

7 花崗岩地帯の風化殻と崩壊地について — 隆起準平地帯と構造性地塁山地との比較 —

信州大学農学部 〇遠藤則夫 北澤秋司

1. はじめに

花崗岩地帯では豪雨時におびただしい数の表層崩壊が発生し、大規模な土砂災害を引き起こすことが多い。そこで、素因に関する研究として地質の面から数多くの検討がなされてきた。その結果、従来の地質図上に表現されている地質学的な岩相区分のみならず、花崗岩地帯特有の風化物質であるマサを含めた表層地質が素因としてはより重要であることがこれまでにわかってきた。そこで、筆者らは従来の地質図に斜面崩壊の素因として重要な斜面表層物質の情報を盛り込んで、土砂災害の防止に生かせる崩壊危険度マップの作成に関する研究を行っている。

ここでは、花崗岩から成る構造性地塁山地において、地形の特性が斜面崩壊や表層の風化殻の形態にどう影響しているのかを、隆起準平地帯と比較しながら述べる。

2. 調査地域の概要

調査の対象としたのは、長野県南部の天竜川上流域右岸阿知川流域である。この地域は昭和32年6月27~29日の台風5号災害、昭和34年9月26~27日の伊勢湾台風災害、昭和36年6月26~29日の梅雨前線豪雨災害など死者の出た土砂災害をはじめ、幾度も豪雨による土砂災害に見舞われた地域であり、現在でも崩壊地が多く存在している。調査地域を含めた天竜川上流域右岸地域は才四紀から現在にかけて激しく隆起した地域であり、南北~北東-南西方向に走る逆断層が多く存在する構造性地塁山地である。地質は広く領家花崗岩類が露出しており、調査地域には後

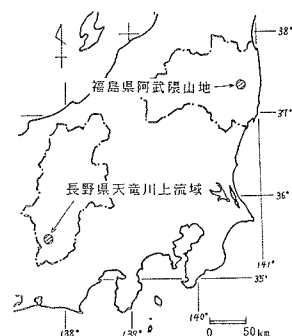


図-1 調査地域の位置

濃飛花崗岩類に属する伊奈川花崗岩、市田・清内路花崗岩が広く分布し、摺古木花崗岩が一部に分布している。各々の岩質は、伊奈川花崗岩が岩相変化の著しい中~粗粒の花崗閃緑岩、市田・清内路花崗岩が均質で中粒の花崗閃緑岩、摺古木花崗岩が細粒花崗閃緑岩である。また、気候については、飯田(標高約500m)の1941~70年の年平均最高気温は18.6℃、年平均最低気温は7.1℃(阿智村史より)である。温量指数は96.6であり、暖帯落葉樹林帯に相当する。降水量は1年のうち梅雨と霖雨が最も多く、東海型の影響を受けた内陸性の気候を呈している。昭和46~55年まで10年間の夏季(6~9月)平均降水量をみると、飯田で832ミリ、阿知川水源山地の恵那山(標高2,190m)では実に1,697ミリにも達し、標高によってかなりの違いがある。

3. 崩壊地の分布

図-2は北澤(1982)が天竜川上流域全域について作成した崩壊地分布図のうち、阿知川流域を示したものである。この図をみると、崩壊地は阿知川の上流域に多く分布していることがわかる。阿知川流域内の崩壊地箇所数は5,026箇所、崩壊地面積は508haで、流域全体の2.3%を占めている。

次に、崩壊地の分布と地形開析度との関係を見た。図-3は調査地域を含めた天竜川上流域右岸地

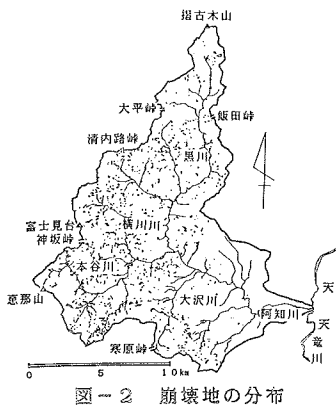


図-2 崩壊地の分布

域について3kmメッシュをかけ、メッシュ内の最高山頂高度、起伏量、崩壊地面積を明示したものである。図中にプロットした点は、①山頂高度1100m以上、起伏量500m以上、②山頂高度900~1300m、起伏量300~500m、③山頂高度500~800m、起伏量100~400mの3つのグループに分けられる。①のグループは天竜川右岸地域の大部分を占める急峻な山岳地帯に相当し、壮~晩壮年期の山地である。②のグループは長野県最南端地域で三河高原の続きと思われる隆起準平原地形を呈している地域に相当し、老年期の山地である。③のグループは天竜川右岸の河岸段丘上の伊那谷平坦面に相当し、

土地全体が低平となり浸食基準面に近づいた準平原である。崩壊地が存在するのは①のグループで、②と③のグループにはほとんど存在しない。つまり、壮~晩壮年期の山地で崩壊は多発し、老年期の山地ではほとんど起こらなくなる。言い換えれば、壮~晩壮年期の山地では地表付近の風化

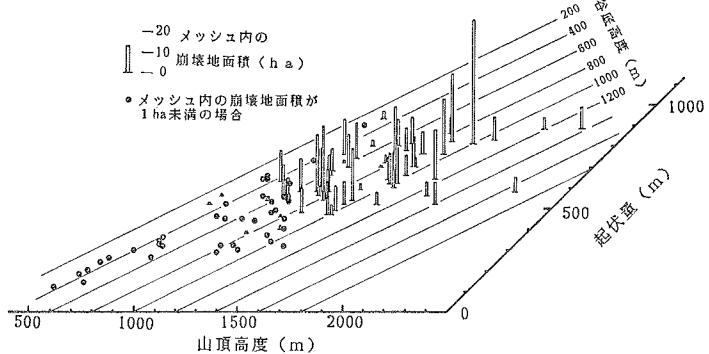


図-3 地形開析度と崩壊地分布との関係

殻は崩壊によって次々と削り取られているのに対し、老年期の山地では崩壊がほとんど生じないために、風化殻は保存され続けているということになる。従って、壮~晩壮年期の山地と老年期の山地とでは、風化殻の形態に大きな違いがみられると思われる。

4. 花崗岩の風化

花崗岩地帯では、風化して砂状を呈するマサが地表を覆っていることが多い。マサは地質学的時間を要して生成するもので、その厚さは時には数十メートルに及ぶとも言われている。このような、ある程度の厚さをもつ風化帯を土壌も含めて、風化殻と総称する。

4.1 風化分帯

風化殻の調査をする場合、風化状態を現地で観察し記載するには、風化状態の区分規準が必要である。この区分規準を風化分帯と言う。表-1は、各々の研究者の行った風化分帯を対比したものである。本調査では、この地域で既に研究を行っている北澤(1977)の風化分帯を採用して調査を行っている。

表-1 風化分帯の対比

研究者	大八木規夫 1967	黒田和男ら 1970	柳谷悟 1974	木宮一邦 1975	北沢秋司 1977	内川由美ら 1982	遠藤, 木宮
研究地域	島根県 大原郡	兵庫県 六甲山地	広島県 世羅台地	愛知県 三河高原	長野県 天竜川上流域	福島県 北部阿武隈	福島県 中部阿武隈
			表層土 移動マサ	土壌			
	III 帯	強風化	化学的風化帯 I 化学的風化帯 II	マサ B マサ A	III 帯	I 帯	赤色マサ マサ B マサ A
	II 帯	中強風化	化学的風化帯 III	風化花こう岩 B	II 帯	II 帯	風化花こう岩
	I 帯	中弱風化	物理的風化帯 I 物理的風化帯 II	風化花こう岩 A 花こう岩 B	I 帯	III 帯	新鮮花こう岩
	未風化帯	弱風化	物理的風化帯 III 未風化岩	花こう岩 A			

4.2 隆起準平地帯の風化殻

中国山地や三河高原、阿武隈山地などは花崗岩から成る代表的な隆起準平地帯であり、マサ化した厚い風化殻がよくみられる。崩壊頻発地である阿知川流域の風化殻について述べる前に、昭和58~59年に調査した、福島県阿武隈山地中部地域(図-1参照)にみられるマサ化した厚い風化殻について述べておく。

まず、阿武隈山地と阿知川流域の地形開析度の違いを示したのが図-4である。これを見ると、阿知川流域のものは前述した通り、壮~晩壮年期の山地であるのに対し、阿武隈山地のものは山頂高度500~1,000m、起伏量100~500mで、左下隅に集まっており、老年期の山地で、隆起準平原地形を呈している

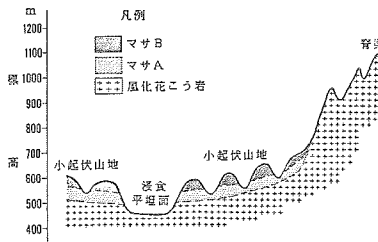


図-5 模式風化断面

行している程度で、岩塊状を呈している。これはマサ化した風化殻が浸食された結果、やや新鮮な部分が露出したものと思われる。このことを模式的に示したのが、図-5である。マサ化した厚い風化殻は、なだらかな小起伏山地を広く覆うように分布しており、隆起準平原面が形成された過去の地質時代に、風化が進行してできたもので、現在の浸食からまぬがれて残っている化石風化殻であると考えられている。

4.3 構造性地塁山地の風化殻

天竜川上流域右岸阿知川流域において、道路沿いの露頭や斜面崩壊地で、風化殻の調査を行った。図-6、図-7は阿知川流域北端部の摺古木山南麓斜面付近のルートマップ及び地形断面である。摺古木山は標高2,168.5mで、阿知川支流黒川の水源山地である(図-2参照)。これによると、II帯が主に露出し、所々にIII帯が分布している。露頭で見られる風化形態は、節理沿いでは風化が進んでマサとなり易く、節理と節理の間は、礫塊状に取り残されてコアストーンとなっていることが多い。調査地域内でも、この地域は特にコアストーンが多くみられる。そのため、崩壊地下方の

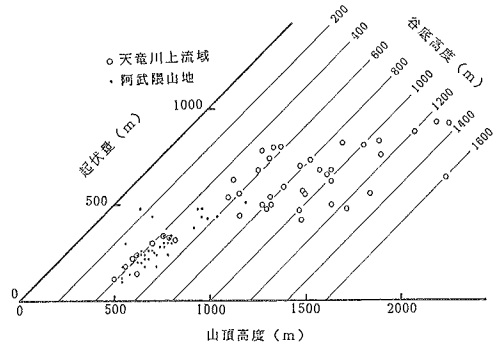


図-4 阿武隈山地と阿知川流域の地形開析度

いることがよくわかり、構造性地塁山地である天竜川上流域右岸阿知川流域と比較するのに適した地域だと思われる。

風化殻の調査をしたのは、阿武隈山地最高峰大滝根山(標高1,192m)周辺地域である。隆起準平原特有のなだらかな小起伏山地を呈している地域では、粘土分に富むマサ化した風化殻がみられ、時には赤色風化殻もみられた。一方、なだらかな小起伏山地を刻んでいる谷沿いの風化状態は、節理沿いに風化が進行

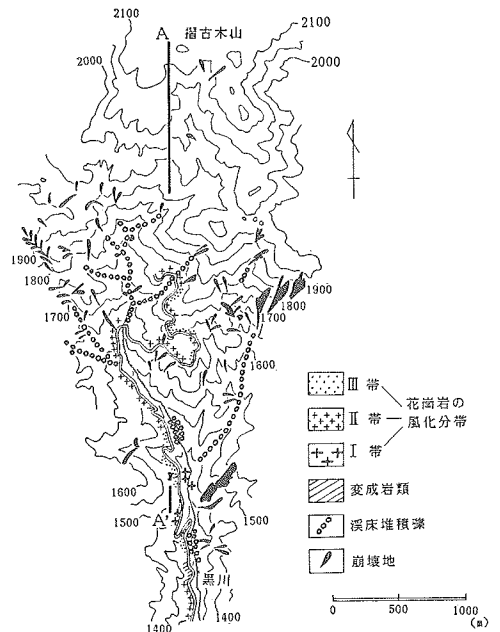


図-6 摺古木山南麓斜面のルートマップ

溪床には、崩落したコアストーンが堆積していることが多い。

以上述べてきたように、隆起準平地帯の厚い風化殻は、地形面と対応した層状構造を成す化石風化殻であるのに対し、構造性地塁山地の風化殻は、節理や断層などの弱線沿いが優先的にマサ化している程度で、地形面と対応した層状構造は発達していない。このように、地形開析度の異なる隆起準平地帯と構造性地塁山地とでは、崩壊地の分布や風化殻の形態に相違がみられる。

5. 花崗岩の風化と崩壊

図-8、図-9は調査地域内の崩壊地の実態を示したものである。崩壊地の多くは、崩壊深度が0.5m前後の表層崩壊であった。表層崩壊地では、土壌(A層)と崩積土層が主に崩落しており、崩壊地表面にはマサ化したⅢ帯或はキレツの多いⅡ帯が露出していた。また、崩壊地表面にコアストーンが露出していることがあり、これをコアストーン崩壊と名付けた。ここで注目されるのは、どちらの土壌断面でも、崩積土層と基盤岩風化層との境界が非常に明瞭であり、崩壊面はこの境界面とほぼ一致していることである。

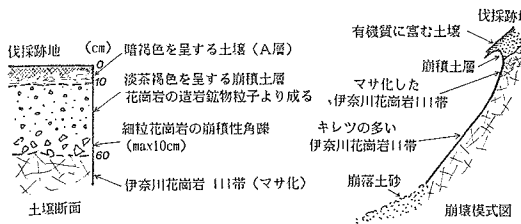


図-8 阿智村横川の表層崩壊

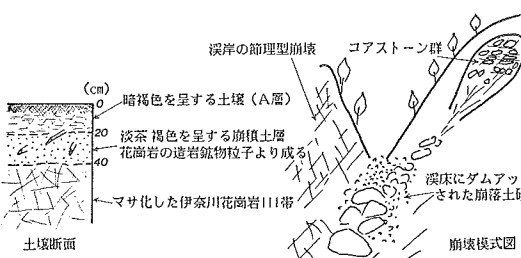


図-9 阿智村本谷川のコアストーン崩壊

このようなサイクルで地形が開析されるために、崩壊頻発地では風化殻が厚く発達しないのだと推論できる。

6. おわりに

花崗岩から成る隆起準平地帯と構造性地塁山地とでは、崩壊地の分布面積が大きく異なり、その結果として、風化殻の形態にも違いがみられることを述べた。今後も、災害地質学的要素を盛り込んだルートマップを作成し、風化と崩壊、コアストーンの分布や挙動についても検討してゆきたい。

引用文献

- 遠藤則夫(1985)：阿武隈山地の花崗岩類風化殻について，静岡大学理学部地球科学科卒論(手記)。
- 遠藤則夫・北澤秋司(1987)：崩壊危険度マップの作成に関する基礎的研究(I)，35回日林中文論。

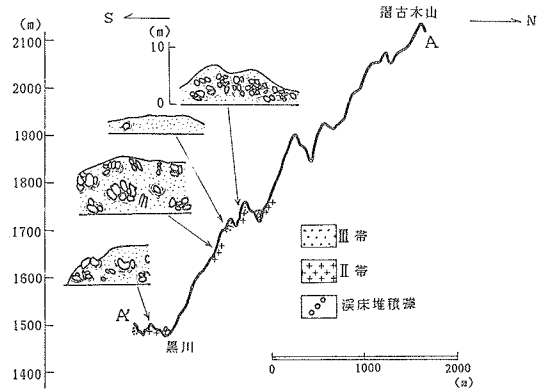


図-7 A-A'間の地形断面

その後、崩壊地が自然復旧する過程で、地表付近にⅢ帯が復元されるが、土壌化する前に再び崩壊が発生する。