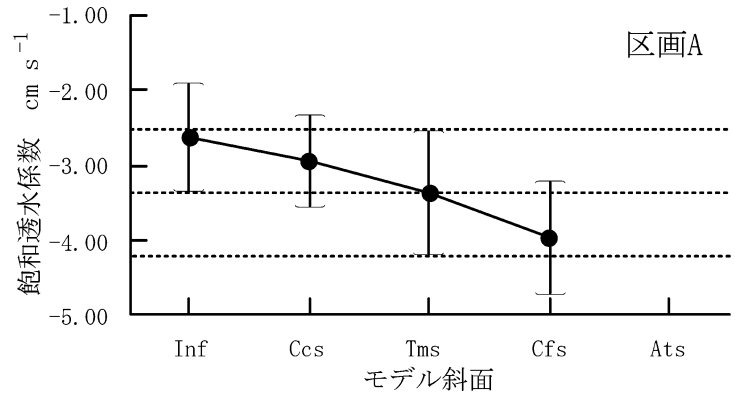


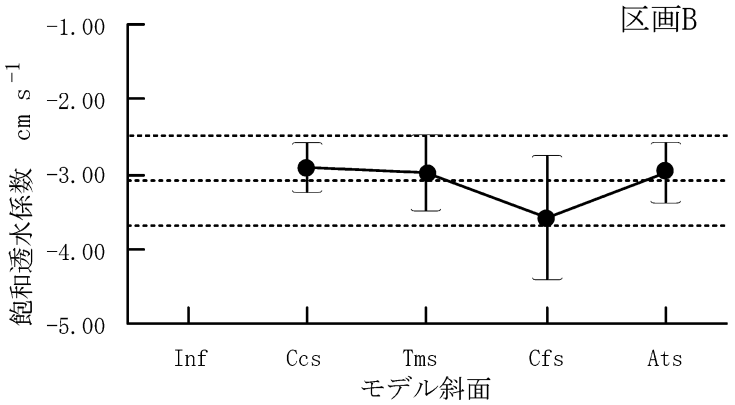
破線:　上段　標本平均+標準偏差
中段　標本平均
下段　標本平均-標準偏差
●　:　モデル斜面内の標本平均で上下の横線は標本平均±標準偏差を示す。

図 4－14　各モデル斜面の体積含水率

る特徴を示した。そこで X＝75 m を境に，2 つの標本に分割して土壌特性と地形について相関分析を行ったところ，粗間隙率はいずれの標本においても相関関係が見られず，体積含水率や飽和透水係数は下部の標本においてのみ全体に対する結果と同様に PLANC と LAP において有意な相関関係が認められた。このことから体積含水率や飽和透水係数に関しては，勾配や標高よりも勾配の変化率や SCA，つまり集水条件に関与する地形の起伏がその分布の形成に対して決定的な影響をおよぼすものと考えられた。飽和透水係数は粗間隙量に比例することは理論的にも正しいが，飽和透水係数の空間分布については，土壌水分と関連性が強い地形の凹凸（勾配の変化率）や集水面積（SCA）によって説明することができそうである。

pH については，両区画とも標高とのみ負の相関関係が認められた。つまり高所においては，常に鉛直下方や斜面下方への水移動に伴う溶脱により酸性化が進行しやすいのに対し，低所で





破線：　上段　標本平均+標準偏差
中段　標本平均
下段　標本平均-標準偏差

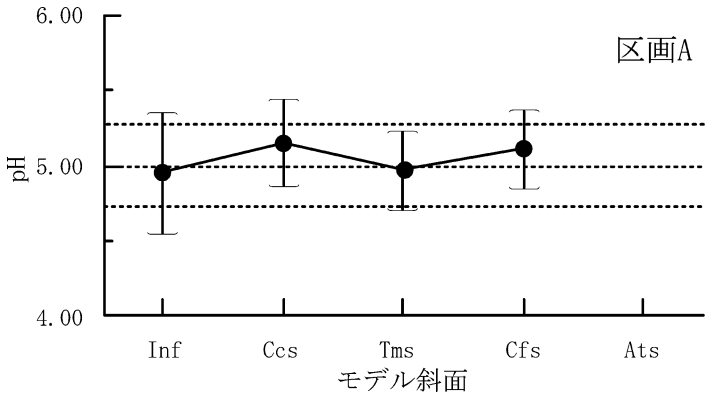
●　：　モデル斜面内の標本平均で上下の横線は標本平均±標準偏差を示す。

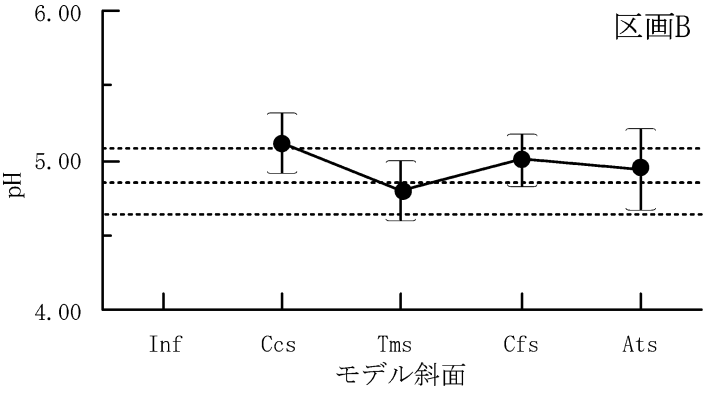
図 4－15　各モデル斜面の飽和透水係数

は側方流により斜面上部からのカチオンの供給も考えられる。なお起伏の変化の激しい区画Bの X＝90 m よりも下方の部分に限定しても，pH と勾配の変化率には相関関係が認められず，逆に標高の変動幅が減少することが影響して標高との相関関係も消滅した。pH の空間分布に関しては，地形の形態的な特徴よりも単純な高低差によって評価する方が適当である。またモデル斜面による分級については，区画Bでのみ有効であったが (図 4－16)，この要因は高所にまとまって存在する Tms と凹型の発達した Cfs の間に有意な差が見られたためである。このことから pH の空間分布に対する凹凸といった地形形態の影響を，完全に否定することはできない。

f．土壌特性の空間分布の変動構造

土壌特性の空間分布について，その変動構造を調べるため，区画A・Bにおいて各土壌特性について $\hat{\gamma}(h)$ を算出した。区画Aにおける調査地点は二次元的に配置されているが，Y軸方





破線：　上段　標本平均+標準偏差
中段　標本平均
下段　標本平均−標準偏差
●　：　モデル斜面内の標本平均で上下の横線は標本平均±標準偏差を示す。

図4−16　各モデル斜面のpH

向では算出できるlagが限定されるため，X軸方向（主傾斜方向）のみ計算した。したがって方向性の検討はできない。なお飽和透水係数は対数正規分布に従うため，$\hat{\gamma}(h)$の計算にあたっては対数値を用いた。

図4−17に示す代表的な土壌特性に関する$\hat{\gamma}(h)$からも明らかなように，各土壌特性は概ねピュアナゲット（最小のlagから不偏分散となる。）を示し，セミバリオグラムを推定することが困難であると思われた。そこで，岡部ら(1996)[34]の示した方法により空間的相関の有無を統計的に検討した。すなわち，計算した$\hat{\gamma}(h)$に基づき2次の定常性を仮定した地質統計学の理論から自己相関係数を求め，有意水準0.05のt検定を行った。結果を表4−6に示すが，区画A・Bのほとんどの土壌特性は，空間的に無相関であると判断された。区画Aにおける EC，区画Bにおける全炭素・窒素含有量，間隙率は第1 Lagで帰無仮説が棄却されたため，空間的に相関があると判断された。しかし自己

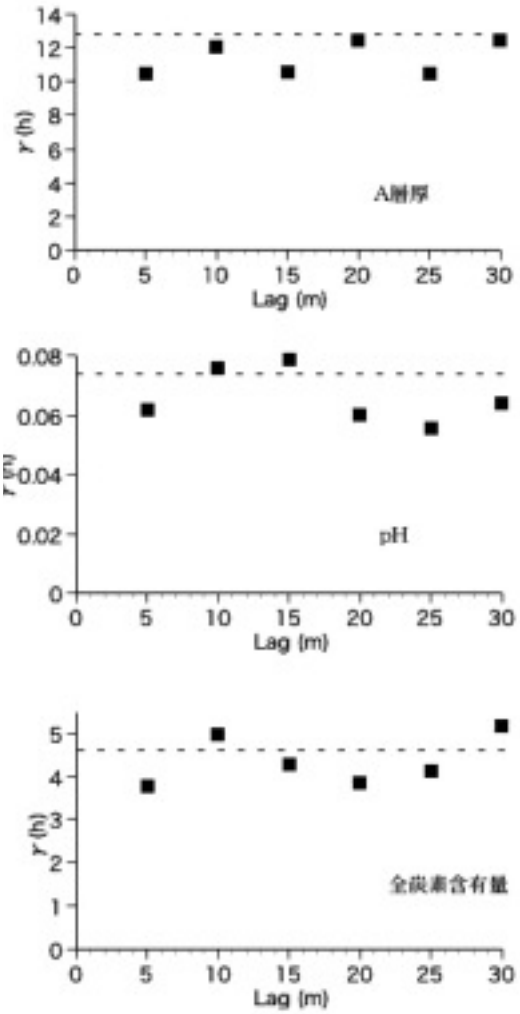


図 4－17(1)　区画Aにおける主な土壌特性に関するセミバリオグラム

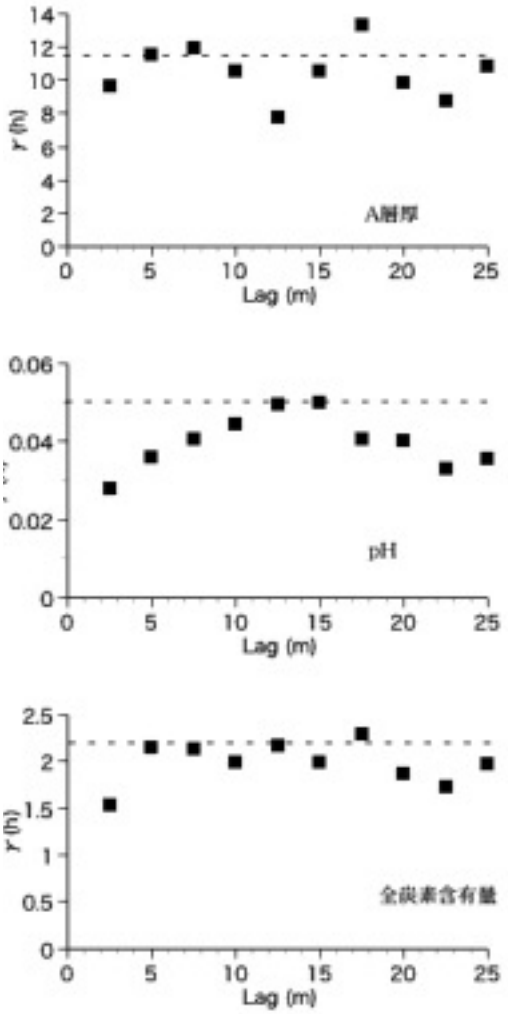


図 4－17(2)　区画Bにおける主な土壌特性に関するセミバリオグラム

相関係数は，区画Bの間隙率では 0.357 を，それ以外は概ね 0.30 未満を示した。これらの値は様々な土壌特性で観測された事例（Russo and Bresler, 1981; Gajem et al., 1981）[127),128)] より小さく，Lag の増加に伴う自己相関係数の減少傾向は典型的な空間的相関パターンに比べて明瞭ではなかったため，空間的相関はあるにしてもかなり弱いものであると判断された。

区画Bの pH（H_2O）に関しては，第 1 lag と第 2 lag で帰無仮説が棄却され，5～7.5 m 以内では空間的相関があると判断された。

区画Bにおいては，地形変化の程度が変化する X＝75 m を境界として土壌特性を 2 つの標本に区分したところ，標本間で分散に有差が認められた。A層厚に関して，図 4－18 の様に X が小さい地点から標本数を徐々に増やして平均と分散の推移を見たところ，平均は領域に拘わらずほぼ一定であるのに対し，分散については 75 m 以降で不連続に増加する。地形変化が激しいことが土壌特性の分散の増大に寄与している，つまり 75 m 以降での不連続な分散の増大によって，空間的な自己相関性が見えにくくなっている可能性が考えられた。そこで X＝75 m 以内の分散が一定の領域において，セミバリオグラムを再計算した。その結果，空間的な相関が見られた全炭素含有量，間隙率，pH に関し

表 4−6　区画A，Bにおける主な土壌特性についての空間的相関の検定

区画A

土壌特性	Lag(m)	$\hat{\gamma}$(h)	自由度	$\hat{\rho}$(h)	t 値	t 値(自由度；0.05)	判定*
A層厚	5	10.52	49	0.180	1.299	2.010	○
	10	12.08	44	0.058	0.384	2.015	○
	15	10.56	44	0.176	1.207	2.015	○
	20	12.53	41	0.023	0.148	2.020	○
pH(H_2O)	5	0.062	65	0.156	1.285	1.997	○
	10	0.076	62	−0.034	−0.266	1.999	○
	15	0.079	59	−0.078	−0.599	2.001	○
	20	0.060	56	0.177	1.371	2.003	○
全炭素含有量	5	3.80	65	0.172	1.427	1.997	○
	10	4.97	62	−0.083	−0.654	1.999	○
	15	4.29	59	0.065	0.503	2.001	○
	20	3.87	56	0.157	1.202	2.003	○
EC	5	15.05	65	0.294	2.599	1.997	×
	10	18.33	62	0.141	1.130	1.999	○
	15	15.82	59	0.258	2.125	2.001	×
	20	19.50	56	0.086	0.647	2.003	○

区画B

土壌特性	Lag(m)	$\hat{\gamma}$(h)	自由度	$\hat{\rho}$(h)	t 値	t 値(自由度；0.05)	判定*
A層厚	2.5	9.8	65	0.153	1.265	1.997	○
	5	11.6	64	−0.004	−0.029	1.998	○
	7.5	12.0	63	−0.044	−0.348	1.998	○
	10	10.6	62	0.077	0.612	1.999	○
pH(H_2O)	2.5	0.028	71	0.429	4.433	1.994	×
	5	0.036	70	0.273	2.467	1.994	×
	7.5	0.041	69	0.173	1.485	1.995	○
	10	0.045	68	0.099	0.823	1.995	○
全炭素含有量	2.5	1.55	71	0.291	2.680	1.994	×
	5	2.16	70	0.012	0.104	1.994	○
	7.5	2.14	69	0.023	0.189	1.995	○
	10	2.01	68	0.083	0.690	1.995	○
全窒素含有量	2.5	0.017	71	0.246	2.202	1.994	×
	5	0.022	70	−0.025	−0.211	1.994	○
	7.5	0.020	69	0.093	0.776	1.995	○
	10	0.019	68	0.142	1.191	1.995	○
間隙率	2.5	0.0008	71	0.357	3.444	1.994	×
	5	0.0011	70	0.174	1.498	1.994	○
	7.5	0.0011	69	0.140	1.189	1.995	○
	10	0.0013	68	0.006	0.052	1.995	○

*；○…有意水準0.05で無相関が棄却されない，×…有意水準0.05で無相関が棄却される

ても，第 1 Lag から相関性が棄却され，空間的相関の可能性がさらに低下した。

以上から，区画A・Bともに土壌特性の空間分布は，概ね斜面上の位置に依存しないランダムな分布であることが明らかとなった。したがって，kriging 法により補間を行って，詳細な土壌特性分布図を得ることは不可能である。

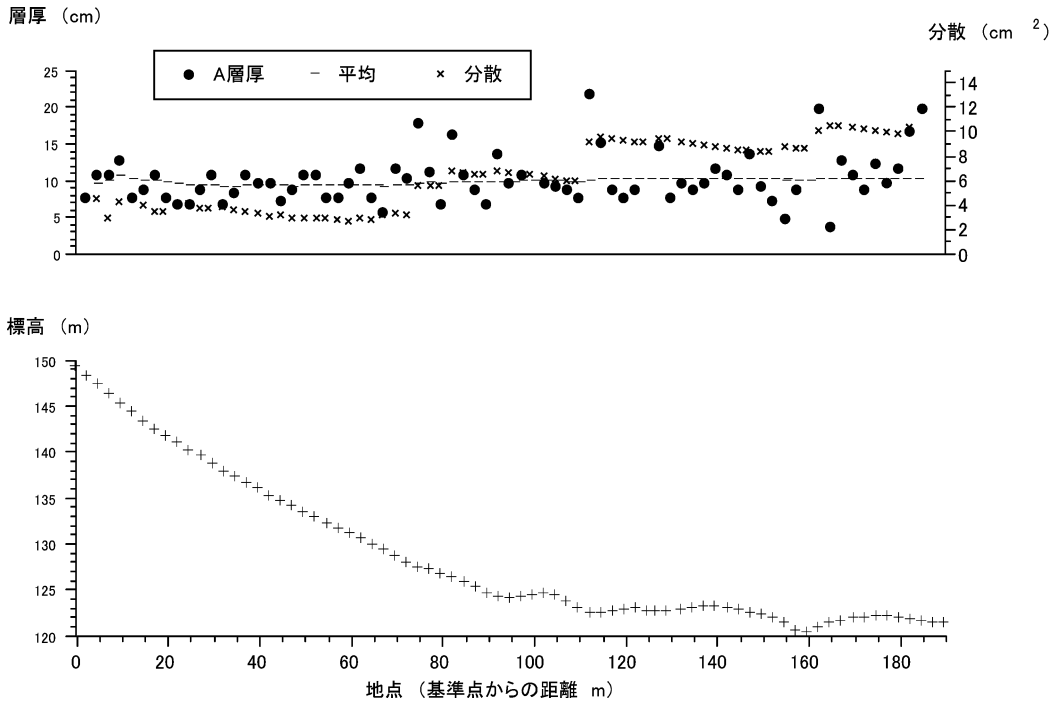


図4－18　区画Bのトランセクト上における標本数の増大に伴う平均と分散の変化（A層厚）

D．要　　約

蹄耕法により造成され放牧地として利用されてきた傾斜草地において，標高差約40 mで0.26 ha（130 m×20 m）の区画Aと，標高差は約30 mで0.38 ha（190 m×20 m）の区画Bを調査地に定め，土壌特性の空間変動について調査を実施した。調査項目はA，C層の層厚とA層の理化学性で，水平距離2.5 m間隔で土壌調査ならびにサンプリングを行った。土壌は降下火山灰を母材とする森林黒ボク土である。

両試験区ともに，0.10 m m^{-1}以下の緩斜面や0.40 m m^{-1}以上の急斜面を含み，起伏に富んでいる。特に区画Bにおいては，斜面の上部は平坦であり勾配が単調に減少するが，下部においては凹凸や傾斜方向が複雑に変化する特徴を示した。また勾配が最大，最小となる地点において，^{137}Cs含有量を測定したところ，その差は小さく大規模な土壌侵食や堆積が起こっていないことが確認された。したがって，地形変化は激しいが放牧草地として利用してきたために侵食による土砂移動が進行していない圃場であると位置づけることができる。

層厚やA層の理化学性の変動は，既存の報告と比較して大きな項目もあり，特に細粒分に関しては傾斜畑の事例を上回っていた。それらの空間分布について地形変化から説明するために，DEMから算出した地形特徴量と単相関分析を行った。体積含水率や飽和透水係数は勾配の変化率と有意な相関関係を示し，凹型地形ほど高水分状態で透水性が悪い土壌が分布している。またpHは標高と負の関係にあり，洗脱による酸性化が斜面上部ほど進行していることが示された。しかし両区画に共通して相関関係が認められた土壌特性は少なく，その空間分布は傾斜畑の場合よりも地形との関連性が不明瞭となっていた。さらに地形特徴量の勾配や勾配の変化率に基づいたモデル斜面を用いて，土壌特性の空間分布を類型化することを試みた。有意な結果は，A層厚，体積水分率と飽和透水係数のみに限定された。傾斜畑では地形と強い相関性を示した全炭素含有量や変動が相対的に大きな各粒径画分については，地形条件からそれらの空間分布について評価することはできなかった。地形の影響を受ける侵食による土壌物質が

抑制されていること，さらに耕耘によるかく乱が及んでいないことが，地形から空間分布を推定できない原因であると考えられた。

土壌特性の空間変動構造について Geostatistics を用いて検討したところ，ほとんどの特性ではサンプリング間隔である 5 m 以上において空間的な自己相関性が否定された。したがって，一般に土壌特性において有効とされる補間方法である Kriging の適応は，放牧採草地において不可能であると結論づけられた。

V．傾斜草地における土壌の均一化に向けた土壌改良について

A．はじめに

酪農地帯は，気象，地形，土壌などが作物栽培にとって厳しい条件の中山間地域に広がっている。そこで草地内の地形は変化に富む場合が多く，農作業機の走行性や作業効率や精度に対してマイナスに作用するために，牧草の生産管理がいっそう難しくなる（全国農地保有合理化協会，1996）[129]。さらに地形条件により土壌特性が異なることや水や養分の集散状況が場所によって変化するため，牧草の生育ムラが顕在化している草地が多数存在すると思われる。地域や圃場全体を対象とした牧草生育状況のバラツキや土壌水分などに関してリモートセンシング情報により推定した報告（北海道立根釧農業試験場，2006，Wang and Inoue, 2005）[130),131] はあるが，圃場内の牧草生育の空間分布や土壌特性の空間変動に関して，実際の圃場管理に役立つように，不良箇所を同定したり，その成因について検討した事例は見あたらない。

これらの問題を解決する手段として，土壌の空間分布に基づいた局所的な土壌改良や施肥，または起伏を修正する草地整備が有効である。前者は精密農法による圃場管理であり，圃場における牧草生育や土壌のモニタリング精度の向上や可変施肥機などの農作業機械の改良に比例して，その効果は高まる。また後者では，要因である地形変化を直接的に改修するために大きな効果が期待されるが，土壌が大規模にかく乱されことで造成後の土壌のバラツキが増大し，熟畑化にはかなりの年月を要する（北川ら，1988，：沖田ら，1993）[132),133]。したがってこの場合においても，局所管理の必要性が高い。そのためには，管理技術レベルに見合った信頼できる土壌マップが要求されている。圃場内の土壌を面的に把握するために，広域性に優れたリモートセンシング（畠中ら，1989，志賀ら，1989，畠中ら，1997）[134),135),136] や分光反射特性を利用した土壌センサの実用化（Wijaya et al., 2001）[137] が試みられているが，分解能の制約や再現性の問題をクリアするに至っていない。したがって土壌マップの作成には実際にサンプルを採取し分析することが不可避である。土壌の分析には時間や労力がかかるために，実用レベルの精度と迅速性を兼ね備えた土壌の空間分布の解析手段を確立することが，精密農法の適応における大きな課題である。

傾斜地での土壌特性分布の形成には，地形条件によって規定される土壌物質移動が深く関わっている。したがって土壌層厚や理化学性などの土壌特性分布を，地形条件から説明することが可能であると予見される。第Ⅲ章では耕作を継続してきた傾斜畑において，多くの土壌理化学性と地形形態を定量化した地形特徴量との間に強い相関関係が認められ，モデル斜面によりそれらの分布を類型化することができた。また第Ⅳ章では，地形変化が激しい草地において，地形と関連づけることができた土壌特性は，A 層厚や土壌水分，飽和透水係数に限られ，多くの土壌特性において空間的な自己相関性は見られなかった。これは土壌をかく乱する耕耘などを行わず草地利用を継続してきたため，侵食による土砂移動が抑制されてきたことに起因すると思われる。これらの結果は，土壌特性の空間分布と地形の関連性には，地形変化の程度だけでなくこれまでの土地利用形態が決定的な影響を及ぼしていると考えられた。

一般的な草地では数年ごとの草地更新が行われ，除草も兼ねた耕起による土層の反転と，土壌改良資材の混和と播種床の整地を目的とする耕耘や鎮圧作業が行われる。耕耘侵食（Tillage erosion）による土砂移動も不可避である。また耕起から播種後の牧草の成長段階までは，土壌表面が露出する裸地状態におかれるため，降雨

条件によっては水食が発生する。この様に土壌侵食や再堆積による土砂移動が生じやすく，土壌をかく乱する人為的なインパクトと相まって，土壌特性の空間分布やそれらの地形との関連性については永年草地とは異なることが予想される。そこで傾斜草地を対象として，土壌特性の空間変動の実態を明らかにする。さらに局所管理にとって不可欠な，土壌特性の空間分布の推定や類型化について地形情報や Geostatistics の有効性について検証する。

B．調査圃場および調査方法

a．調査圃場

十勝岳連峰の南側山麓に展開する丘陵地帯は，畑作酪農混合地域を形成している。起伏の変化が激しいため，改良山成畑工による地形改修を行った農地も見られる。この地域（中富良野町ベベルイ地区）において，原地形を維持しながら採草地として利用している傾斜草地を調査圃場として選定した。土壌は火砕流堆積物を母材とする中粒質な褐色森林土である。上富良野町傾斜畑（第Ⅲ章）の近隣であり，気象条件はほぼ同様で，春から夏期にかけては降水量が少なく秋期にまとまった降水が観測される。

対象とした草地はおよそ 60 年間利用されており，草地更新はこれまで 8 〜10 年周期で行われてきており，近直の更新は 1998 年であった。今回，雑草の侵入により草種が変化し収量も低下してきたため，調査後には更新を予定していた。

図 5−1 に示すように，面積およそ 1.2 ha の調査圃場は，標高 400〜414 m の範囲にある。南西向きの斜面を構成しており，中央付近に尾根筋が見られる。最大の勾配は 0.20 m m^{-1} 程度とあまり急ではないが，その傾斜部付近では凹凸の変化によって作業性の悪い箇所であることが，農家によって指摘されている。

b．土壌断面調査方法と理化学性の分析

2005 年 10 月 5 〜 7 日にかけて，地形条件を勘案して複数の箇所で土壌断面調査を行い，層位ごとに土壌試料を採取した。また図 5−1 の様

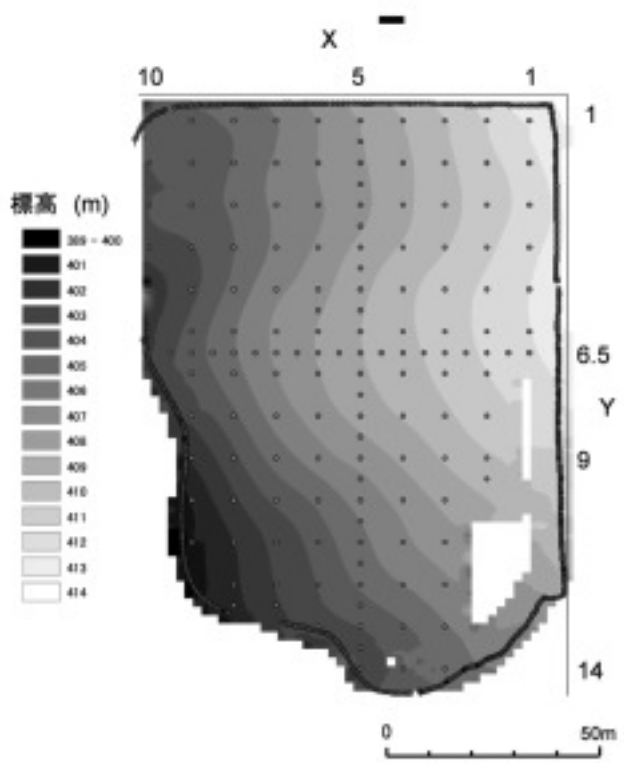


図 5−1　調査圃場の概要

に 10 m 間隔の格子状にサンプリング地点を設定し，耕起の対象となる地表面から深さ 0.28 m までの土壌を採取した。主傾斜とそれに直行する方向，さらに圃場端部では格子点の中央（5 m 間隔）においても土壌試料を採取したため，調査地点の総数は 147 地点となった。サンプリングは，長さ 0.3 m，幅 0.2 m で深さ 0.28 m の土壌を切り出し，充分に混和した後一定量を採取した。

採取した土壌試料は実験室に持ち帰り，風乾後に 2 mm フルイを用いて調整し，以下の分析に供した。分析項目は主に，pH（1：2.5 水抽出），可給態リン酸（Bray No.2 法），NC アナライザーによる全炭素含量及び全窒素含量である。また草地更新に伴って，酸性改良やリン酸の補給などの土壌改良に必要な資材量を算定するために，炭酸カルシウムを用いた緩衝曲線法やリン酸アンモニウム液法によりリン酸吸収係数を求めた。

c．地形解析と斜面の形態・位置による分類（モデル斜面）

地形解析に当たって必要となる地表面の高度情報は，RTK-GPS と IMU（Inertial Measuring Unit；姿勢と加速度を求める慣性計測装置）を搭載したロボットトラクターにより取得した。RTK-GPS は基地局との通信によって座標系の修正を行うため，水平方向および鉛直方向の誤差は，それぞれ 2 cm，数 cm である。往路と復路の間隔が 2 m で主傾斜と直行する方向（Y 軸と平行）にトラクターを走行させた。そして走行方向においておよそ 0.9 m 間隔の位置情報を抽出し，IMU により測定したトラクターの姿勢角度に応じて補正した高度を算出した。また圃場の境界部分については有人走行によって位置情報を取得した。

得られた地形情報について，表 5－1 に記載する手順により ArcGIS を用いて DEM を作成した。標高は連続的に変化するため推定されるセミバリオグラムは，nugget が小さくトレンドを含んでいる。したがって DEM の作成に当たっては，トレンドの除去が行える Universal kriging を適用した。Kriging の詳細な設定は，試行錯誤の結果，最終的に表に示す条件が適当であると判断した。なお DEM サイズに応じて地形特徴量の計算結果が異なるため，0.5，2.0，5.0，10.0，20.0 m の 5 種類の DEM を作成した。これらの DEM から求めた地形特徴量は，勾配（Slope），勾配の変化率（Profile Curvature; PROFC, Plan Curvature; PLANC, Laplacian; LAP），上部斜面面積（Upslope Area）である。Upslope Area とは，地点（DEM サイズを一辺とする正方形のセル）の傾斜方向を算出したのち，注目するセルに到達するセルの総数である。つまり SCA と同様に，集水面積に相当する地形特徴量である。

さらに 2.0 m-DEM により算出された地形特徴量を基準に，図 5－2 に記載する手順により 5 つのモデル斜面に分類した。これは Dalrymple の考え方を応用した分類であり，地形変化量を相対的に評価し位置関係を考慮してモデル斜面を適用した。斜面上部から，勾配の小さな稜線部（INTERFLUVE; Inf），凸型が発達した凸型クリープ斜面（CONVEX CREEP SLOPE; Ccs），急勾配となる等斉輸送斜面（TRANSPORTATIONAL MIDSLOPE; Tms），凹型が発達した崩積性緩斜面（COLLUVIAL FOOTSLOPE; Cfs），緩勾配で低部に位置する沖積性緩斜面（ALLUVIAL TOESLOPE; Ats）が複合斜面を形成していると仮定した。なお 2.0 m-DEM を用いた根拠は，結果に明記するが土壌特性と相関関係が強いこと，実測データの不足による圃場縁辺部の非対応領域が少ない

表 5－1　ArcGIS により DEM を作成した条件の設定一覧

	0.5m-DEM	2 m-DEM	5 m-DEM	10m-DEM	20m-DEM
Kriging 手法	Universal kriging 線型モデル	Universal kriging 線型モデル	Universal kriging 線型モデル	Universal kriging 線型モデル	Universal kriging 線型モデル
計算に用いた実測値　半径	5 m	5 m	5 m	5 m	
データ数	（8 点）	（8 点）	（8 点）	（8 点）	12点

全てのサイズの DEM の作成には X 方向が 2 m，Y 方向が0.9m 間隔で測定した高度データを用いた。

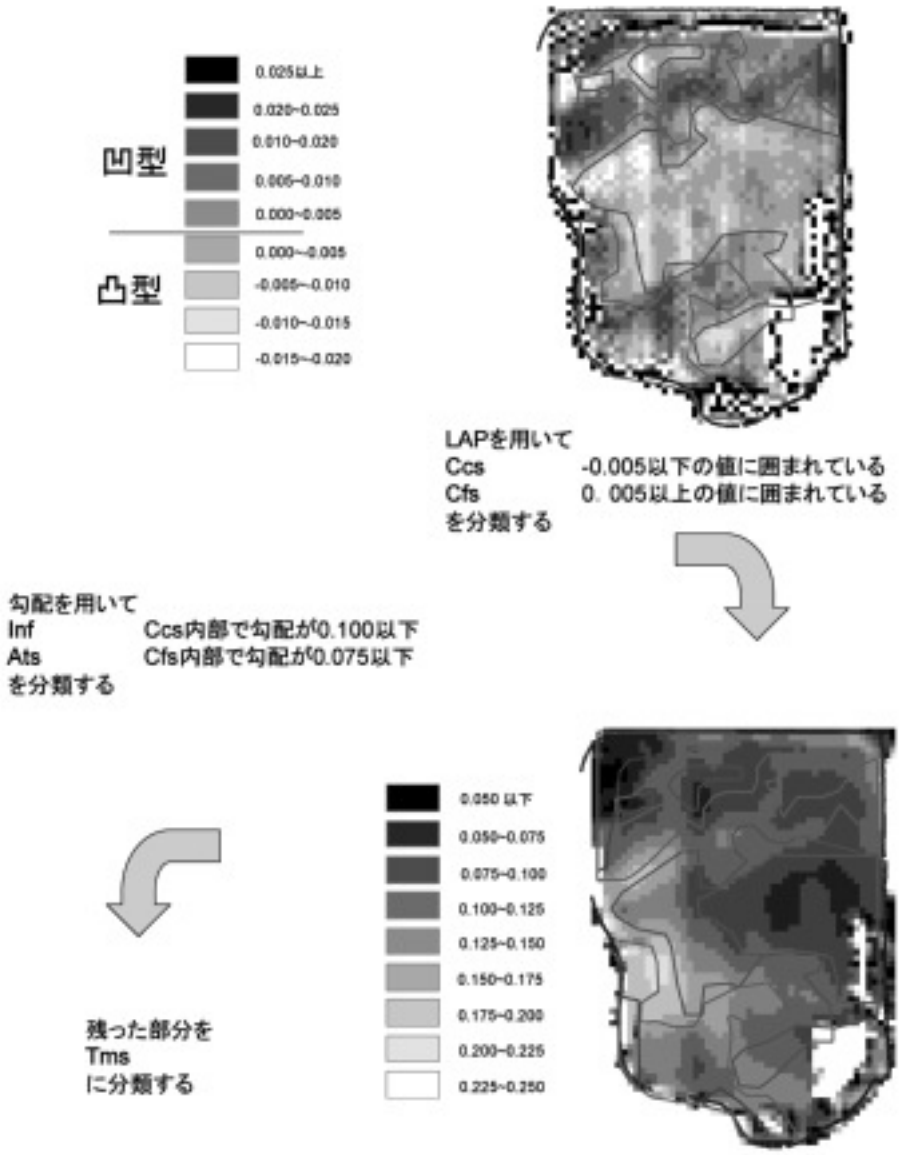


図5－2　モデル斜面による地形分類

ことを考慮した。

d．土壌特性の空間変動性の解析

土壌特性の分析値や地形特徴量の算出値について，それぞれ以下のデータ処理を行った。

・統計分析

平均，標準偏差，分散，変動係数等の基本統計量を計算した。確率密度分布特性として正規分布への適合度を χ^2 検定により行った。また t 検定による母平均の区間推定を応用し，必要サンプル個数を求めた。

・相関分析

それぞれの土壌特性値と地形特徴量の間において相関係数を計算し，無相関について t 検定を行った。

・分散分析

それぞれの土壌特性値に対して，モデル斜面を水準とした一元配置の分散分析を行った。なおそれぞれの水準間の平均値の差については Welch の方法を，母分散の差については F 検定を用いた。

・Geostatistics
測定値についてセミバリオグラム（$\hat{\gamma}(h)$）を計算し，それぞれの土壌特性の空間変動構造を評価した。またセミバリオグラムを推定し（$\hat{\gamma}(h)$），kriging により詳細な土壌特性分布図を作成した。なおセミバリオグラムの推定と Kriging の計算においては，GS＋Geostatistics for the Environmental Sciences（Gamma Design Software）を利用した。

C．結果と考察

a．調査圃場の地形解析

2 m-DEM から算出した地形特徴量について統計分析した結果を表 5－2 に示す。平均勾配が 0.11 であり，0.20 以上の相対的に急な斜面は全体の 10%程度であった。勾配の変化率の平均は負の値（凸型）を示すが，その絶対値は 0.0006 以下（水平距離 10 m において勾配が 0.1 から 0 に変化した場合で 0.01 となる。）とほとんど 0 に近い平坦面であるが，歪度が正でありやや凹型の斜面が出現する頻度が高い。変動幅が大きな LAP においても，平坦な地表面を示す－0.005～0.005 の範囲に 50%の地点が分布しており，傾斜畑や放牧草地の事例に比べて急斜面を含んでおらず，地形変化が緩慢であることが認識された。

稜線付近（Y＝ 6 ）の下部斜面を中心に凸型斜面が分布しており，その周囲は凹型斜面となっていた（図 5－3）。さらに急勾配斜面は凸型から凹型に変化する下部斜面に集中していた（図 5－4）。平坦な斜面は稜線上の上位斜面と標高が 404 m 以下から圃場下端にかけて分布しており，それぞれ Inf と Ats のモデル斜面に分級された（図 5－5）。凹型の特徴から Cfs に分類された斜面は全体の 30%に及んでおり，Ccs や Tms を取り囲むように分布しているが，特に北側の斜面では圃場の上端部分にまで入り込んでいた。

b．土壌断面調査結果

耕起によってかく乱を受けた深さはおよそ 28 cm で，反転により埋没した腐植を含んだ前表土が下層との境界付近に不連続に存在していた（図 5－6）。この Ap 層の地表面から深さ 15 cm までは，耕耘の影響と思われる土壌構造の相違により Ap1 層に細分された地点もある。深さ 5 cm までは牧草の根がマット状に密集していた。断面内の最下層は石英砂や黒色の岩片が混じる風化の進んだレキに富んでおり，粗粒質な C（CB）層が存在していた。なおこの層位までの深さは，地点間によって異なっており，稜線部付近の地点（6.5，6.5）や急勾配を示した地点（8，9）では浅く（41 cm），低平部（10，5）や凸型だが緩勾配を示す地点（5，4.5）ほど深かった（75，82 cm）。稜線部付近での土壌断面調査と理化学性の分析結果を図 5－7 に示す。深さ 29 cm までは草地更新においてかく乱された Ap 層であり，下層土に比べて有機物に富んでいる。いずれの地点でも Ap 層直下から有機物をほとんど含まない B 層が存在しており，Ap 層は原 A 層と B 層土が混合されて形成されたものと考えられた。また深さ 45 cm からは，砂質土の C 層が存在していた。この層は乾燥密度が 1.5 Mg m^{-3} 以上と大きく，貫入抵抗値は

表 5－2　地形特徴量についての基本統計量

	SLOPE mm^{-1}	PROFC mm^{-2}	PLANC mm^{-2}	LAP mm^{-2}	Upslope Area × 4 m^2
平均	0.110	－0.0003	－0.0003	－0.0006	21.4
標準偏差	0.030	0.003	0.006	0.008	43.3
分散	8.8E-04	1.2E-05	3.9E-05	6.4E-05	1871.15
尖度	0.65	1.48	5.01	2.81	26.89
歪度	0.70	0.17	1.35	1.30	4.90
最小	0.043	－0.010	－0.017	－0.015	0.1
最大	0.203	0.012	0.028	0.030	317.8
変動係数(%)	27.1	－	－	－	202.5
標本数	117	117	117	117	117

2 m-DEM を用いた

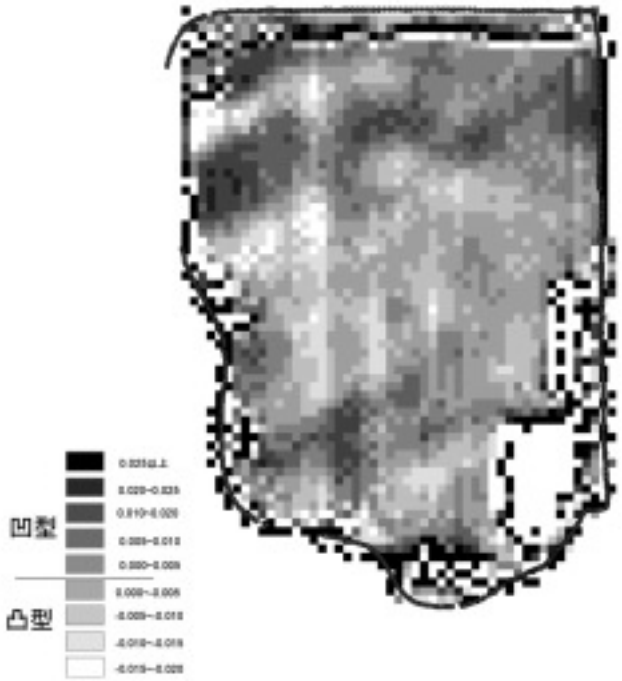


図 5－3　調査圃場の起伏の状況
（LAP の分布）

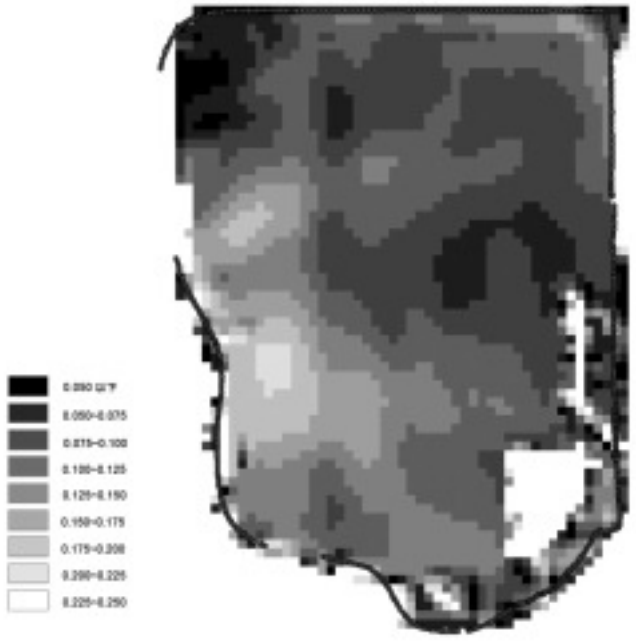


図 5－4　調査圃場の勾配の分布

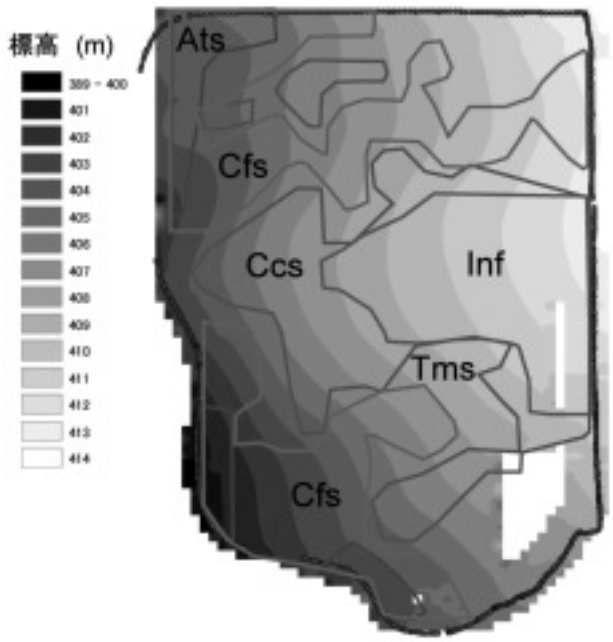


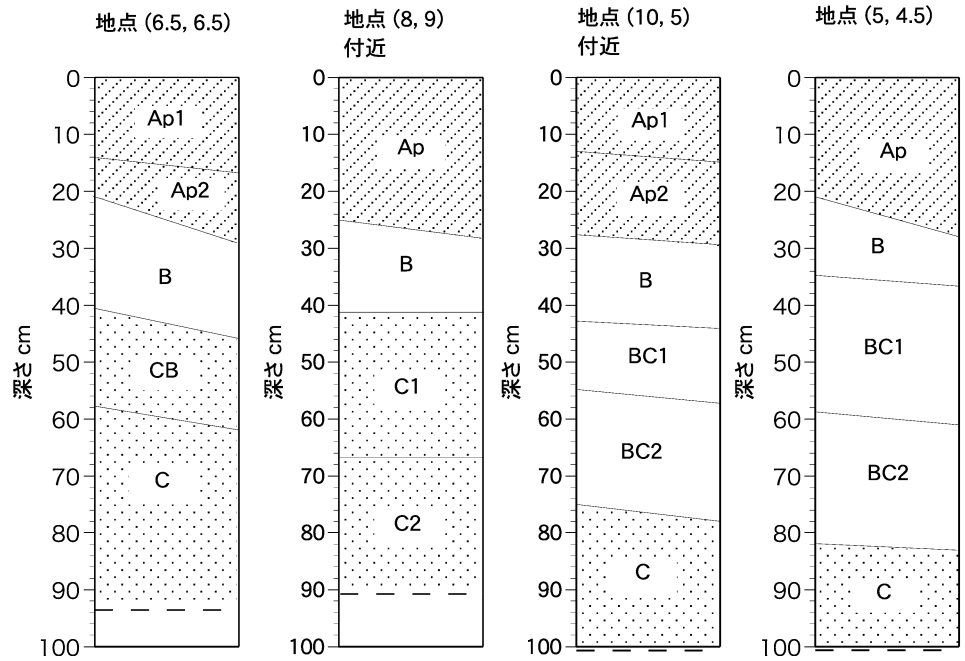
図 5−5　モデル斜面による領域の区分

根の伸長が困難となる 2 MPa を超え，検出限界である 2.5 MPa にまで達していた。Ap 層の可給態リン酸は 400 mg kg^{-1} 以上であり，牧草の生育にとって特に問題となるようなレベルではなかったが，B 層以下の下層土では，100 mg kg^{-1} にまで急減していた。リン酸吸収係数に関しては，深さ 1 m 以内の土壌断面内ではほぼ一様であった。また pH については，Ap1 層は値が小さく明酸性を呈し，B 層にかけて増加する。そして CB 層以下では，再び 5.0 までに減少する鉛直分布が観察された。これは草地更新の際に Ap1 層を対象として酸性改良が実施されるが，その後の牧草による栄養塩類の吸収と溶脱によって酸性化が進行したためである。

c．調査圃場全体の土壌特性の分布

pH の確率分布は正規分布に従い，平均 5.64 で，変動係数は 5.7%であった（表 5−3）。これまでに報告されている変動係数の範囲内であり，傾斜畑や放牧草地の値と比べても大きな差はなかった。調査圃場から 30 km 離れた酸性褐色森林土である傾斜畑の平均 pH は 6.14 であった。土壌や地形条件が異なるため単純に比較はできないが，黒ボク土の放牧草地では平均で 5.00 を下回っており，ここで求められた平均値は両者のほぼ中間となる。草地更新においては pH の目標値を 6.5 に定め，石灰資材散布による酸性改良を奨励しており，これらの差は洗脱による酸性化を示唆するものである。さらに pH では 6.60 の最大値から最小の 5.02 の変動幅があり，各地点における酸性化の進行状況が異なっている。図 5−8 からその空間分布は，近接する複数の地点内で差が小さく，連続的に変化するような傾向が観察された。なお pH 6.50 を越えたのは 2 地点に限定され，今回の草地更新においてもほぼ全体で酸性改良が必要となる。

一方，可給態リン酸については変動係数が 50%と他の化学性に比べて大きいが，Becket and Webster (1971)[1] が示した 40〜45%をやや上回る程度に過ぎない。つまりリン酸は本質的に大きな変動を示す化学性である。歪度は正の大きな値となりその確率分布は大きな値に長い裾を持つような分布形状を示し，正規性が棄却された。図 5−9 に示す空間分布においては，1000 mg kg^{-1} 以上の地点は低所側に集中し，500 mg kg^{-1} 以下の地点は高所側に広く分布するような特徴を示した。北海道の施肥基準（北海道農政部，2004)[138] では，200〜500 mg kg^{-1}



調査地点	勾配	LAP	モデル斜面
(6.5, 6.5)	0.091	−0.005	Inf
(8, 9)	0.203	0.001	Tms
(10, 5)	−	−	Ats
(5, 4.5)	0.111	−0.008	Ccs

(10,5)は地形特徴量を算出できなかったが平坦な地点であることを断面調査時に確認している。

図 5−6　各地点における土壌断面調査結果

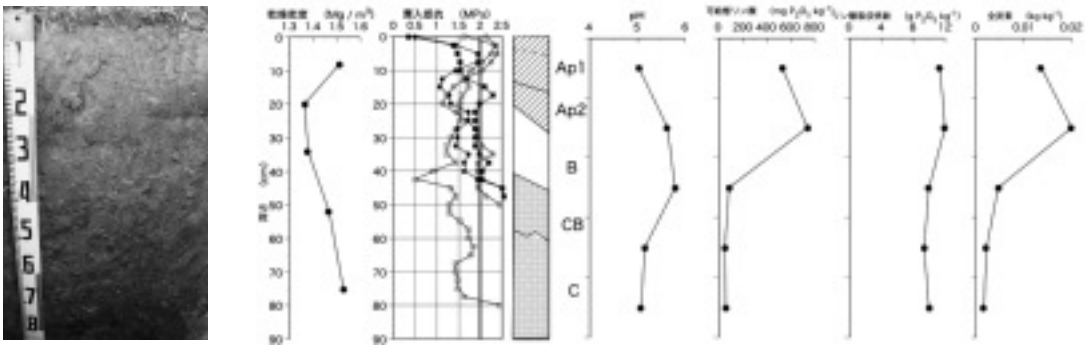


図 5−7　地点（6.5，6.5）(Inf) における土壌断面および土壌特性の鉛直分布

表 5－3　土壌特性についての基本統計量

	pH	可給態リン酸 mg kg^{-1}	全炭素含量 kg kg^{-1}	全窒素含量 kg kg^{-1}	C/N
平均	5.64	510	1.56	0.13	11.8
標準偏差	0.32	257	0.40	0.03	1.2
分散	0.105	66066.2	0.156	0.001	1.46
尖度	0.10	6.31	1.86	2.78	1.09
歪度	0.52	1.72	−0.62	−0.60	0.90
最小	5.02	134	0.16	0.01	9.3
最大	6.60	1953	2.58	0.24	15.8
変動係数(%)	5.7	50.4	25.3	25.0	10.2
標本数	147.0	147.0	146.0	146.0	146.0
正規性	○	×	○	○	×

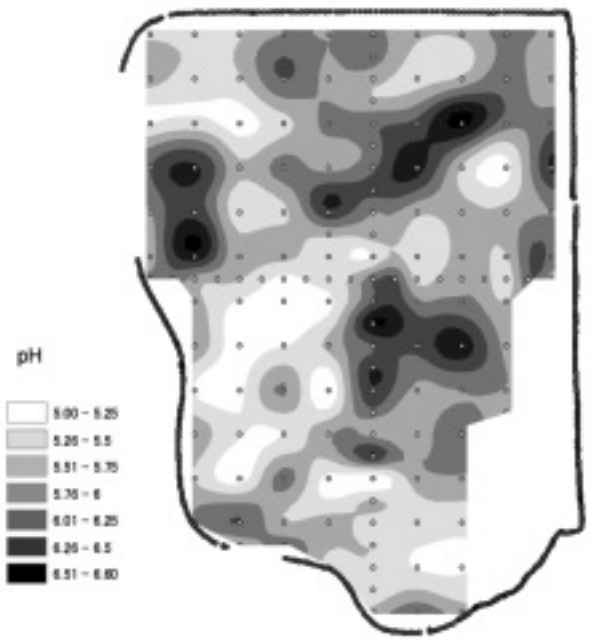


図 5－8　pH の空間分布

を標準とし 700 mg kg^{-1} を越える非火山性鉱質土壌では，リンの施肥は必要ないと定めている。平均値（510 mg kg^{-1}）でも標準値を上回っており，25 地点では 700 mg kg^{-1} 以上と，草地土壌としてはリン酸に富む状態にあった。土壌診断時のサンプリング場所やその反復地点数にもよるが，低い分析値に合わせて均一にリン酸を施肥すると，明らかに環境への負荷の発生源となる地点も存在することになろう。

全炭素含量や全窒素含量の変動係数は 25%で，傾斜畑の 40%の 2/3 となるが，これまでに報告された変動係数や放牧草地と比べて特に小さな値ではなく，逆にⅢ章で対象とした傾斜畑において，激しいバラツキが生じていることを示す参照値が得られる結果となった。それらの確率分布は尖度が大きく，歪度が負で平均よりも小さな値に偏った分布であるが，大きく正規性から逸脱した分布ではない。また図 5－10 に示す空間分布は，近接する地点間で値が急変する部分も存在するが，特徴的な傾向を見出すことが難しかった。C/N 比については，およそ 9～16 の範囲に分布し，歪度が 0.90 と 14 を越え

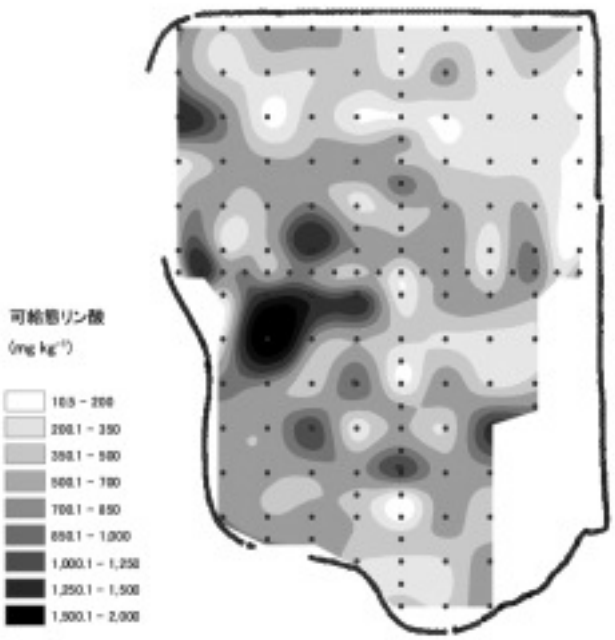


図 5－9　可給態リン酸の空間分布

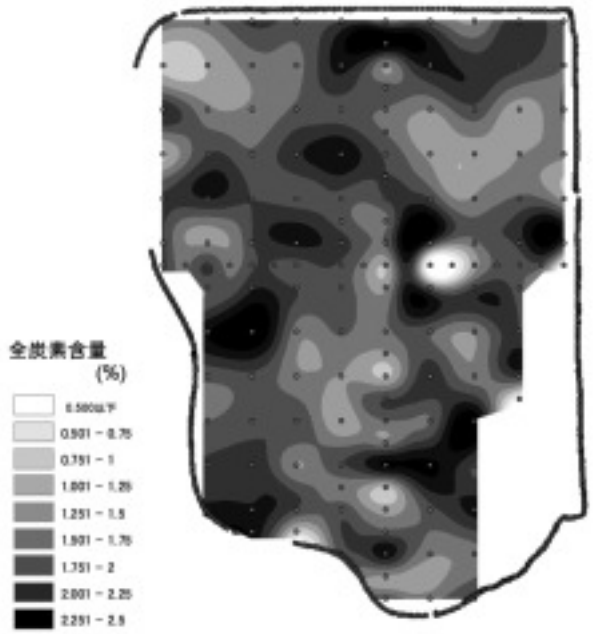


図 5－10　全炭素含量の空間分布

る 6 地点を含んでいたため正規分布が棄却された。しかし変動係数は 10.2%であり，相対的にバラツキの小さな土壌特性であった。

d．土壌特性分布と地形の関係

変動係数を基準として空間変動のバラツキを評価すると，可給態リン酸，全炭素含量・全窒素含量，C/N，pH の順に減少するが，変動係数が最大となった可給態リン酸と最小の pH についてのみ，地形特徴量との間に有意な相関関係が認められた(表 5－4)。これらの土壌特性の空

表 5－4　地形特徴量と土壌特性の単相関分析結果

DEM サイズ	地形特徴量	pH	可給態リン酸	全炭素含量	全窒素含量	C/N
0.5m-DEM	SLOPE	−0.13	0.31**	0.17	0.11	0.03
	PROFC	0.07	−0.18	−0.01	0.04	−0.13
	PLANC	0.13	−0.11	0.08	0.12	−0.10
	LAP	0.11	−0.19*	0.03	0.09	−0.14
2 m-DEM	SLOPE	−0.14	0.32**	0.18	0.12	0.06
	PROFC	0.14	−0.30**	−0.10	−0.04	−0.15
	PLANC	0.20*	−0.19*	0.00	0.06	−0.16
	LAP	0.22*	−0.27**	−0.05	0.03	−0.19*
	Upslope Area	−0.14	−0.02	−0.01	−0.04	0.03
	標高	0.20*	−0.26**	−0.19*	−0.07	−0.21**
5 m-DEM	SLOPE	−0.11	0.29**	0.17	0.10	0.06
	PROFC	0.14	−0.32**	−0.05	0.02	−0.17
	PLANC	0.20*	−0.17	0.00	0.05	−0.16
	LAP	0.21*	−0.29**	−0.03	0.04	−0.20*
	Upslope Area	−0.13	−0.03	0.06	0.04	−0.02
10m-DEM	SLOPE	−0.23*	0.38**	0.20*	0.13	0.09
	PROFC	0.11	−0.24*	0.00	0.01	−0.05
	PLANC	0.18	−0.25*	−0.01	0.08	−0.25
	LAP	0.18	−0.29**	−0.01	0.06	−0.20
	Upslope Area	0.06	−0.12	0.08	0.15	−0.26**
20m-DEM	SLOPE	−0.01	−0.16	0.07	0.17	−0.30*
	PROFC	0.13	−0.24	−0.15	−0.08	−0.15
	PLANC	0.44**	−0.43**	0.08	0.15	−0.29*
	LAP	0.37**	−0.41**	−0.02	0.06	−0.27

間分布について，地形との関係から検討する。可給態リン酸については，急勾配で凸型の形状が発達した地形条件ほどその値が増加する傾向にあった。つまり侵食作用が卓越しやすい地形条件ほど，可給態リン酸量が高まることになる。リン酸は土壌中で溶解しにくく可動性の低い養分であり，凸型の斜面で基準値以上に集積している事実は，施肥などによる人為的な作用でしか説明することができない。部分的に多く施用したのか，牧草の吸収量の地点間差を反映したものか，収量および牧草中の含有量に関するデータがないために言及することはできない。pH の空間分布に対しても地形特徴量によって関連づけることができた。PLANC や LAP といった勾配の変化率との間に，有意な正の相関が見られた。つまり散水しやすいような凸型の地形条件ほど，土壌の pH が低くなる傾向にある。草地における酸性化は，肥料に随伴するアニオンによって土壌溶液中の交換性塩基の濃度が高まり，牧草による吸収や溶脱によって消失することがその原因とされている（日本土壌肥料学会北海支部編，1999）[139]。永年草地でも標高や PLANC と負の相関があり，斜面上方からの流入が少なく溶脱が卓越する凸型の斜面ほど酸性化が進行しやすいことを反映し，傾斜草地ではこの様な地形と関連した空間分布を形成したと推察された。さらに宝示戸と西宗（1990）[140]は，Al による根の障害によって，少雨年ほど酸性化による収量の低下が増大することを説明している。これを空間分布に置き換えれば，凸型の斜面は乾燥しやすい傾向にあり，低 pH と相まって酸性障害が助長され，地点間の生育差が拡大すると考えられた。

全炭素含量，全窒素含量や C/N については，標高と負の相関が見られたが，地形形態を定量化した勾配や勾配の変化との間では有意な相関関係はあまり見られなかった。永年草地でも同様の結果であり，pH や全炭素含量ともに地形

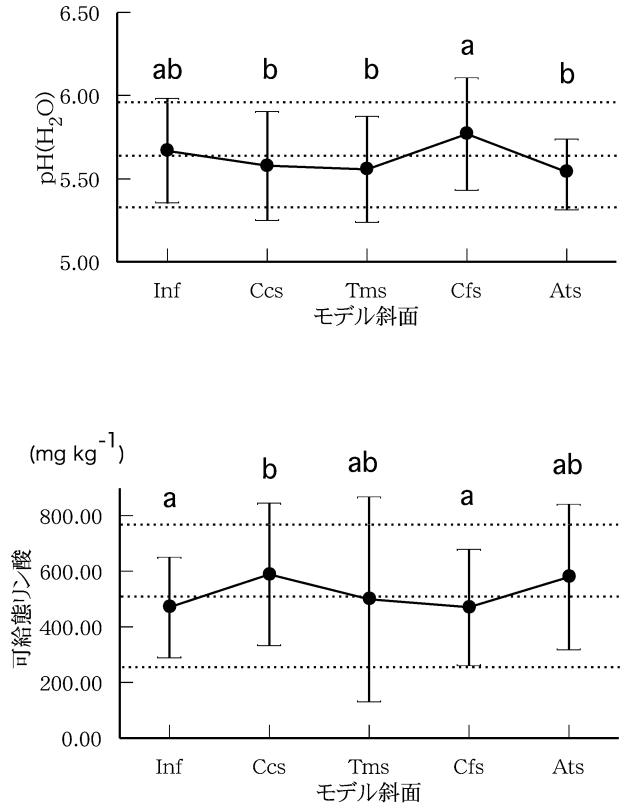
特徴量と高い相関関係が見られた傾斜畑の結果と対照的である。土砂自体の移動が草地として利用するために抑制されたこと，水（溶液）の移動は土地利用形態に関わらず地形によって規定されやすいことを反映したのであろう。

表5−4に示すようにDEMサイズによっては相関性が低下しており，0.5 mでは勾配の変化率が，20 mでは勾配が，それぞれpHや可給態リン酸と有意な相関関係が失われた。地形サイズの再現性に加えて大きなサイズのDEMでは外縁部の計算ができないために，0.5 m-DEMでは114地点に対し20 m-DEMでは中央付近に存在する49地点に制限される。49地点に限定すると，Atsが除外され地形形態の多様性が失われるが，全てのDEMサイズで算出した地形統計量について相関係数を求めた（表5−5）。20 m-DEMで相関係数が大きくなったPLANCやLAPは，2.0〜10 m-DEMの結果を下回った。また0.5 mで見られた勾配と可給態リン酸の有意な相関関係が失われ，10 m-DEMが相対的に大きな相関係数を示した。したがって本調査地においては，2.0〜10.0-DEMがpHや可給態リン酸の変動を評価するのに適当であった。

空間分布を推定するため地形特徴量を用いた重回帰分析を試みたが，相関関係が認められたpHと可給態リン酸についても，有効なモデルを導き出すことはできなかった。そこで次に，モデル斜面による土壌特性の空間分布の類型化の妥当性について検証した。分散分析の結果から，モデル斜面に分級することで統計的に変動が減少したと判断されたのはpHと，単相関分析からは有意な関係を見出すことができなかった全窒素含量であった。勾配やLAPなどと有意な相関関係が見られた可給態リン酸は，分散分析では思わしい結果が得られなかった。これはTmsの分散が特異的に増大したことによるものである。そこでそれぞれの組み合わせでモデル斜面間の母平均の差について検定を行ったところ，図5−11に示すようにいくつかのモデ

表5−5　DEMサイズごとの地形特徴量と土壌特性の単相関分析結果

地形特徴量	DEMサイズ	pH	可給態リン酸	全炭素含量	全窒素含量	C/N
SLOPE	0.5m	0.04	0.19	0.06	0.06	−0.20
	2 m	0.03	0.20	0.05	0.05	−0.19
	5 m	0.02	0.22	0.06	0.05	−0.17
	10m	−0.02	0.27	0.09	0.06	−0.11
	20m	−0.01	−0.16	0.07	0.17	−0.30*
PROFC	0.5m	0.15	−0.27	0.02	0.05	−0.21
	2 m	0.33*	−0.47**	−0.21	−0.20	0.07
	5 m	0.29*	−0.46**	−0.11	−0.11	0.02
	10m	0.31*	−0.58**	−0.05	−0.04	−0.02
	20m	0.13	−0.24	−0.15	−0.08	−0.15
PLANC	0.5m	0.19	−0.23	−0.12	−0.05	−0.21
	2 m	0.42**	−0.39**	−0.15	−0.08	−0.19
	5 m	0.39**	−0.37**	−0.12	−0.05	−0.20
	10m	0.45**	−0.45**	−0.04	0.02	−0.21
	20m	0.44**	−0.43**	0.08	0.15	−0.29*
LAP	0.5m	0.21	−0.31*	−0.05	0.01	−0.26
	2 m	0.46**	−0.51**	−0.21	−0.16	−0.10
	5 m	0.40**	−0.47**	−0.13	−0.09	−0.13
	10m	0.45**	−0.56**	−0.05	0.00	−0.16
	20m	0.37**	−0.41	−0.02	0.06	−0.27
Upslope Area	2 m	−0.07	−0.12	0.18	0.18	−0.04
	5 m	−0.02	−0.17	0.15	0.19	−0.20
	10m	0.15	−0.30	0.14	0.21	−0.27



破線：　上段　標本平均+標準偏差
　　中段　標本平均
　　下段　標本平均−標準偏差
●　：　モデル斜面内の標本平均で上下の横線は標本平均±標準偏差を示す。
　　図中のアルファベットは母平均に有意差（α0.05）が認められた。

図 5−11　土壌特性のモデル斜面間の相違

ル斜面間では有意な差が確認された。分散分析で棄却された全炭素含量についても，Inf は Tms に比べて有意に小さいことが認められた。モデル斜面による分級は，第Ⅲ章の傾斜畑と同程度に有効であるとは言い難い。続いて具体的な土壌改良や施肥において局所管理に実施する場合の地形解析の寄与について検討する。

e．土壌のバラツキを軽減する方策

草地の更新に当たっては，酸性改良やリン酸資材や有機質資材が必要であり，投入量について事業計画で基準化されている（日本草地畜産協会，1999）[141]。本論文では酸性改良の目標 pH 値を 6.50 に設定し，炭酸カルシウムを用いた緩衝曲線法により中和石灰量を算出した。pH の値を考慮して 3 サンプルについて行った図 5−12 の試験結果から，グラフ上の立ち上がりの部分を線形回帰し，勾配の最低値を採用し必要となる炭酸カルシウム量を pH の関数として求めた。

$$F_{caco_3} = M_s \times x \times \frac{1000}{10} \times 10^{-6}$$

F_{caco_3}：必要な炭酸カルシウムの量　kg ha^{-1}

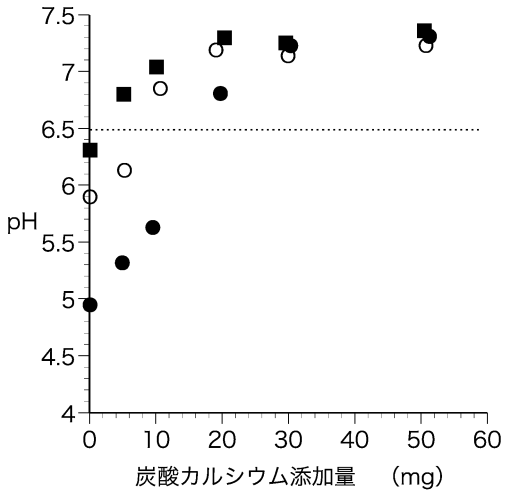
M_S：中和する土壌重量　kg ha^{-1}

M_s：$\rho_{dj} \times 10^3 \times d \times 10000$

ρ_{dj}：土壌の乾燥密度　Mg m^{-3}

d：対象とする深さ　0.15 m

x：緩衝曲線から読み取った



pHの値に基づいて代表的な3サンプルについて実験をおこなった。

図5－12　炭酸カルシウムを用いた緩衝曲線

炭酸カルシウム必要量 mg/10 g 乾土

$$x=\frac{(6.5-pH_i)}{a}$$

pHi：pH の実測値

a：現状土の緩衝曲線から求めた勾配 0.073

リン酸資材量の算出については以下の式を用いた。

$$Y=150+0.05\times A+B$$

Y：リン酸 P_2O_5 の施用量　kg ha^{-1}

A：リン酸吸収係数　mg/100 g

B：可給態リン酸量に応じた定数

500 mg kg^{-1} 以下　→ B ＝50

500～1000 mg kg^{-1} → B ＝25

1000 mg kg^{-1} 以上 → B ＝0

なおリン酸吸収係数については，土壌断面内での鉛直変化が小さいことから，改良の対象となる土層の 12 サンプルを抽出し分析したところ，その変動は小さいため，637 で一定とした。可給態リン酸量に応じて 3 段階の値となるが，全ての地点の分析値は 100 mg kg^{-1} 以上であるため，草地更新のリン酸資材の補給においては，一定量を散布すればいいことになり，場所ごとに可変する必要はない。そこで通常の施肥基準について検討する。

可給態リン酸 200 mg kg^{-1}以下　150 kg ha^{-1}

200～500 mg kg^{-1} 100 kg ha^{-1}

500～700 mg kg^{-1}　50 kg ha^{-1}

700 mg kg^{-1}以上　0 kg ha^{-1}

分析を行った 147 地点において，標本平均値を用いてそれぞれ必要となる炭酸カルシウム量の過不足分を見積もったところ，図 5－13 のように過剰あるいは不足する地点が散在している。500 kg ha^{-1} 以内におさまる部分は，全体の 38％の面積に過ぎず，適正な pH 条件に整えるためには局所的に可変して散布することが必要である。ここで算出に用いた平均値は 147 地点のものであり，通常のサンプリングに比べてはるかに多い。土壌のサンプリングは，中央部と対角線上で 5 点ほど採土する方法が一般的である（土壌環境分析法編集委員会編，1997）[117]。そこでこの対角線法に相当する図 5－14 の 5 地点，比較のため地形を考慮して設定した 5 地点の pH の平均値から炭酸カルシウム量を求めた。やはり表 5－6 のように適性部分の割合はほとんど変わらず，対象とした圃場全体としても 190 kg 不足，または 50 kg 過剰となる。圃場の形状に応じて単純にサンプリング地点の間隔が大きくなるように配した対角線法よりも，地形を考慮して定めた方が，147 地点から求めた平均値に近く，圃場の平均を求める場合の配列に関しては優れていると推察された。しかしながら pH 測定値が変動するため，例え母平均を採用したとしてもかなりの割合で過不足が生じるのは避けられない問題である。そこでモデル斜面，複数のモデル斜面ごとの平均値に基づいた可変散布を想定して，過不足量を算出した。なおモデル斜面の形状は複雑であり，実際の施用が困難となることが予想されるために，モデル斜面の分布を考慮して図 5－14 の様に 3 つの矩形の領域に分割した。領域 1 は Cfs が主体で，領域 2 はほとんどの Inf と Ccs が分布する，領域 3 は Cfs を主体とし Ccs や Tms も分布する領域である。表 5－7 の様に，pH では領域 1 と 3 の間で有意な差が認められ，その両領域では分散の低下が確認された。酸性改良に必要となる炭酸カルシウムの平均値は表 5－8 に示すよ

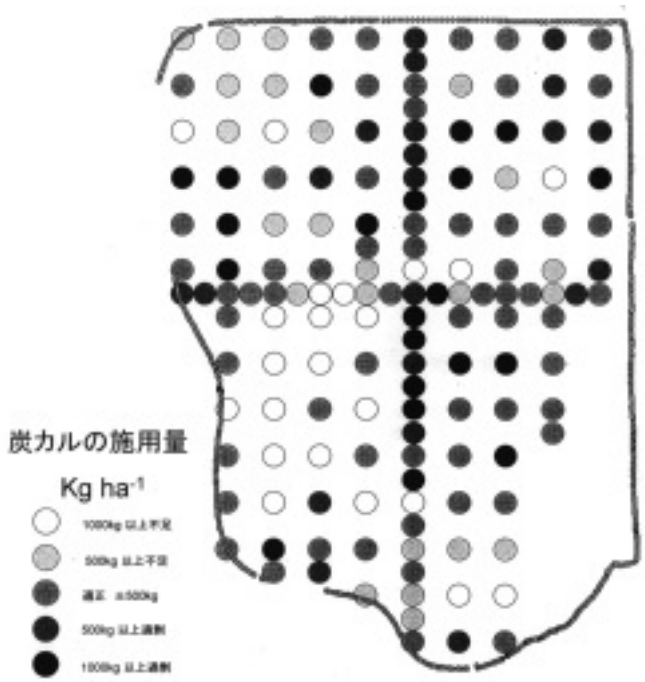


図 5－13　見積もられた炭酸カルシウムの過不足量の分布

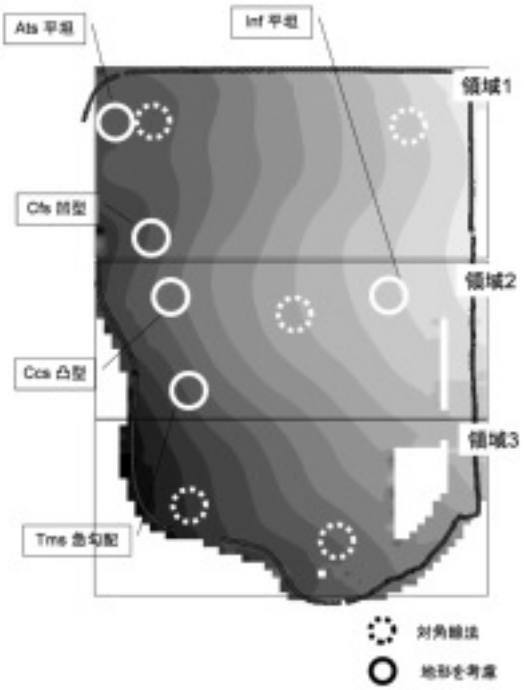


図 5－14　平均値を見積もるためのサンプリング地点と地形を考慮した領域の区分

うに，最大で ha 当たり 600 kg の差が生じた。モデル斜面等の領域ごとに可変施用を行う場合では，500 kg ha^{-1} 以内に納まる適性部分は 40％を越えたが，一つの基準値（平均値）を用いた時よりも数％だけの増加に留まり，改善されたとは言い難い結果であった。それらの中でも，完全にモデル斜面と一致しない矩形による分割が，比較的よい結果が得られた。施肥や刈り取り作業は，外周から螺旋状に中央に向かって行われるため，領域 1，3 では常に斜面を上下に走行する。この様な作業方法が影響しているのかも知れない。領域間差は分級の精度を確認する重要な指標であるが，バラツキを軽減する目的では，分級による分散の低下に対する効果の方がさらに重要である。pH に関しては，平均値に有意差が見られたが，それぞれの領域で分散は低下せず，全体の 10％を占める Ats だけにその効果が見られた。したがって必要な石灰資材量のバラツキの低下に寄与しなかったのである。傾斜畑では，pH に関して Ccs 以外のモデル斜面において分散が低下しており，特に圃場全体の 41.5％を占める Cfs, Ats では有意水準

表 5−6　炭酸カルシウムおよびリン酸肥料の見積もりに関する過不足割合

必要な炭カル量の平均値 kg ha^{-1}	標本平均 147地点 2572	地形を考慮 5地点 2628	対角線法 5地点 2364	モデル斜面 5領域	モデル斜面複合 3領域	矩形による分割 3領域
1000kg ha^{-1}以上不足	0.18	0.18	0.23	0.16	0.15	0.14
500kg ha^{-1}以上不足	0.15	0.12	0.15	0.17	0.18	0.14
適正(−500〜500)	0.38	0.39	0.40	0.41	0.40	0.45
500kg ha^{-1}以上過剰	0.12	0.13	0.09	0.09	0.09	0.14
1000kg ha^{-1}以上過剰	0.16	0.18	0.13	0.17	0.17	0.13
全体の過不足量(kg)	0	50	−189	0	0	0

平均値から見積もったリン酸施用量 kg ha^{-1}	標本平均 147地点 50	地形を考慮 5地点 50	対角線法 5地点 100	モデル斜面 5領域	モデル斜面複合 3領域	矩形による分割 3領域
100kg ha^{-1}以上不足	0.07	0.07	0.00	0.01	0.01	0.04
50kg ha^{-1}以上不足	0.43	0.43	0.07	0.19	0.19	0.30
適正(−50〜50)	0.34	0.34	0.43	0.39	0.39	0.41
50kg ha^{-1}以上過剰	0.16	0.16	0.34	0.36	0.36	0.21
100kg ha^{-1}以上過剰	0.00	0.00	0.16	0.05	0.05	0.04
全体の過不足量(kg)	−18	−18	27	12	12	4

表中の数字は面積割合を示す

表 5−7　地形を考慮した領域における土壌特性の基本統計量

pH 母平均の差	全体	領域 1 a	領域 2 ab	領域 3 b
平均	5.64	5.72	5.63	5.55
標準偏差	0.32	0.31	0.36	0.28
分散	0.105	0.098	0.126	0.079
尖度	0.10	0.16	−0.07	0.07
変動係数	5.7	5.5	6.3	5.1
標本数	147	54	55	34

可給態リン酸 母平均の差	全体	領域 1 a	領域 2 b	領域 3 ab
平均	510	432	564	540
標準偏差	257	215	310	208
分散	66066.2	46273.5	96363.3	43402.5
最小	134	150	185	134
最大	1953	1252	1953	1058
変動係数	50.4	49.7	55.1	38.5
標本数	147	54	55	34

1％で分散の減少が認められた。このケースでは地形分類に従って石灰資材量を可変することで，pH のバラツキを軽減させる効果が期待できる。

リン酸施用量についても同様な手順でモデル斜面による分級の有用性について検討した。一つの基準値（平均値）で処理を行う場合には，施肥量は可給態リン酸に応じて 4 段階に設定されているため，それぞれ計算された平均値の差が小さい場合でも施肥量は大きく変化した。標本平均や地形を考慮した平均値は 500 mg kg^{-1} 以上で，ha 当たり 50 kg の施用リン酸量が定まった。そのため過剰に散布される割合が小さいが，ほぼ半分の面積でリン酸が不足する（図 5−15，表 5−6）。一方，対角線法によりもとめた平均値は 500 mg kg^{-1} 以下であり，施用量は 100 kg と，逆に過剰な地点が半数を占める。モデル斜面を適応した場合は，適性領域は顕著に増加しないが，過不足となる領域が均等配分され 100 kg 以上過不足となる割合が減少する。可給態リン酸に関して，Tms では分散が増加するものの，全体の 49％を占める Inf（5％で有意）と Cfs で減少したことを反映したのである。なおそれぞれの領域の代表値として用いたのは 147 地点の分析値から得られた平均であり，矩形の 3 領域でもそれぞれ 54，55，34 のデータ数に基づいている。未計測な圃場では領域による分級の効果も未知であるが，仮に 3 領域での変動係数が表 5−7 の実測値であるとする。領域間の差を許容する精度（pH では 3％，可給態リン酸では 25％）で有意水準 0.05 の条件で平均に必要なデータ数は，表 5−9 のように pH では 50 個，可給態リン酸では 52 個と減少させることができた。

調査圃場において見られた土壌のバラツキを，土壌改良や施肥によって解消させるために

表 5－8　領域区分ごとの炭酸カルシウムおよびリン酸肥料の基準値

炭酸カルシウム　(kg ha^{-1})

モデル斜面 5 領域		モデル斜面複合 3 領域		矩形による分割 3 領域	
Inf	2376	Inf	2376	領域 1	2444
Ccs	2799	Cfs	2209		
Tms	2978	Ccs	2875	領域 2	2527
Cfs	2209	Tms			
Ats	2844	Ats		領域 3	2855

リン酸肥料　(kg ha^{-1})

モデル斜面 5 領域		モデル斜面複合 3 領域		矩形による分割 3 領域	
Inf	100	Inf	100	領域 1	100
Ccs	50	Cfs			
Tms	100	Tms	100	領域 2	50
Cfs	100	Ccs	50		
Ats	50	Ats		領域 3	50

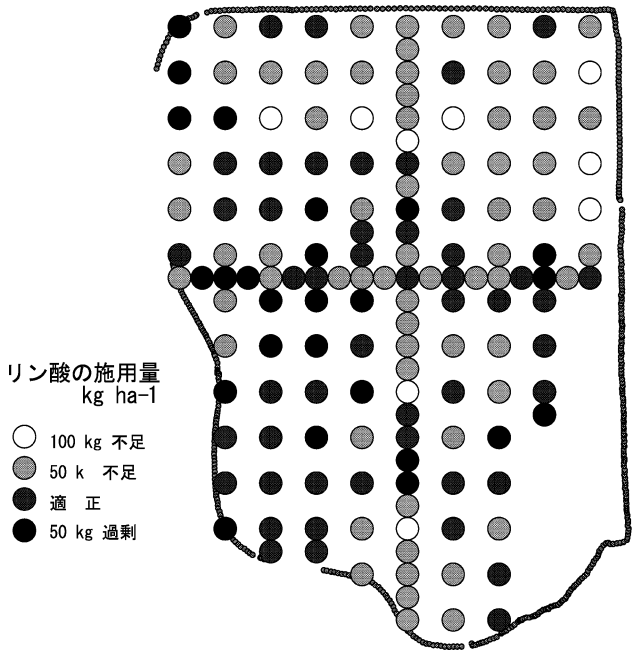


図 5－15　見積もられたリン酸肥料の過不足量の分布

は，鳥山(2001)[88] が用いたような可変施肥機が必要となる。通常の施肥機でも，領域の分散を減少させる分級を行うことで，その目的は達せられるが，モデル斜面のように地形形態に基づいた分級だけでは不十分であった。

f．Geostatistics の応用

土壌マップを獲得することは，可変施肥機の利用の有無に関わらず土壌のバラツキを解消するのに必要な手段である。しかし詳細なマップの作成には測定点数が多く必要になり，時間，労力，コストなどの面で不利である。kriging は

表 5－9　領域ごとの平均値を推定するのに必要なデータ数

pH	全体	領域 1	領域 2	領域 3
精度 ε （%）	3	3	3	3
個数	50	16	20	14

可給態リン酸	全体	領域 1	領域 2	領域 3
精度 ε （%）	25	25	25	25
個数	52	18	22	12

土壌においても応用できる補間方法の一つであり，少ない実測値から多くの推定値を精度良く求めることができる。傾斜草地における適応性について検討する。この Kriging にとってはセミバリオグラムの形状が最も重要であり，計算の前に十分に検証しなくてはならない。具体的には 2 次の定常性が仮定されるか，その形状は方向によって変化するかと言った問題である。対象とした圃場は利用形態を同じにする単一の圃場であるが，傾斜畑において観測されたように地形形態と関係性が強い土壌特性では，トレンドや異方性が顕著になる。pH と可給態リン酸は，地形特徴量と有意な相関関係が認められたことから，トレンドの存在が予見された。2 次元の分布から見出すことは難しいので，図 5－16 に示す 5 m 間隔で測定した主傾斜およびそれに直交する一次元上の変動と移動平均から考察する。pH では，2 方向のトランセクトには波長が 50 m 程度の周期的な変動が存在していた。単に抽出したトランセクト上だけの現象か判断しかねるが，トレンドや異方性について注意する必要がある。可給態リン酸では片方だけに周期変動が見られた。また全炭素・全窒素含量については，特異的な変動成分は観察されなかったが，局部的に急変する特徴を示した。pH についてセミバリオグラムを 4 方向について計算したところ，図 5－17 の様に異方性を示す証拠は得られなかった。但し 0 °以外の方向では，計算に用いることのできるペアの数（10 m 以内に存在する 2 地点の組数）が 20 以下と少なく，その有意性は他の Lag に比べて低下していた。放牧草地では pure nugget であり最小の Lag（2.5 m）以上では自己相関性のないランダム分布であったのに対し，等方性を見込んだ場合のセミバリオグラムでは，傾斜畑と比較して nugget が大きいものの Lag＝20 m 付近まで増加するような形状を示した。さらに Lag の増大により分散値以上に増大し，30 m を頂点としてセミバリオグラムの計算値は減少していく形状から，一次元の変動で観察された周期的な変動成分の影響と推察された。Kriging に用いる場合には近傍の自己相関性が特に重要であり，このような相対的に大きな周期変動が検出されたとしてもその適応には問題ない。指数関数モデルによってセミバリオグラムを推定することができた。

$$\gamma(h)=0.0041+0.12\left(1-\exp\left(\frac{-h}{7.5}\right)\right) \quad (5.1)$$

その推定セミバリオグラムを用いてデータを補間した結果を図 5－18 に示す。Kriging の性質上から，周辺の観測点に比べて急変する値を持つ地点では突出したような分布図になったが，実測値のない外縁部を除いて推定誤差分散は pH の分散値 0.105（表 5－3）を下回っており精度の高い分布図が得られた。改めてモデル斜面分類や勾配の分布図と照らし合わせて観察すると，pH 5.75 以上の相対的に高い値は，斜面の上位から低位にかけて連続する集水性の高い凹型の Cfs を中心に広がっている。また酸性化が進行している低 pH 領域は，流入が少なく溶脱が卓越しやすい凸型の Ccs から勾配が大きな領域や，下部斜面に位置する平坦な Ats と上位斜面で比較的勾配が大きな領域に限定された。最大値を含む Inf から Tms にかけて広がっている領域については，例外的に地形から説明が付かなかった。この分布図は実測データを統計的に処理して得たものであるが，地形条件から考察した現象によって裏付けることができた。前節では，地形情報からの土壌特性分布の類型化を試みたが，測定値の分散の減少にはあまり寄与しなかった。また実際の農作業を考慮すれば，モデル斜面の形状は複雑であることも問題である。土壌特性図があれば現実的な方法で管理出来るような形状（矩形など）の領域に分級することは容易になり，圃場内のバラツキを軽減する方策を検討することが現実的となる。そこで Kriging によって得た等値線図を図 5－19 の様

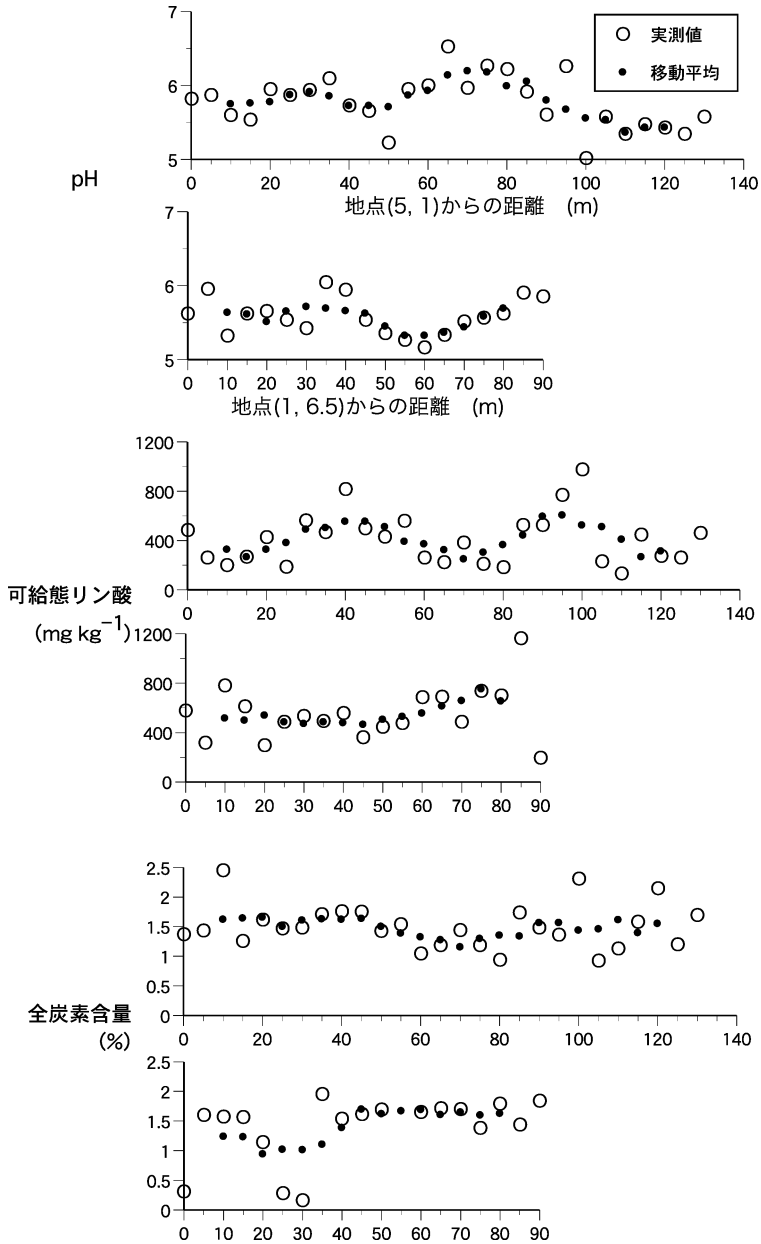


図 5－16　2 つのトランセクト上における土壌特性分析値と移動平均値

に pH 値を 4 つに区分すると，比較的まとまった領域に分級できた。最も大きな pH5.8 以上の区画では平均で 1288 kg ha^{-1} の炭酸カルシウムが必要であり，全面に対してその量を施用し，領域を制限しながら炭酸カルシウムの追加分を施用することがその具体的な対処法である。その結果，60%の部分が適正な区分（±500 kg ha^{-1} 以内）に属し，1000 kg ha^{-1} 以上過不足となる部分を 13%にまで軽減することができた（表 5－10）。ここでの誤差は，pH を 4 区分したことと，kriging による推定誤差に起因するものである。施用量を精密に制御できる可変施肥機を用いた場合でも，実測点間ではなんらかの予測が必要である。例えば最も近傍の実測点を

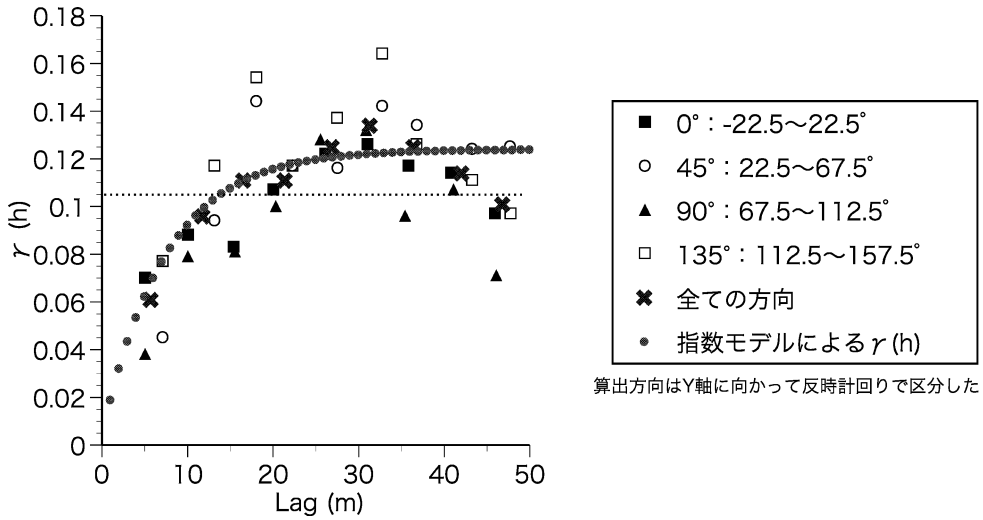


図 5－17　pH についてのセミバリオグラムの計算結果

採用するようなアルゴリズムを組み込んだプログラムなどが考えられるが，そもそも kriging では空間的な自己相関関係から周辺の実測点に基づいた予測値であり，これを越える精度は難しいと思われる。なお可給態リン酸については，全方向に対して計算したセミバリオグラムが range（無相関とみなせる距離（Lag））に達するまでの近傍領域において，明らかに異方性である形状を示し，セミバリオグラムを高い精度で推定できる状態ではないと判断した。またその他の土壌特性については完全に pure nagget を示し，5 m 以上の距離ではランダム変動となった。

g．土壌特性の空間分布推定手法に関する考察

調査対象とした傾斜草地においては，土壌特性の変動は傾斜畑に比較して穏やかであり，これまでの報告事例を大幅に上回るものではない。草地として継続的に利用してきたことと，地形変化が比較的緩やかであることが考えられる。そのため土壌特性と地形特徴量の間には明瞭な相関関係がなく，サンプル数を押さえて土壌分析を軽減させる具体的な方策を見いだすことはできなかった。ただし代表値の推定において，あるいは領域を分級する手がかりとしての効果は認められた。GPS を搭載し局所的に高い精度で土壌改良資材や肥料を散布する機械が開発され，それに対して精密な土壌特性図が要求されれば，傾斜草地土壌を対象とする場合には Geostatistics がその効果を発揮するだろう。ただし全炭素や全窒素含量，放牧草地おける多くの土壌特性のように，自己相関構造を見いだせなければその目論見は徒労に終わる。あるいは傾斜畑の全炭素含量に代表されるように，斜面上における物質移動の結果として地形形態と強い相関性を示すような性質に関しては，その空間分布は異方性でトレンドを含むケースも予想される。異方性に対する手段やトレンドの影響を除去するのは複雑であり，セミバリオグラムを推定するのは非常に困難となる。さらに問題なことは，セミバリオグラムの推定には適当に配列した実測値が不可欠であり，それを予め用意することはできないことである。kriging による補間はセミバリオグラムの推定に強く依存しており，また推定誤差はサンプリング地点の配列様式によって決定される。

土壌特性の空間分布について，地形変化から関連性を見出すにしろ，Geostatistics を活用するにしろ，実測データが必要となるのは避けられない事実である。したがってサンプリングはそれぞれの方法に対して利用できる条件であることが望ましい。格子状の配列は，代表値の抽出においてまたセミバリオグラムの推定においても，適応しやすい配列である。土壌分析に比

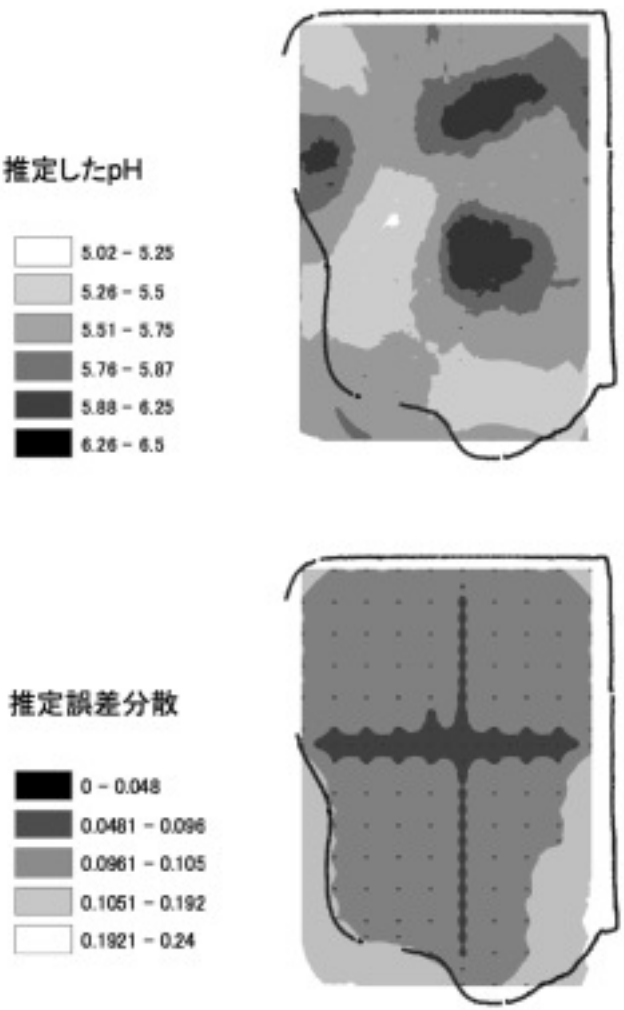


図 5－18　Kriging により補間した pH の空間分布

べて地形測量や地形解析は極めて簡便であり，サンプリング格子の方向や密度を判断する材料として活用することができる。事前に実施した地形解析結果に基づいて，地形変化が激しい場合にはモデル斜面のような領域ごとに代表値を把握できるようなサンプリング配列が適当である。また地形変化が緩慢で注目する土壌特性の分布が地形によって規定できないと想定される場合には，kriging の内挿では均等な配列で，またセミバリオグラムの推定にはさらに密なサンプリング配列が必要になる。お互いの長所短所を認識して，併用あるいは選択することが重要である。

D．要　　約

60 年にわたり採草地として利用してきた中富良野町の丘陵地帯に位置する酸性褐色森林土の傾斜草地において，土壌特性の空間変動の実態を明らかにすることを目的とした土壌調査を実施した。およそ 8 年周期で草地更新を行っており，牧草の更新に加えて経年利用によって疲弊した土壌の改良が実施される。土壌のバラツキが大きい場合には，環境負荷の軽減や省資源の観点から局所管理が必要であり，簡便に土壌の空間分布を把握する手法が求められている。そこで，草地内で見られる地形変化を利用した解析方法や，Geostatistics による推定方法の有効性について検討した。

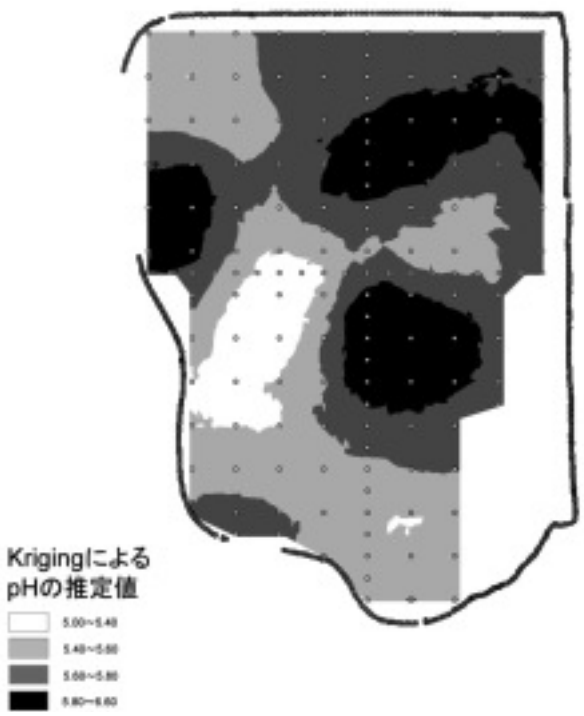


図 5－19　Kriging により補間した pH の空間分布に対する領域の分級

表 5－10　Kriging 測定値に基づいて領域を分級した場合の酸性改良に必要な炭酸カルシウム量とその過不足割合

	面積割合
100kg ha^{-1}以上不足	0.05
50kg ha^{-1}以上不足	0.14
適正(－50～50)	0.61
50kg ha^{-1}以上過剰	0.12
100kg ha^{-1}以上過剰	0.08
全体の過不足量(kg)	0

pH の範囲	炭酸カルシウム施用量 kg ha^{-1}
5.80－6.60	1288
5.60－5.80	2452
5.40－5.60	3210
5.00－5.40	3877

調査地は南西向きの斜面であり，中央部分の稜線からでは凸型の地形が発達しており，その周囲を凹型地形が取り囲んでいる。最大勾配は 0.20 であり，およそ半分は平坦な斜面により構成され，地形変化が比較的緩慢であった。10 m 間隔で格子状に配した 147 地点から採取した作土層の pH は，ほとんどの地点で改良目標値である 6.50 を下回っており，酸性改良が必要となる。変動係数は 6 %と相対的に小さいが，低 pH の地点は凸型が発達し散水性が強い地形条件にまとまって分布していた。可給態リン酸については勾配の変化率と負の相関関係が認められ，凸型の斜面ほどその値が増加する分布傾向を示した。平均値は 500 mg kg^{-1} 以上と減肥を行える程度であり，部分的な集積は施肥によるものと考えられた。この様に空間的なバラツキが生じており，平均値などの代表値に基づいた画一的な土壌改良では，そのバラツキを解消することは難しく，60%以上の部分で過不足が生じることになる。そこで地形を考慮した領域に分級し局所的に対応する方法を検討したが，適正な領域を大幅に増加することに繋がらなかった。pH に関しては，精度の高い補間方法である kriging を適用することができたため，詳細な

土壌マップを作成することができた。これによってバラツキを軽減する実践的な土壌改良の方法を提案することができた。

傾斜草地では，局所管理が必要となるまでに土壌のバラツキが大きく，その解消に当っては土壌の空間分布を把握することが重要である。土壌特性分布について地形との関連性は見いだせたが，効果的な利用方法に結びつけることはできなかった。また kriging は詳細な土壌マップを作成するのに優れた手法である。特に傾斜地ではその適応条件や設定について不確実性を有していることから，kriging や地形情報の利用を考慮してサンプリングを計画することが重要である。

VI. 結　　論

傾斜地では，地形の起伏を要因とする水や土砂の移動が生じているために，地点間での土壌の差異が顕著になる傾向にある。農地においては耕耘による土壌のかく乱や裸地状態におかれることで，加速侵食が起こりやすい条件が揃っており，土壌の空間的な変動も侵食作用に比例して増大すると考えられる。また水食は土壌の被覆割合を高めることで抑制されるため，草地として継続的に利用している場合には畑地よりも土壌の空間変動は相対的に小さいと考えられる。地形が急峻で湿潤な気候帯に属する我が国においては，土壌侵食を抑制することが土壌保全につながるため，精力的に研究が積み重ねられてきたが，土壌の空間変動性に関しては，水分量や乾燥密度の土壌物理性に限定されるのみで，実際の営農に反映されるような調査研究は見あたらない。そこで，地形の形態を評価することで，傾斜農地における土壌特性の空間変動を明らかにする。また空間変動の解析に適した Geostatistics の適応についても検討する。さらに草地更新時に実施される土壌改良において，精密農法の適応に対する可能性と課題について検証する。

第Ⅲ章では，耕作を開始してから 80 年以上経過した古い傾斜地畑を対象に調査を実施した。平均勾配は 0.237 m m^{-1} であり，0.200 m m^{-1} 以上の斜面が調査圃場全体の 80%を占めていた。また ^{137}Cs をトレーサとして推定した土壌侵食速度は，最大で作土深の 11.5%(29 mm y^{-1})と見積もられた。傾斜畑における土壌特性の空間変動に関してこれまでに報告されている事例の中でも，地形変化が激しく，土壌侵食や再堆積による移動量が大きな圃場である。地形形態に基づいて分級したモデル斜面ごとに，土壌断面で観察された層序には特徴が見られた。Inf, Ccs の地点では Ap/C の層序を示し，Ap 層は明度，彩度ともに大きな土色で，中粒質で粘性の低い土壌であった。それに対して Cfs，Ats では Ap/Ab/B の層序を示し，Ap 層はより暗色で細粒質な土壌で構成されていた。斜面上の位置に応じて侵食や堆積作用の優劣が変化することに加え，耕耘によって一定の Ap 層が維持されてきたことが，土壌断面形態の空間分布に深く関与しているためである。A 層厚や Ap 層の理化学性に関して，これまでに報告されているよりも大きな変動係数が求められた。そして土壌特性と地形特徴量の間には有意な相関関係が認められ，土壌特性分布は地形特徴量やモデル斜面によって説明することができた。特にA層厚，全炭素含量や粒径組成などの土壌の素材特性値は相対的に変動が大きいが，それらの空間分布はモデル斜面によってうまく分級された。なお地形特徴量においては勾配よりも凹凸が相対的に重要であることが認められた。この様に土壌特性の空間分布は地形に対応したものであり，モデル斜面を用いて領域を区分することで，局所管理を前提とした土壌特性の代表値の抽出やサンプリングの省力化が可能になる。また説明変数に地形特徴量を用いて土壌特性分布を推定する重回帰分析を試み，地形との相関性の高いA層厚や全炭素含量，レキ含量について有意な推定モデルが求まった。一方で，土壌特性の空間変動解析において Geostatistics 法を用いる場合には，異方性やトレンドの存在によりその適応が困難になる。特に地形と強い相関を示した土壌特性ほど顕著であり，空間分布の形成において地形条件が支配的な移動現象が関与しているためと考えられる。なお地形特徴量と有意な相関関係が見られなかった有効水分量については，自己相関性に基づいた kriging

による線形補間が，詳細な空間分布を推定する効果的な手法であることが実証された。

第Ⅳ章では，締耕法により造成され放牧地として利用されてきた森林黒ボク土の傾斜草地において，土壌特性の空間変動について調査を実施した。試験区には，0.10 以下の緩斜面や 0.40 以上の急斜面を含み，第Ⅱ章の傾斜畑以上に起伏に富んでいる。勾配が最大，最小となる地点において，^{137}Cs 含有量を測定したところ，その差は小さく大規模な土壌侵食や堆積が起こっていないことが確認された。したがって，地形変化が激しいが放牧草地として継続的に利用してきたため，侵食による土砂移動が進行していない。層厚やＡ層の理化学性の変動は，既存の報告と比較して大きな項目もあり，特に粒径画分に関しては傾斜畑の事例を上回っていた。それらの空間分布について地形変化から特徴づけるために，DEM から算出した地形特徴量と単相関分析を行った。有意な相関関係は水の移動に関係するような土壌の性質に制限された。体積含水率や飽和透水係数は勾配の変化率と有意な相関関係を示し，凹型地形ほど高水分状態で透水性が悪い土壌が分布している。また pH は標高と負な関係にあり，洗脱による酸性化が斜面上部ほど進行していることが示された。しかし２つの調査区画に共通して相関関係が認められた土壌特性は少なく，その空間分布は傾斜畑の場合よりも地形変化との関連性が不明瞭となっていた。さらに地形特徴量の勾配や勾配の変化率に基づいたモデル斜面を用いて，土壌特性の空間分布を類型化することを試みた。有意な結果は，Ａ層厚，体積水分率と飽和透水係数のみに制限された。傾斜畑では地形と強い相関性を示した全炭素含有量や変動が相対的に大きな各粒径画分についても，地形条件からそれらの空間分布について評価することはできなかった。地形の影響を受ける侵食などによる土壌物質が抑制されていること，それに続いて耕耘によるかく乱が及んでいないことが，地形変化から空間分布を推定できない原因であると考えられた。

土壌特性の空間変動構造について Geostatistics を用いて検討したところ，ほとんどの特性において空間的な自己相関性が否定された。したがって，一般に土壌特性において有効とされる補間方法である Kriging の適応は，放牧採草地において不可能である。

第Ⅴ章では，60 年にわたり採草地として利用してきた中富良野町の丘陵地帯に位置する酸性褐色森林土の傾斜草地において，土壌特性の空間変動の実態を明らかにすることを目的とした土壌調査を実施した。およそ 8 年周期で草地更新を行っており，牧草の更新に加えて経年利用によって疲弊した土壌の改良が実施される。土壌のバラツキが大きい場合には，環境負荷の軽減や省資源の観点から局所管理が必要であり，簡便に土壌の空間分布を把握する手法が求められている。そこで，草地内で見られる地形変化を利用した解析方法や，Geostatistics による推定方法の有効性について検討した。調査圃場内における最大勾配は 0.20 であり，およそ半分は平坦な斜面により構成され，傾斜畑や放牧草地と比較して地形変化が緩慢であった。作土層の pH や全炭素含量について算出した変動係数は，傾斜畑よりも小さく，地形変化の激しい放牧草地と同程度であった。ここでは地形変化が緩慢であるが，更新の際の耕起による土壌のかく乱や化学肥料や堆肥の散布を人為的に行うことが，土壌の変動に寄与したと推察した。作土層の pH は，ほとんどの地点で改良目標値である 6.50 を下回っており，酸性改良が必要となる。変動係数は 6 %と相対的に小さいが，低 pH の地点は凸型が発達し散水性が強い地形条件にまとまって分布していた。可給態リン酸については勾配の変化率と負の相関関係が認められ，凸型の斜面ほどその値が増加する分布傾向を示した。平均値は 500 mg kg^{-1} 以上と減肥を行える程度であり，部分的な集積は施肥によるものと考えられた。この様に空間的なバラツキが形成されているため，分析値の平均などの代表値に基づいた画一的な土壌改良では，そのバラツキが解消することは難しく，酸性改良に必要な炭酸カルシウムを算出したところ 60%以上の部分で過不足が生じる結果となった。そこで地形を考慮した領域に分級し局所的に対応する方法を検討したが，適正な領域を大幅に増加する

ことにつながらなかった。pH に関しては，精度の高い補間方法である kriging を適応することができたため，詳細な土壌マップを作成することができた。これによってバラツキを軽減する実践的な土壌改良の方法を提案することができた。

傾斜農地においては土壌が空間的に変動しており，地形によってその分布を説明できる。特に土壌侵食が激しい畑圃場では，地形を説明変数とする重回帰モデルによって空間分布を推定することも可能であった。また傾斜草地においては，土壌特性の空間分布と地形の関連性は相対的に弱くなるが，水の移動に関連する体積含水率や飽和透水係数，pH はその分布を説明するのに十分な程度まで関連性が認められた。なお地形変化が緩慢な傾斜草地においても，人的な作用との相乗効果でが地形との相関関係を高めている可能性が示唆された。施肥や土壌管理においては，土壌の空間変動を考慮する必要があり，その目安として地形が利用できる。ただし圃場環境条件によっては，関連性が弱まるために，空間変動解析に適した geostatistics の利用も念頭に入れておくべきである。適正な土壌管理を実施することで，安定した生産性が期待できるだけでなく，環境への負荷の軽減にもつながるため，土壌の空間変動関して注意を払うことが肝要である。

参考文献

1. Beckett, P. H. T. and Webster, R. (1971) : Soil variability. Soils and Fertilizers, Vol. 34, 1-15
2. 安中武幸(1986)：転換畑圃場内における土壌物理性の変動，土壌の物理性，第 53 号，58-64
3. Pennock, D. J., Anderson, D. W. and deJone, E. (1994) : Landscape-scale changes in indicators of soil quality due to cultivation in Saskatchewan, Canada. Geoderma, 64, 1-19
4. Timlin, D. J., Ya. Pachepsky, Snyder, V. A. and Bryant, R. B. (1998) : Spatial Temporal Variability of Corn Grain Yield on a Hillslope. Soil Sci. Soc. Am. J., 62, 764-773
5. Balkcom, K. S., Terra, J. A., Shaw, J. N., Reeves, D. W. and Raper, R. L. (2005) : Soil management system and landscape position interactions on nutrient distribution in a coastal plain field. J. of Soil and Water Conser., 60, 6, 431-437
6. 駒井明(2004)：傾斜地の土地利用，北海道の農業と農村，農業土木学会北海道支部創立 50 周年記念出版企画委員会編，45-52
7. 農林水産省大臣官房統計部 (2006)：平成 17 年農作物作付（栽培）延べ面積及び耕地利用率，http://www.maff.go.jp/tokei.html
8. Moore, I. D., Gessler, P. E., Nielsen, G. A. and Peterson, G. A. (1993) : Soil Attribute Prediction Using Terrain Analysis. Soil Sci. Soc. Am. J., 57, 443-452
9. Robinson, G. W. and Lloyd, W. E. (1915) : On the probable error of sampling in soil surveys. Jour. Agr. Sci., 7, 145-153
10. 長堀金造(1971)：児島湾干拓地水田の含水比と乾燥密度の不均一性　―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(Ⅰ)―，農業土木学会論文集，第 36 号，1-7
11. 長堀金造，荻野芳彦(1971)：実験計画法に基づく児島湾干拓水田の実態は握　―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(II)―，農業土木学会論文集，第 36 号，8 -13
12. 黒田正治(1971)：佐賀重粘土クリーク水田における含水比と乾燥密度の不均一性―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(Ⅲ)―，農業土木学会論文集，第 36 号，14-20
13. 田淵俊雄(1971)：新潟県の沖積粘土質水田の含水比と乾燥密度の不均一性　―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究（Ⅳ）―，農業土木学会論文集，第 36 号，21-27
14. 田淵俊雄，佐藤政良(1971)：千葉県の沖積砂質土水田の含水比分布　―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究（Ⅴ）・，農業

土木学会論文集，第 36 号，28-32
15. 徳永光一，深山一弥(1971)：関東ローム水田における含水比と乾燥密度の分布特性 ―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(Ⅵ)―，農業土木学会論文集，第 36 号，33-40
16. 徳永光一，深山一弥(1971)：関東ローム水田の含水比と乾燥密度の調査法について ―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(Ⅶ)―，農業土木学会論文集，第 36 号，41-46
17. 前田隆，丸谷典弘，飯田晏弘(1971)：北海道の火山性土壌畑地の土壌水分量と乾燥密度の不均一性　―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(Ⅷ)―，農業土木学会論文集，第 36 号，47-53
18. 長田昇(1971)：砂質土壌における通気性と透水性の不均一性　―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(Ⅸ)―，農業土木学会論文集，第 36 号，60-66
19. 長田昇(1971)：砂質土壌における乾燥密度と含水比の不均一性　―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究(Ⅹ)―，農業土木学会論文集，第 36 号，54-59
20. 長堀金造，佐藤晃一(1971)：砂レキ質果樹園の含水比と乾燥密度の不均一性　―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究（XI)―，農業土木学会論文集，第 36 号，67-73
21. 東山勇(1971)：農地土壌のサンプリングについての基本的問題　―農地土壌のサンプリングに関する基礎研究（XII)―，農業土木学会論文集，第 36 号，74-77
22. Warrick, A. W. and Nielsen, D. R. (1980) : Spatial variability of soil physical properties in the field. Application of Soil physics, Academic press
23. 矢内純太(2006)：土壌肥沃度診断法の合理化　データの時空間的安定性，日本土壌肥料学会講演要旨集，第 52 集，212
24. 原口暢朗，安中武彦(1997)：土壌間隙構造モデルに基づく飽和透水係数の不均一性に関する確率論的考察，農業土木学会論文集，第 190 号，27-33
25. Webster, R. (1985) : Quantitative spatial analysis of soil in the field. Advances in soil science, 3, 1-70
26. 徳永光一，佐藤照男(1975)：広域農地における土壌物理性の分布変動について　―サンプリング法の基礎研究(Ⅰ)―，農業土木学会論文集，第 55 号，1-8
27. Journal A G. and Ch. J. Huijberegts (1978) : Mining Geostatistics. Academic Press
28. Vauclin, M., Vieira, S. R., Bernard, R. and Hatfield, J. L.(1982): Spatial variability of surface temperature along two transects of a bare soil. Water Resources Research, 18 (6), 1677-1686
29. Vauclin, M., Vieira, S. R., Vachaud, G. and Nielsen, D. R.(1983): The use of cokriging with limited field soil. Soil Sci. Soc. Am. J., 47, 175-184
30. Oliver, M. A. and Webster, R. (1986): Semi-variograms for modeling the spatial pattern of landform and soil properties. Earth surface processes and landforms, 11, 491-504
31. Ciollaro, G. and Romano, N. (1995) : Spatial variability of the hydraulic properties of a volcanic soil. Geoderma, 65, 263-282
32. Mohanty, B. P., Ankeny, M. D., Horton, R. and Kanwar, R. S. (1991) : Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. Water Resour. Res., 30, 2489-2498
33. Wilson, G. V. and Luxmoore, R. J. (1988) : Infiltration, Macroporosity, and Mesoporosity distributions on two forested watersheds. Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 329-335
34. 岡部和典，原口暢朗，安中武幸(1996)：飽和透水係数及び乾燥密度の面的な平均値推定のためのサンプリング要素の設定条件に関する事例的検討，農業土木学会論文集，

第184号，175-183

35. Kvaerno, S. H. and Deelstra, J. (2002) : Spatial variability in soil hydfraulic properties of a silty clay loam in south-eastern Norway. 17th WCSS, Symposium no.2, 2266-1-2266-8
36. Nash, M. H., Daugherty, L. A., Gutjahr, A., Wierenge, P. J. and Nance, S. A. (1988) : Horizontal and vertical kriging of soil properties along a transect in Southern New Mexico. Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 1086-1090
37. Yates, S. R., Warrick, A. W, Matthias, A. D. and Musil, S. (1988) : Spatial variability of remotely sensed surface temperature at field scale. Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 40-45
38. Stenger, R., Oriesack, E. and Beese, F. (2002) : Spatial variation of nitrate-N and related soil properties at the plot-scale. Geoderma, 105, 259-275
39. Chevallier, T., Voltz, M., Blanchart, E., Chotte, J. L., Eschenberenner, V., Mahieu, M and Albrecht, A. (2000) : Spatial and temporal change of soil C after establishment of a pasture on a long-term cultivated vertisol (Martinique). Geoderma, 94, 43-58
40. Castrignano, A., Giugliarini, L., Risalti, R. and Martinelli, N. (2000) : Study of spatial relationships among some soil physico-chemical properties of a field in central Italy using multivariate geostatistics. Geoderma, 97, 39-60
41. Yanai, J., Lee, C. K., Kaho, T., Iide, M., Matsui, T., Umeda, M. and Kosaki, T. (2001) : Geostatistical analysis of soil chemical properties and rice yield in a paddy field and application to the analysis of yield-determining factors. Soil Sci. Plant Nutr., 47 (2), 291-301
42. Goovaerts, P. and Chiang, C. N. (1993) : Temporal persistence of spatial patterns for mineralizable nitrogen and selected soil properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 57, 372-381
43. Webster, R. (1965) : A catena of soil on the Northern Rhodesia plateau. J. Soil Sci., 16 (1), 31-43
44. Carson, M. A. and Kirkby, M. J. (1972) : Hillslope Form and Process, Cambridge University Press
45. King, D., Bourennane, H., Isambert, M. and Macaire, J. J. (1999) : Relationship of the presence of a non-calcareous clay-loam horizon to DEM attributes in a gently sloping area. Geoderma, 89, 95-111
46. Daniels, R. B., Gilliam, J. W., Cassel, D. K. and Nelson, L. A. (1985) : Soil Erosion Class Landscape Position in the North Carolina Piedmont. Soil Sci. Soc. Am. J., 49, 991-995
47. Kreznor, W. R., Olson, K. R., Banwart, W. L. and Johnson, D. L. (1989) : Soil, Landscape, and Erosion Relationships in a Northwest Illinois Watershed. Soil Sci. Soc. Am. J., 53, 1763-1771
48. Wischmeir, W. H. and Smith, D. D. (1978) : Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. U. S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook, No. 537
49. Van Oost, K., Govers, G., Van Muysen, W. and Quine, T. A. (2000a) : Modeling Translocation and Dispersion of Soil Constituents by Tillage on Sloping Land. Soil Sci. Soc. Am. J., 64, 1733-1739
50. Govers, G., Vandaele, K., Desmet, P., Poesen, J. and Bunte, K. (1994) : The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. European J. of Soil Sci., 45, 469-478
51. Van Oost, K., Govers, G. and Desmet, P. (2000b) : Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. Landscape

Ecology, 15, 577-589
52. Schumacher, J. A., Kasper, T. C., Ritchie, J. C., Schumacher, T. E., Karlen, D. L., Venteris, E. R., McCarty, G. W., Colvin, T. S., Jaynes, D. B., Lindstrom, M. J. and Fento, T. E. (2005) : Identifying spatial patterns od erosion for use in precision conservation. J. of soil and water conservation, 60 (6), 355-362
53. Moore, I. D. and Larson, C. L. (1979) : Estimating micro-relief surface storage from point data. Transaction of the ASAE, 1073-1979
54. Hansen, B. Schjonning, P. and Sibbesen, E. (1999) : Roughness indices for estimation of depression storage capacity of tilled soil surfaces. Geoderma, 52, 103-111
55. Dunne, T. and Black, R. D. (1970a) : An experimental investigation of runoff production in permeable soils. Water Resour. Res., 6, 478-490
56. Dunne, T. and Black, R. D. (1970b) : Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. Water Resour. Res., 6, 1296-1311
57. 宮崎毅(2000)：環境地水学，東京大学出版会，116-121
58. 三浦健志 (1983)：地形情報と土壌の物理性，土壌の物理性，第 47 号，8-14
59. Craig, R. G. (1982) : Criteria for constructing optimal digital terrain models. Applied Geomorphology, George, Allen and Unwin, London, 108-130
60. Waters, R. S. (1958) : Morphological mapping. Geography, 43, 11-17
61. Curtis, L. F., Doornkamp, J. C. and Gregory, K. J. (1965) : The description of relief in field studies of soils. J. soil sci., 16 (1), 16-30
62. Ruhe, R. (1969) : Quaternary landscape in Iowa. Iowa state Univ. press
63. 田村俊和 (1996)：4.2 微地形分類と地形発達 ―谷頭部斜面を中心に―，水文地形学，古今書院，177-181
64. Dalrymple, J. B., Blong, R. J. and Conacher, A. J. (1968) : An Hypothetical Nine Unit Landsurface Model. Zeitchrift fur Geomorphologie N. F. Bd., 12: 60-76
65. Evans, D (1980) : An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Z. Geomorph. N. F., 36, 274-295
66. Zevenbergen, L. W. and Thorne, C. R. (1987) : Quantitative Analysis of Land Surface Topography. Earth Surface Processes and Landforms, 12, 47-56
67. Speight, J.G. (1980) : The Role of Topography in Controlling Throughflow Generation :A Discussion. Earth Surface Processes, 5, 187-191
68. Moore, I. D., Grayson, R. B. and Ladson, A. R. (1991) : Digital Terrain Modelling : A Review of Hydrological, Geomorphological and Biological Applications. Hydrological Processes, 5, 3-30
69. Park, S. J., McSweeney, K. and Lowery, B. (2001) : Identification of the Spatial Distribution of Soils Using a Process-based Terrain Characterization. Geoderma, 103, 249-272
70. Bui, E. N., Loughhead, A. and Corner, R. (1999) : Extracting soil-landscape rules from previous soil surveys. Aust. J. Soil Res., 37, 495-508
71. Pennock, D. J., Zebarth, B. J. and DeJong, E. (1987) : Landform Classification and Soil Distribution in Hummocky Terrain, Saskatchewan, Canada. Geoderma, 40, 297-315
72. Panuska, J. C., Moore, I. D. and Kramer, L. A. (1991) : Terrain Analysis : Integration into the Agricultural Nonpoint Source (AGNPS) Pollution Model, J. of Soil and Water Conservation, 61, 59-64
73. Thompson, J. A., Bell, J. C. and Butler, C. A. (2001) : Digital Elevation Model Reso-

lution: Effects on Terrain Attribute Calculation and Quantitative Soil-Landscape Modeling. Geoderma, 100, 67-89

74. Blaszczynski, J. S. (1997) : Landform characterization with geographic information systems. Am. Soc. Photogrammetry and Remote Sensing, 63 (2), 183-191

75. Shary, P. A., Sharaya, L. S. and Mitusov, A. V. (2002) : Fundamental quantitative methods of land surface analysis. Geoderma, 107, 1-32

76. Cook, S. E., Corner, R. J., Grealish, G., Gessler, P. E. and Chartres, C. J. (1996) : A rule-based system to map soil properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 60, 1893-1900

77. Bergstrom, D. W., Monreal, C. M. and St. Jacques, E. (2001) : Spatial dependence of soil organic carbon mass and its relationship to soil series and topography. Can. J. Soil Sci., 81, 53-62

78. 箱石正(1960)：傾斜地の土壌水分勾配について，土壌の物理性，第3号，30-33

79. 諸泉利嗣，佐藤裕一，佐藤幸一(2002)：傾斜草地における表層土土壌水分の空間分布特性と領域平均を示す代表地点の探索，農業土木学会論文集，第220号，9-17

80. Mohanty, B. P., Skaggs, T. H. and Famiglietti, J. S. (2000) : Analysis and mapping of field-scale soil moisture variability using high-resolution, ground-based data during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) hydrology experiment. Water Resources Research, 36 (4), 1023-1031

81. Pennock, D. J., van Kessel, C., Farrell, R. E. and Sutherland, R. A. (1992) : Landscape-scale variations in denitrofication. Soil Sci. Soc. Am. J., 56, 770-776

82. Walker, P. H., Hall, G. F. and Protz, R. (1968) : Relation between landform parameters and soil properties. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 32, 101-104

83. Miller, M. P., Singer, M. J. and Nielsen, D. R. (1988) : Spatial Variability of Wheat Yield and Soil Properties on Complex Hills. Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 1133-1141

84. Woods, L. E. and Schuman, G. E. (1988) : Cultivation and Slope Position Effects on Soil Organic Matter. Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 1371-1376

85. Zhu, A X., Band, L., Vertessy, R. and Dutton, B. (1997) : Derivation ofsoil properties using a soil land inference model (SoLIM). Soil Sci. Soc. Am. J., 61, 523-533

86. McKenzie, N. J. and Austin, M. P. (1993) : A quantitative Australian approach to medium and small scale surveys based on soil stratigraphy and environmental correlation. Geoderma, 57, 329-355

87. Pennock, D. J. and deJone, E. (1987) : The influence of slope curvature on soil erosion and deposition in hummock terrain. Soil Sci., 144 (3), 209-217

88. Onstard, C. A., Pierce, F. J., Dowdy, R. H. and Larson, W. E. (1985) : Erosion and Productivity Interrelations on a Soil Landscape. Transactions of the ASAE, 28, 1885-1888

89. 鳥山和伸(2001)：大区画水田における水稲の生育収量ムラと土壌要因，圃場と土壌，33(9)，20-25

90. Terra, J. A. Reeves, D. W. Shaw, J. N., and Raper, R. L. (2005) : Impacts of landscape attributes on carbon sequestration during the transition from conventional to conservation management practices on a coastal plain field. J. of Soil and Water Conser., 60, 6, 438-446

91. 鳥山和伸(2006)：土壌窒素のバラツキに対応した水田精密農業の可能性，日本土壌肥

料学会講演要旨集，第52集，213
92. Burgess, T. M. and Webster, R. (1980a) : Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I The semi-variogram and punctual kriging. J. Soil Science, 31, 315-331
93. Burgess, T. M. and Webster, R. (1980b) : Optimal Interpolation and Isarithmic Mapping of Soil Properties. II Block kriging. J. Soil Science, 31: 333-341
94. Webster, R. and Burgess, T. M. (1980) : Optimal Interpolation and Isarithmic Mapping of Soil Properties, III Changing Drift and Universal Kriging. J. Soil Science, 31, 505-524
95. Sinai, G., Zaslavsky, D. and Golany, P. (1981) : The effect of soil surface curvature on moisture and yield - beer sheba observation. Soil Sci., 132 (5), 367-375
96. 野上道男，杉浦芳夫(1986)：パソコンによる数理地理学演習，108-111，古今書院
97. Kirkby M. J. (1978):Hillslope Hydrology, JOHN WILEY & SONS
98. 北海道立中央農業試験場（1975)：昭和50年度地力保全基本調査成績書（十勝岳西山麓地域・上富良野町・中富良野町)
99. 日本ペドロジー学会編(1997)：土壌調査ハンドブック　改訂版，博友社
100. Rogowski, A. S. and Tamura, T. (1970) : Erosional behavior of cesium-137. Health Physics, 18, 467-477
101. McCallan, M. E., O'Leary, B. M. and Rose, C. W. (1980) : Redistribution of cesium-137 by erosion and deposition on an Australian soil. Aust. J. Soil Res., 18, 119-128
102. De Jong, E. and Kachanoski, R. G. (1988) : The importance of erosion in the carbon balance of Praire soils. Can. J. Soil Sci., 68, 111-119
103. Walling, D. E. and Quine, (1991) : Use of 137Cs measurements to investigate soil erosion on arable fields in the UK. J. of Soil Sci., 42, 147-165
104. Andrello, A. C., Guimaraes, M. de F., Appoloni, C. R. and Filho, V. F. de N. (2003) : Use of cesium-137 methodology in the evaluation of superficial erosive process. Brazilian archives of biology and technology, 46, 3, 307-314
105. Radioactivity survey data in Japan (1971-1980), National Institute of Radiological Sciences
106. Sakuma, T. and Takeuchi, H. (1988) : Spatial variation of soil due to accelerated erosion in the hilly areas of Hokkaido Japan. Proc. 5th Intern. Soil Conserv., S.Rimwanichled 1, 579-587
107. 河口至商(1973)：多変量解析入門Ⅰ，pp. 28-30，森北出版，東京
108. Papiernik, S. K., Lindstorm, M. J., Schumacher, J. A., Farenhorst, A. and Schumacher, T. E. (2005) : Variation insoil properties and crop yield across an eroded prairie landscape. J. of Soil and Water Conser. 60, 6, 388-395
109. 林野庁旭川営林局（1965)：旭川営林局土壌調査報告，第3報，神楽事業区
110. 柏木淳一，佐久間敏雄（1995)：放射性降下物（^{137}Cs）による積算土壌侵食量の推定，土壌の物理性，第71号：57-62
111. Snedecor, G. W. and Cochran, W. G. 著，畑村又好他訳（1972)：統計的方法，185-187，岩波書店
112. 長澤徹明，梅田安治，大西峰隆（1995)：侵食流亡土量の推定に関する土壌と作物栽培の影響　―北海道における土壌侵食抑制に関する研究(Ⅳ)―，農業土木学会論文集，第176号，169-175
113. 北海道立中央農業試験場(1970)：昭和45年度地力保全基本調査成績書(日高沿岸地域・新冠町・静内町)
114. 北海道農業試験場（1982)：北海道農業試験場土壌調査報告，第27編，日高支庁土壌調査報告
115. 土の理工学性実験ガイド編集委員会

（1983）：土の理工学性実験ガイド，（社）農業土木学会
116. 中野政詩，宮崎毅，西村拓（1995）：土壌物理環境測定法，東京大学出版会
117. 土壌環境分析法編集委員会編（1997）：土壌環境分析法，博友社
118. Lauren, J. G., Wagenet, R. J., Bouma, J. and Wosten, J. H. M.（1988）: Variability of saturated hydraulic conductivity in a glossaquic Hapludalf with macropores. Soil Sci., 145, 20-28
119. Ahuja, L. R., Naney, J. W., Green, R. E. and Nielsen, D. R.（1984）: Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. Soil Sci. Soc. Am. J., 48, 699-702
120. Meredieu, C., Arrouays, D., Goulard, M. and Auclair, D.（1996）: Short range soil variability and its effect on Red Oak growth（*Quercus Rubra L.*）. Soil Sci., 161, 1, 29-38
121. Kachanoski, R. G., Rolston, D. E. and De Jong, E.（1985）: Spatial variability of a cultivated soil as affected by past and present microtopography. Soil Sci. Soc. AM. J., 49, 1082-1087
122. Famiglietti, J. S., Devereaux, J. A., Laymon, C. A., Tsegaye, T., Houser, P. R., Jackson, T. J., Graham S. T., Rodell, M. and Oevelen（1999）: Ground-based investigation of soil moisture variability within remote sensing footprints during the Southern Great Plains 1997（SGP97）hydrology experiment. Water Resources Research, 35（6）, 1839-1851
123. 柏木淳一，細川悟（2001）：傾斜草地における土壌水分の時空間変動について，第50回農業土木学会北海道支部講演集，20-23
124. Aandahl, A. R.（1948）: The characterization of slope positions and their influence on total nitrogen content of a few virgin soils of western Iowa. Soil Sci. Soc. AM. Pro., 13, 449-454
125. Kleiss, H. J.（1970）: Hillslope sedimentation and soil foemation in northeastern Iowa. Soil Sci. Soc. AM. Pro., 34, 287-290
126. Malo, D. D., Worcester, B. K., Cassel, D. K. and Matzdorf, K. D.（1974）: Soil-landscape relationships in a closed drainage system. Soil Sci. Soc. AM. Pro., 38, 813-818
127. Russo, D. and Bresler, E.（1981）: Effect of field variability in soil hydraulic properties on solutions of unsaturated water and salt flow. Soil Sci. Soc. AM. J., 45, 4, 675-681
128. Gajem, Y. M., Warrick, A. W. and Myers, D. E.（1981）: Spatial dependence of physical properties of a typic Torrifluvent soil. Soil Sci. Soc. AM. J., 45, 709-715
129. 全国農地保有合理化協会（1996）：超省力型飼料生産基盤整備調査委託事業報告書，65-77
130. 北海道立根釧農業試験場（2006）：北海道草地における衛星リモートセンシングおよびGISの利用技術，北海道農業試験会議資料，21-26
131. Wang, X. and Inoue, T.（2005）: Estimations of soil moisture for bare soil fields using a soil line derived from satellite data. J. Environmental Information Sci., 33-5, 1-12
132. 北川靖夫，新村善男，岡山清司，廣川智子，久津那浩三，吉野喬（1988）：礫質灰色低地土水田における基盤工法の違いによる土壌理化学性の経年変化の差異，富山県農技セ研報，3，1-8
133. 沖田良隆，成田保三郎，斎藤萬之助（1993）：改良山成畑土壌の理化学性および微生物性の経時変化，開発土木研究所月報，476，35-41
134. 畠中哲哉，塩崎尚郎，福原道一，宮地直道，

斎藤元也 (1989)：ランドサット TM データによる畑地表土の腐植含量評価，日本土壌肥料学雑誌，60 (5)，426-431
135．志賀弘行，福原道一，小川茂男（1989）：ランドサット TM データによる湛水下水田の腐植含量推定，日本土壌肥料学雑誌，60 (5)，432-436
136．畠中哲哉，西宗昭，福原道一，新良力也（1997）：ランドサット TM データを利用した十勝畑土壌の礫深度推定，日本土壌肥料学雑誌，68 (1)，30-36
137．Wijaya, I. A. S., Shibusawa, S., Sasao, A. and Hirako, S. (2001) : Soil Parameters Maps in Paddy Field Using the Real Time Soil Spectrophotometer. Journal of JSAM, 63 (3), 51-58
138．北海道農政部(2004)：北海道施肥ガイド
139．日本土壌肥料学会北海道支部編（1999）：北海道農業と土壌肥料，㈱北農会
140．宝示戸雅之，西宗昭（1990）：経年的酸性化草地における牧草生育と降水量の関係，日本土壌肥料学雑誌，第 61 巻，第 1 号，48-53
141．日本草地畜産協会（1999）：草地開発整備事業計画設計基準　―農林水産省畜産局―

謝　　辞

本論文の取りまとめにおいてだけでなく，長谷川周一博士から日々の研究生活を通じて，土壌の測定方法から解析に至るまで多くのことを学ばせて頂いた。稚拙ながらも学位論文としてまとめることができたのも，長谷川博士のお陰と深謝します。またお忙しい中，多くの助言と指導を頂いた，波多野隆介博士，長澤徹明博士，相馬尅之博士に心より感謝申し上げます。

本論文の課題に掲げました「土壌の空間変動」に目を向けるきっかけは，卒業論文のテーマとして提示して頂いた佐久間敏雄名誉教授のお陰です。現地にて穴の掘り方から指導を受け，土壌を対象とした研究の喜びを授けて頂きました。

研究に取り上げた課題の性格上，多くの地点で調査を行い，大量の土壌サンプルを分析する必要があったために，圃場の選定から分析まで多くの方々にお世話になりました。学生時代からの先輩である倉持寛太氏をはじめとする土壌学研究室の同級生や後輩の皆さん，さらには波多野教授にまで現地調査を手伝っていただきました。酷暑の中での現地調査では大変お世話になりました。さらに秋田農業試験場の中川進平博士，北海道農研センターの鈴木伸治博士，農林水産省の細川悟氏をはじめとする土質改善学(現在の土壌保全学)の卒業生，および学生の皆さんとはお互いに切磋琢磨しつつも，寝食を忘れるほどに多くの時間を割いて，甚大なるご協力をいただきました。

放牧草地の調査では，快く圃場を提供してくださり便宜を図って頂いた秦寛博士，傾斜草地の調査において測量データを提供して頂いた野口伸博士，北海道農業開発公社の丸山健次氏のご協力のもと，貴重なデータを収集することが出来ました。

また九州沖縄農研センターの原口暢朗博士からは，解析方法に関するご助言とご指導を受けました。

最後になりますが，土壌保全学研究室の教授を務められました前田隆博士，松田豊博士には，研究の場を整えて頂き，また多くのご助言を賜りました。

本研究は，これら多くの方々のご指導とご協力の賜であります。ここに記して深く感謝申し上げます。

Summary

Soil scientists and agronomists have recognized variation of soil properties in time and in space. Especially at the upland field located on complex hills, the problem to enhance soil variability becomes apparent as same as soil degradation by erosion. The same soil management and cultivations can't resolve the heterogeneity in the field. In some cases the practice rather accelerates the variations and cause environmental pollution by human-introduced materials like pesticides or nutrients. Therefore soil and environmental management systems correspond to spatial variations is searched, the demands for more accurate information on the spatial distributions of soils will increase.

Climate, parent material, topography, biotic factors and human activities influence soil formation, but climate often exerts control at coarser scales than small watershed or than one field of interest here. I selected some fields with relatively uniform parent material and cultivation practices, so that spatial soil variation can be attributed to changes of topography. Soil variation has been formed by the movement of water and soil itself through and over the landscape, so soil properties, soil erosion class and productivity are related to landscape position. But the methodology hasn't established or there has been no application for individual soil environmental conditions or agriculture systems in Japan. This paper describes the spatial variability of soil at typical land use on complex hills in Japan. Furthermore, I estimate the validation of topographical analysis and geostatistics which identify soil properties distributions and reduce soil variability.

Soil survey was performed at a 2.8 ha upland field in Kamifurano of central Hokkaido which had been cultivated for about 80 years. Topography of the investigated field was undulant hills, average slope is 0.24 m m^{-1} and 80% of the field was steep slope over 0.20 m m^{-1}. The maximum annual soil erosion rate was 11.5% of topsoil (29 mm y^{-1}), which was estimated by analysis the inventories of ^{137}Cs in soil profiles. Soil profiles could be identified by the positions on slope: the horizon sequence was observed in which Ap / C - type occupied on the upper and convex areas, contrarily on the lower and concave areas, Ap / A / B - type. At the eroded area of Ap / C - type the thickness of Ap horizon had been kept constant by being mixed with subsoil by tillage. As a result, soil properties on this field suggested relatively high spatial variability compared with those was reported. Average carbon content of Ap horizon was 2.50% and the coefficient variance was 39.0%. Richer zone (over 3.5%) accounted for 14% and poor zone (below 1.5%), 12% of entire field. Coefficient variance of pH was relatively low (5.9%) but there were acid soils below pH 5.75 and non acid soils pH over 6.50 which don't need to be limed for cropping. In this case, the technique to spread some soil improvement materials and fertilizer according to soil condition on sites, such as the precision farming, should be applied. When it is applied, it is essential to grasp the spatial variability of soil properties at the field. Topographical analysis was effective to identify in 2～4 zones according to each soil

properties to prepare soil map. The existence of the drift and trend about soil spatial variations disturbed direct application Geostatistics, which is powerful tool to estimate soil distributions, on the upland soil over a complex landscape.

Soil survey and sampling were conducted on the hilly pasture in the Hokkaido university Shizunai livestock farm located in Hidaka sub-prefecture. The pasture was reclaimed by horse stocking without earth work. Land surface relief was more complex than the previous upland field. The difference of ^{137}Cs inventory between maximum and minimum slope site was negligible. This result suggested that soil erosion and deposition haven't happened owing to the grass which has covered soil surface. The variability of most soil chemical and physical properties including thickness of A horizon didn't exceed the results of upland field or the references. The significant relation between topographical features and some soil properties could be recognized, especially the properties related to soil water movement. The topographical characterization model could explain the distributions of soil water contents, saturated hydraulic conductivity and soil pH. But topographical attributes generally couldn't agree with the results of soil investigation on the hilly field used as pasture.

In this paper, I discussed the realization that topographical analysis contributing to soil management by identifying soil distributions. The grassland for hay selected for soil investigation was located in Nakafurano near the foot of Tokati-dake Mountains. The maximum slope was 0.20 m m^{-1}, which didn't reach the cases of the upland field or the pasture, and the wave of land surface was moderate. The coefficient variance about soil pH and carbon content of Ap horizon were lower than that recorded at the upland field, but it had the same level with that of the pasture. Regular grass seeding, simultaneous soil tillage and improvements operate to increase the soil variability. Average soil pH was 5.64 and most data didn't reach 6.50, which is criterion of liming. 2,572 kg ha^{-1} $CaCO_3$ was estimated for liming according to the result of libratory testing pH and the soil response to some $CaCO_3$. But 60% of the entire field was expected to be over 500 kg ha^{-1} which is excess or insufficient. It was not sufficiently possible to improve soil acidity with uniform quantity of lime even if a lot of soil samples prepared. The measure to spread adequate mass of lime for each site, like precision farming, have been necessary in this case. The pH was significantly correlated with slope curvature, which is one of topographic attributes, and low pH zones were located on the convexity slope positions. But the topographical characterization model was not enough to enhance accuracy of liming. Instead of topographical analysis, geostatisitics was practical for identification of the spatial distribution of $CaCO_3$. Inadequate area could be decreased up to 40% with detail pH map estimated by kriging method.

The soil variation in one field at hilly area, which has been cultivated by the same ways, was recognized to prevent uniformity of crops growths. Soil variation development was highly related to the land use and agricultural practices. In upland field, annual tillage operations encourage soil erosion and deposition occurs in many landscapes in response to the way water or soil materials moves through and over the landscape. Therefore, soil distribution for using soil management could be identified sufficiently by topographical attributes and the topographical characterization model. Grassland soil also showed some variability

that was weak relationship to the current topographical attributes about some soil properties. In some cases, geostatistics is superior to estimate soil distribution and inform about soil management to reduce soil spatial variations. In order to acquire conveniently the valid information about soil spatial distributions in arable land, it is important to examine the adaptation of methodology according to the field conditions.