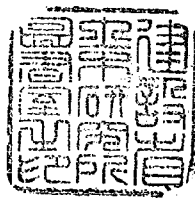


土木研究所資料

第 143 号

道路調査における空中写真地質判読



昭和 41 年 3 月

建設省土木研究所

道路調査における空中写真地質判読

岡 本 隆 一

(地質研究室)

目 次

1. まえがき	(2)
2. 空中写真	(3)
3. 写真の観察	(7)
4. 地質判読の解説	(9)
a. 判読の要素	(9)
(1) 識別要素	(9)
(2) 地表状況の条件	(11)
(3) 判読要素	(12)
b. 地形と侵蝕	(15)
c. 岩質の判読	(19)
(1) 堆積岩	(22)
(2) 火成岩	(23)
(3) 変成岩	(24)
d. 地質構造の判読	(25)
(1) 地層の構造	(25)
(2) 岩石の相互関係	(25)
(3) 岩石の断裂構造	(26)
e. 表層の判読	(27)
(1) 風化基盤岩	(28)
(2) 残留土	(29)
(3) 崖錐および土石流	(29)
(4) (砂礫) 段丘および扇状地	(29)
(5) 台地、丘陵—洪積層	(29)
(6) 沖積平野	(29)
(7) 火山灰	(30)
(8) 災害地形	(30)
5. 写真判読の利用の対象と限界	(30)
a. 計画線調査	(30)
b. トンネル	(31)
c. 地すべり	(31)
d. 風化および山地崩壊	(31)
e. 橋梁基礎	(32)
f. 材料採取場	(32)
g. 特殊な問題	(32)
(1) 軟弱地盤	(32)
(2) 海成判読	(33)
(3) 積 雪	(33)
(4) 地質計測	(33)
h. その他	(33)
6. 判読の実例と土木地質的考察	(34)
あとがき	(34)
参考文献	(34)

March 1966.

写真例集目次

番号	主な判読対象	位置	付図
1	花崗岩	中央道	長野県駒場
2	花崗岩	北陸道	福井県敦賀市南
3	蛇紋岩	北陸道	新潟県歌川筋
4	流紋岩	中国道	兵庫県三田市西
5	安山岩	九州道	鹿児島県吉松東
6	玄武岩	東海道	静岡県御殿場北
7	石灰岩	中国道	山口県秋吉台南部
8	古生層	九州道	熊本県肥後峰北部および南部
9	古生層	北陸道	福井県栃木峠
10	変成岩	中国道	山口県山口市
11	中生層	中国道	山口県下関市
12	新第3紀層	六甲山溪	兵庫県須磨市西
13	新第3紀層	北陸道	新潟県与板町
14	洪積層	中国道	大阪府茨木市
15	台地砂礫層	東海道	静岡県牧野原
16	河岸段丘	中央道	長野県天竜峡
17	河川扇状地	中央道	岐阜県霧ヶ原
18	扇状地、崖錐	中国道	山口県仁保川筋
19	崖錐、崩壊	中央道	山梨県春木川筋
20	海岸内湿地	東海道	神奈川県茅ヶ崎市
21	海岸砂丘、内湿地	東海道	静岡県浜松市西南西
22	海岸扇状地、内湿地	九州道	福岡県古賀町
23	河川内湿地	東海道	神奈川県伊勢原町
24	旧川床、洪積層	東海道	神奈川県川崎市登戸
25	天井川	北陸道	新潟県直江津市東
26	火山灰、泥流	東海道	静岡県小山町
27	地盤沈下	九州道	福岡県中間町遠賀川筋
28	断層	中国道	山口県鹿野町
29	断層	中国道	山口県徳地町
30	断層	九州道	福岡市香椎東
31	褶曲	東海道	静岡県小夜中山
32	地すべり	東海道	静岡県由比町
33	地すべり	中国道	神戸市北
34	地すべり	北陸道	新潟県名立町
35	海底	新 潟	新潟県村上市北
36	雪	中央道	静岡県大井川最上流部

判読図

判読図

判読図

判読図

判読図

判読図

判読図

判読図 水系図

判読図

判読図

判読図 水系図

判読図

判読図

1. ま え が き

空中から写真を撮影する試みはすでに1860年頃から気球やたこを利用して行なわれ、第1次世界大戦の末期には軍事目的ではあるが、航空機によって撮影された写真を判読することが行なわれている。それ以後、広大な大陸や植民地をもつ欧米諸国では、空中写真の撮影と、種々の対象と目的に対する判読が進められてきた。露岩地帯の多い乾燥地では、写真から地質を判読することがかなり容易であるから数多く試みられてきている。とくに、第2次大戦後は飛躍的に発展し、写真撮影区域も広がり(図-1参照)、道路をはじめとする土木地質の調査への利用もいちじるしい。

わが国でも一部軍事目的などで第2次世界大戦前から空中写真の撮影と判読が行なわれてきたが、戦後、米軍による日本全土をカバーする写真(約1/4万)撮影が完了し、前後して写真測量がさかんになってきた。判読も森野関係、地理関係に進められ、地質関係はとくに土木地質の分野の発展とともにここ数年来急速に進んできた。写真判読による地質調査は砂防調査や国土基本図の作成の際に行なわれるようになったのを手はじめとして、中央道地質調査や、黒4発電所大町トンネルの地質調査などから本格化してきた。国土開発縦貫自動車道の計画が急速に具体化し、それに伴う地質調査を短時日に行なう必要に迫られ、少数の人員で調査を行なうためには写真判読を最大限に利用して地質調査を行なわざるを得なかった。ここで、中央道、東海道(東名道)、九州中国道、東北道、北陸道、関越道の各自動車道の地質調

査の過程で、道路の計画線選定に関する地質判読技術もすすみ、そこで得られた成果を中心として、道路調査における空中写真地質判読の基本的問題をまとめて発表しようとするものである。

地質判読が欧米で発達し、なかなかわが国にとり入れられなかったのは、わが国が温暖多雨な気候帯に位置し、風化が進み、植生の発達がいちじるしく、沖積層、崖錐、火山灰などの表層堆積物が発達して岩石の露出が少なく、それに加えて、地殻変動による複雑な地質構造で地質単元が非常に小さくなることなどから、写真による地質判読などとうてい不可能に近いと判断されていたことにも起因する。たしかに上記の理由により、写真による地質判読は非常に困難であるが、わが国の条件でも判読をすすめていく研究と努力を重ねられ、近年しだいに質量とも判読内容が向上してきている。

写真判読では

- ① 従来と異なった視覚から広い範囲の地表を総合的に観察判断できる。
- ② 踏査困難な地点も他の地域と同じ精度で判読を行なうことができる。
- ③ 現地へ行かなくても写真上で何回でも反覆して観察することができる。
- ④ 垂直誇張によって、とくに緩い傾斜の範囲で微妙な地形異常を察知できる。
- ⑤ 特殊な化学的、光学的処理や光学器具を使って、各種の判読が行なえることから、地質条件の統計的処理ができる。

などの利点があり、従来の地質調査と違った角度からの地質調査が可能になってきた。さらに、後で詳しく述べ

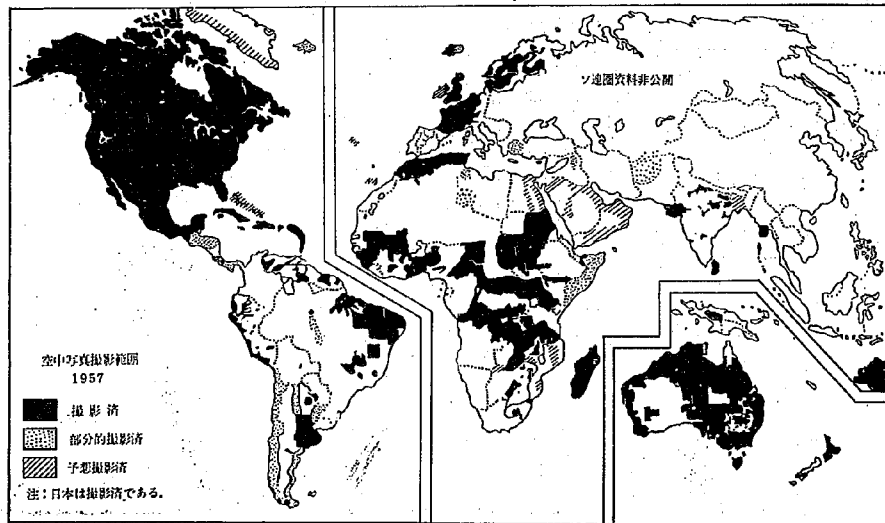


図-1 世界の空中写真撮影範囲 (Manual of Photo Interpretation より引用)

るように写真判読が地形との結びつきが強いために、土木地質の分野で重要な地表条件の認識をより深めることができるという大きな利点がある。とくに、道路にかんする地質調査ではこの点が大きく利いてくる。

道路調査における空中写真地質判読は現在まだまだ実用化の初期段階であるから、今後さらに発展する余地があるものと思われる。それと同時に、日本国内では、いかに簡単な地質構成や地質構造でも、既存地質文献や地表地質踏査の助けをかりずに、写真判読だけで地質調査を行なうのは無謀であることをはっきりと認識しておかなければならない。

2. 空中写真

空中写真とはどういうものかについては、もはやなんの説明も要しないほど一般によく知られ、表-1でわかるように、さまざまな機関で、さまざまな目的に利用されている。なかでも、土木関係と林野関係がもっとも大きな対象である。そして、ある場合には従来の地形図が占めていた役割にとって代った面もある。

ここでは、写真測量の原理にもとづいた図化の問題はぬきにして、1枚の写真、あるいは2枚組として、または数枚、数10枚つなぎ合わせた写真（モザイク写真）を判読して、特定の目的や内容にいう情報を得ようとする試みについて述べようとするものである。

空中写真と航空写真という言葉は一般に混同して使われているが、写真の撮影はほとんどすべて航空機によって行なわれているので、現実にはどちらでもさしつかえない。（法律、政令では空中写真という語が使われている。）

空中写真には撮影時の地表のすべての状態が空中上方からみたものとして写しとられている。撮影の方法はカメラを鉛直方向に向けた垂直写真と、斜めにした斜め写真とがあるが、航空機自体の傾きは別にするとほとんどが垂直写真であり、斜め写真は特殊な場合（積雪量調査など）のほかは行なわれない。

感光材料によって下記のように分類される。

モノクローム(黑白)	{	全彩色(パンクロマティック)
写真		フィルム
		修飾赤外フィルム
		赤外(インフラレッド)フィルム
カラー(天然色)写真		リヴァーサルフィルム
		ネガ・ポジフィルム

このほかに天然色から色を違えて焼付けた写真もあるが、軍事用など特殊用途であるから土木の目的には関係はない。

撮影時の航空機（カメラ）の傾き、高度、時刻等は、撮影に使用したカメラによって異なるが、空中写真の密着焼の袖についている記号によって示されている（図-2, 3参照）。

表-1.a 空中写真撮影記録（計画機関別）

計画機関	昭和36年	37	38	39
建設省	86	86	43	100
農林省	7	5	5	11
運輸省	2	0	1	2
北海道開発庁	5	17	21	58
林野庁	10	45	22	15
海上保安庁	1	0	9	34
国税局	7	0	4	1
道路公団	19	4	11	21
国鉄	20	28	28	42
都道府県	82	83	152	177
市町村	76	51	114	142
電力会社	134	28	24	25
私鉄	4	7	2	7
一般会社	37	23	26	46
自営	32	9	16	21
その他	5	3	7	15
不明	4	16	10	17
計	531	405	495	734
総計				2,165

(注) 国土基本図をのぞく

表-1.b 空中写真撮影記録（目的別）

目的	昭和36年	37	38	39
道路計画	79	83	101	125
鉄道	29	34	27	45
都市	89	48	49	108
河川	46	34	27	52
砂防	4	2	4	12
ダム	14	11	8	8
用水	2	3	3	7
発電	44	8	0	5
送電	67	18	18	16
海岸	12	2	6	6
港湾	8	2	24	48
水路測量	4	2	9	33
上・下水	4	3	3	10
地質・鉱山調査	6	4	2	11
森林計画	20	49	30	22
農地	8	9	23	13
土地改良	4	7	3	6
観光開発	7	6	15	19
水産物調査	5	0	6	4
地形図作成	16	11	16	68
その他	23	16	18	27
不明	40	53	103	89
計	531	405	495	734
総計				2,165

写真の縮尺はカメラの種類と航空機の飛行高度によっておおむね決定される。その関係は表-2に示すようなものである。

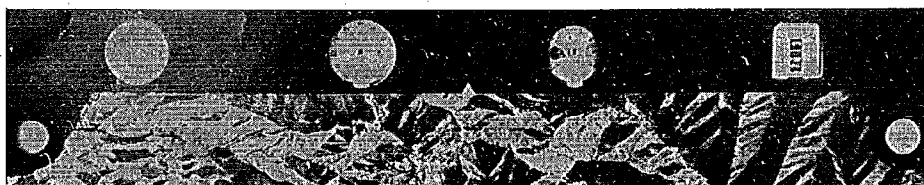
撮影は進行方向に隣り合う写真が約60%の重複を生じるように連続して行なわれ、隣接コースとの重複は通常約30%である。（図-4, 5, 6参照）



(1) 米軍撮影 1/40,000 レンズ→メトロゴン $f \approx 153\text{mm}$



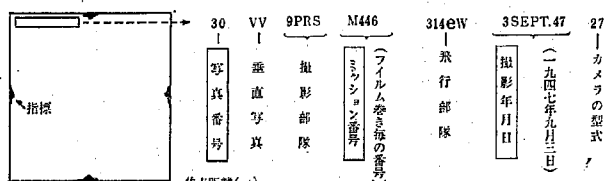
(2) ツァイスカメラ RMK $f \approx 153\text{mm}$ (23cm × 23cm)



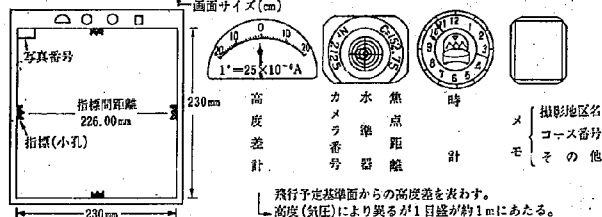
(3) ウィルド RC5a レンズ→アビオタール $f \approx 210\text{mm}$ (18cm × 18cm)

図-2 空中写真撮影データの記録

(1) 米軍撮影写真の場合 (レンズ: メトロゴン $f \approx 153\text{mm}$)



(2) ツァイスカメラ (RMK 型) の場合



(3) ウィルドカメラ (RC5aアビオタール $f \approx 210\text{mm}$ の場合)

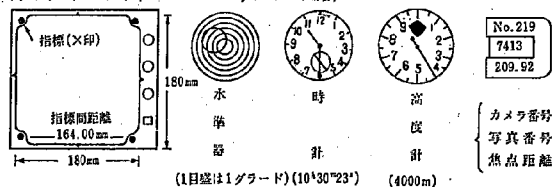


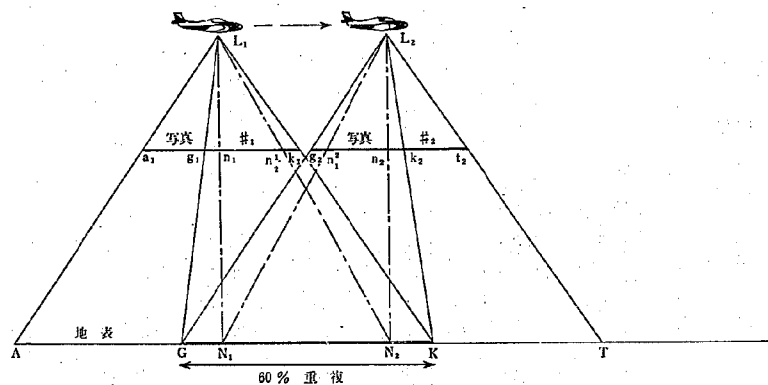
図-3 写真上の記号の見方

表-2 写真縮尺に対する諸元

写真縮尺	カメラ焦点 距 (cm)	飛行高度 (m)	撮影基線長 (km)	コース間隔 (km)	一辺の 距離 (km)	撮影面積 (km ²)	ステレオ 有効面積 (km ²)
1: 5,000	11.5	575	0.36	0.63	0.90	0.81	0.23
	21	1,050	0.36	0.63	0.90	0.81	0.23
	15	750	0.46	0.81	1.15	1.32	0.37
1: 6,000	11.5	690	0.43	0.76	1.08	1.17	0.33
	21	1,260	0.43	0.76	1.08	1.17	0.33
	15	900	0.55	0.97	1.38	1.90	0.53
1: 7,000	11.5	805	0.50	0.88	1.26	1.59	0.44
	21	1,470	0.50	0.88	1.26	1.59	0.44
	15	1,050	0.64	1.13	1.61	2.59	0.72
1: 8,000	11.5	920	0.58	1.01	1.44	2.07	0.59
	21	1,680	0.58	1.01	1.44	2.07	0.59
	15	1,200	0.74	1.29	1.84	3.39	0.95
1: 9,000	11.5	1,035	0.65	1.13	1.62	2.62	0.73
	21	1,890	0.65	1.13	1.62	2.62	0.73
	15	1,350	0.83	1.45	2.07	4.28	1.20
1: 10,000	11.5	1,150	0.72	1.26	1.80	3.24	0.91
	21	2,100	0.72	1.26	1.80	3.24	0.91
	15	1,500	0.92	1.61	2.30	5.29	1.48
1: 11,000	11.5	1,265	0.79	1.39	1.98	3.92	1.10
	21	2,310	0.79	1.39	1.98	3.92	1.10
	15	1,650	1.01	1.77	2.53	6.40	1.79
1: 12,000	11.5	1,380	0.86	1.51	2.16	4.67	1.30
	21	2,520	0.86	1.51	2.16	4.67	1.30
	15	1,800	1.10	1.93	2.76	7.62	2.12
1: 13,000	11.5	1,495	0.94	1.64	2.34	5.48	1.54
	21	2,730	0.94	1.64	2.34	5.48	1.54
	15	1,950	1.20	2.09	2.99	8.94	2.51
1: 14,000	11.5	1,610	1.01	1.76	2.52	6.35	1.78
	21	2,940	1.01	1.76	2.52	6.35	1.78
	15	2,100	1.29	2.25	3.22	10.37	2.90
1: 15,000	11.5	1,725	1.08	1.89	2.70	7.29	2.04
	21	3,150	1.08	1.89	2.70	7.29	2.04
	15	2,250	1.38	2.42	3.45	11.90	3.34
1: 16,000	11.5	1,840	1.15	2.02	2.88	8.29	2.32
	21	3,360	1.15	2.02	2.88	8.29	2.32
	15	2,400	1.47	2.58	3.68	13.54	3.79
1: 17,000	11.5	1,955	1.22	2.14	3.06	9.36	2.61
	21	3,570	1.22	2.14	3.06	9.36	2.61
	15	2,550	1.56	2.74	3.91	15.29	4.27
1: 18,000	11.5	2,070	1.30	2.27	3.24	10.50	2.95
	21	3,780	1.30	2.27	3.24	10.50	2.95
	15	2,700	1.66	2.90	4.14	17.14	4.81
1: 19,000	11.5	2,185	1.37	2.39	3.42	11.70	3.27
	21	3,990	1.37	2.39	3.42	11.70	3.27
	15	2,850	1.75	3.06	4.37	19.10	5.26
1: 20,000	11.5	2,300	1.44	2.52	3.60	12.96	3.63
	21	4,200	1.44	2.52	3.60	12.96	3.63
	15	3,000	1.84	3.22	4.60	21.16	5.92
1: 21,000	11.5	2,415	1.51	2.65	3.78	14.29	4.00
	21	4,410	1.51	2.65	3.78	14.29	4.00
	15	3,150	1.93	3.38	4.83	23.33	6.52
1: 22,000	11.5	2,530	1.58	2.77	3.96	15.68	4.38
	21	4,620	1.58	2.77	3.96	15.68	4.38
	15	3,300	2.02	3.54	5.06	25.60	7.15
1: 23,000	11.5	2,645	1.66	2.90	4.14	17.14	4.81
	21	4,830	1.66	2.90	4.14	17.14	4.81
	15	3,450	2.12	3.70	5.29	27.98	7.84
1: 24,000	11.5	2,760	1.73	3.02	4.32	18.66	5.22
	21	5,040	1.73	3.02	4.32	18.66	5.22
	15	3,600	2.21	3.86	5.52	30.47	8.53

表-2 つづき

写真縮尺	カメラ焦点距離 (cm)	飛行高度 (m)	撮影基線長 (km)	コース間隔 (km)	一辺の距離 (km)	撮影面積 (km ²)	ステレオ有効面積 (km ²)
1:25,000	11.5	2,875	1.80	3.15	4.50	20.25	5.67
	21	5,250	1.80	3.15	4.50	20.25	5.67
	15	3,750	2.30	4.03	5.75	33.06	9.27
1:26,000	11.5	2,990	1.87	3.28	4.68	21.90	6.13
	21	5,460	1.87	3.28	4.68	21.90	6.13
	15	3,900	2.39	4.19	5.98	35.76	10.01
1:27,000	11.5	3,105	1.94	3.40	4.86	23.62	6.60
	21	5,670	1.94	3.40	4.86	23.62	6.60
	15	4,050	2.48	4.35	6.21	38.56	10.83
1:28,000	11.5	3,220	2.02	3.53	5.04	25.40	7.13
	21	5,880	2.02	3.53	5.04	25.40	7.13
	15	4,200	2.58	4.51	6.44	41.47	11.64
1:29,000	11.5	3,335	2.09	3.65	5.22	27.25	7.63
	21	6,090	2.09	3.65	5.22	27.25	7.63
	15	4,350	2.67	4.67	6.67	44.49	12.47
1:30,000	11.5	3,450	2.16	3.78	5.40	29.16	8.16
	21	6,300	2.16	3.78	5.40	29.16	8.16
	15	4,500	2.76	4.83	6.90	47.61	13.33



A-K; 写真1による撮影範囲 L1; 写真1の撮影点 N1; 写真1の主点
G-T; 写真2による撮影範囲 L2; 写真2の撮影点 N2; 写真2の主点

図-4 写真の重複 (進行方向)

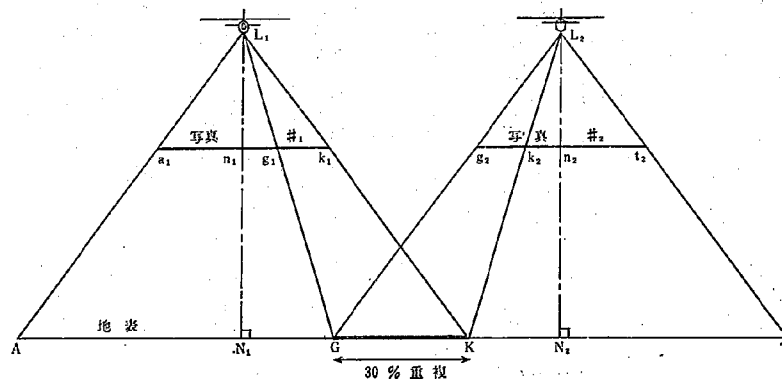


図-5 写真の重複 (隣接)

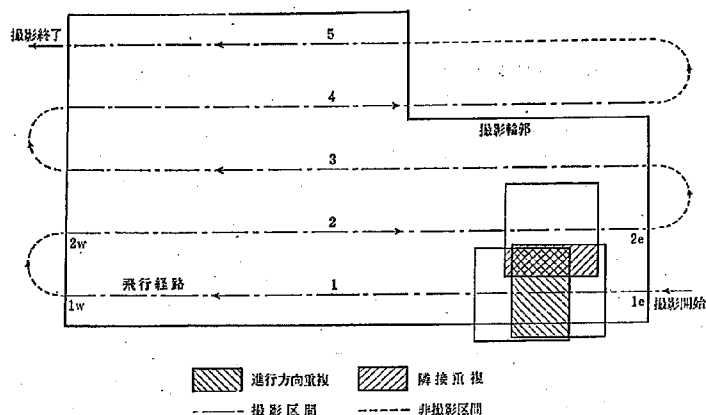


図-6 飛行経路と写真の撮影範囲

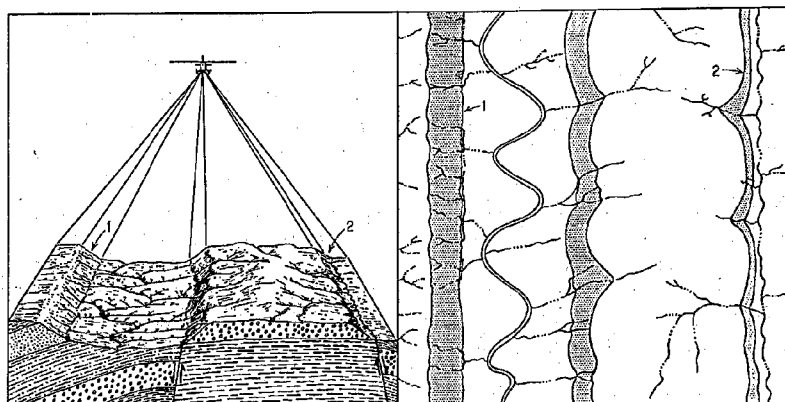


図-7 地形と写真上の表現

撮影に用いられるカメラは1mmの間の120～200本の線を識別できるほど、解像力の高いものであるから、通常の状態では像のボケは少ないが、レンズの像のひずみ、気象条件や航空技術による航空機やカメラのズレ、傾き、写真および土地の比高や傾斜による影響等で像のひずみはさけられない。地形と写真図形との関係の概略図を図-7に示す。

飛行高度を H (m)、カメラの焦点距離を f (cm) とすると、写真の平均縮尺 S は

$$S = \frac{f}{100 \times H}$$

で表わされる。

焦点距離 $f=15.2$ cm (広角レンズ) で約 $1/20,000$ の縮尺の写真を得ようと思えば

$$\frac{1}{20,000} = \frac{15.2}{100 \times H} \quad (H=3040)$$

となる。つまり、約3,000mの高度で飛べば良いということになる。

3. 写真の観察

空中写真には透明陽画乾板と印画紙があり、観察に利用されるものには単写真、モザイク写真、一対写真(隣接重複写真)があり、観察の方法として肉眼のみ、実体鏡、図化機を利用などが考えられる。

一般に観察、判読には印画紙が利用されているが、印画紙には光沢、半光沢、無光沢がある。光沢紙は膜面が薄く平滑であるから微細構造の判読は容易であるが、乾湿によって容易に曲がる点、色鉛筆やインクがのらないなどの欠点がある。半光沢、無光沢紙には光沢紙と逆の利点・欠点がある。

単写真でも地形、地質上の特徴がかなりよく判読でき

るが、この際は写真の直上方向から観察するだけでなく、写真への入射光線の反対側から斜めに視ると立体感が得られる場合がある。つまり、写真の北を手前にしてみればよいのである。写真の南北の大体の方位は撮影の時刻と陰影の向きから容易に判断できる。

モザイク写真(集成写真)は調査、計画あるいは工事に際して、目的の広範囲の地域を一度に認識把握できるのが利点である。そのため基図や説明図として特色を発揮する。地質および地質構造を判読する場合にも、広範囲な岩相や地形の変化、大規模な断層の判読、荒廃地の集中地域の認識が容易にできる。モザイク写真は一般には密着写真を順次はり合わせた略集成写真が使用されているが、高い精度が要求される基図などの場合、厳密集成写真(偏歪修正モザイク)と呼ばれるものが使用される。これは撮影点の高度の違いによる縮尺の修正と、撮影時の傾き(鉛直でない写真)を修正したものである。

このほか、縮尺を均一にし、等高線を描き入れ地形図的性格をもたせた写真地図というものがあり、縦貫道計画線調査にも使用されている。地形図と空中写真の利点をかねそなえているが、実測地形図と比べて精度が落ちるのが難点である。

一対写真による観察は、重複して撮影された隣接写真を両眼で実体視するもので、単写真やモザイク写真では平面的なパターンとしてしか捕えることのできなかった写真上の種々の映像を、立体像として捕えることができるというのが大きな利点である。さらに、実体視によって得られる立体像は、実際の地形起伏と比較して垂直方向が非常に誇張されたかたちであらわれ、谷、くぼみ、割れ目、斜面傾斜の変化など地質判読上の大きな手がかりが強調されるので、地質を判読する上からは非常に有効な方法である。

一対の組写真から立体像を得るための観察でもっとも簡単な方法は肉眼のみによる方法である。野外において写真観察を行なうためにも、器具を使用しないで実体視

できるように訓練をつんでおくことと便利である。重複して一対写真のそれぞれに存在する同一被写体を約65mm(普通の人間の瞳孔間隔にほぼ等しい)離して、左の眼で左側の写真の被写体を、右の眼で右側の写真の被写体を見つめると、両方の映像が寄って来て重なり実体視できる。65mmに近づけるためには、一方の写真を曲げる必要がある場合もあるが、曲げた写真を二つの被写体の間に立てるようにもつてくるとか、二つの写真の間に白紙を立てるとかすると、実体視に馴れていない場合も実体視が容易である。順次馴れてくるにしたがって、間の紙も不要になり両被写体の間隔も広げることができるようになり、肉眼のみによる広範囲の観察も楽になる。写真よりも練習が容易な図形で練習するのも良い。

肉眼のみでの実体視が不得手の場合や、詳細な判読を行なおうとする場合には観察器具を用いる。レンズ、プリズムあるいは鏡を利用したもの、またはそれぞれを組み合わせたもので、種々のタイプが考案されている。野外で使用する際には簡単なポケット型レンズ立体鏡が携帯に便利であるが、使用する写真の取扱いが不便だし、精度が劣るので詳細な判読や記載には不便である。馴れた人ならむしろ肉眼の方が見やすい。

詳細な計測や図化を必要とする場合には高級な図化機を使用するが、通常の判読や図化には鏡立体鏡を使用する。一対の写真上の映像を、鏡とプリズムでそれぞれの眼に導き、立体感を得るもので、詳細に局部的観察を行なう場合にはその映像をレンズで拡大する。鏡立体鏡で観察する場合に写真を離しておくことができるし、肉眼のみより映像が拡大して見られるので、地質判読や計測には鏡立体鏡を使用するのが普通である。連続して撮影された組写真のペアをみて実体視するわけであるが、一対の写真を左右逆にして実体視すると、川や沢など地形的に凹部が逆に凸出して見える。水系図を作成するための写真観察はこのようにしてみる方が記録しやすい。

【写真の標定と標定図】

道路を対象にした場合は、コースに沿って連続して空中写真を判読する機会が多いが、その場合、前もって連続写真を標定しておくことと判読に便利である。

コースの端から連続重複した2枚の写真を撮影の順に並べ、それぞれの写真の各辺中央または4隅を結んだ直線の中央部(交点)に+印をつける。これを主点という(左写真 P_1 、右写真 P_2)。次に P_1 、 P_2 に対応する点をそれぞれ対応する写真上に求め、○印をつけ P_1' 、 P_2' とする。(左 P_1' 、右 P_2')。 P_1 と P_2' 、 P_2 と P_1' とを直線で結び、これらの2つの直線が一直線上にならぶようにする。鏡立体鏡の下で左側に左の主点(P_1)、右側にその対応点(P_1')がくるようにして、 P_1 と P_1' が一致するように観察すると立体像が容易に得られる。

標定図は空中写真に撮影されている範囲を地形図に表示し、コースと写真の番号を記入して判読の際の写真の索引を便利にしようとするものである。

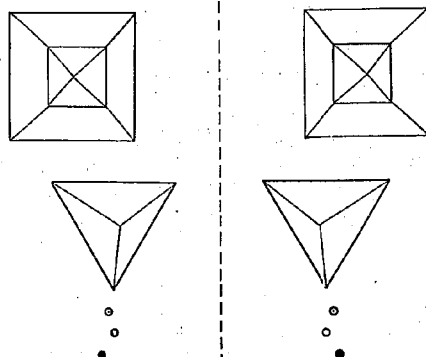


図-8 実体視練習用図形(大竹一彦原図)

写真をコース別、番号順に並べて整理する（コース番号、写真番号の見方は p. 4 を参照）。写真と地形図を照合し、またコースごとの重複部分からコースの撮影順序を調べる。コースの端の写真から地形図と照合しながら撮影範囲を入れていく。この場合、川、道路、鉄道、集落などが照合の手がかりになる。範囲を全部入れずに両端の写真の分だけ入れて他の中間の写真は主点のみとし、コースだけをわからせる場合もある。次にコース名と写真番号を記入し、撮影目的、年月日、縮尺、写真の種類を入れる。

なお、空中写真や判読、記録については、別に詳細な説明がなされた適当な著書がある。（文献—34参照）

4. 地質判読の解説

空中写真によって地質を判読するということは、遠くの山を眺めてその地質を判断しようとするに似て、決して簡単なことではない。空中写真には直接地質区分が示されているわけでもなく、ほぼ垂直からみた地表の状況が撮しとられているだけである。しかし、写真に表われているさまざまな印象のうち、何かを区分できる手がかりをいくつか拾いだしてきて、そのそれぞれがどういう関係で、どの程度地質状態との結びつきがあるかを調べて行くと、写真に撮しとられている地表付近の地質がどのようなものであるかが少しずつわかってくる。だが、この場合も地質の判読はあくまで直接的な方法ではなく、地質の解釈であるということ大きな前提として、判読結果の利用を考えていかなければならない。

a. 判読の要素

(1) 識別要素

まず、空中写真に撮されているものを識別する要素となるものは、つぎのようなものがある。

- ① 階調 tone
- ② 色 colour
- ③ 陰影 shadow
- ④ 肌理 (きめ) texture
- ⑤ 模様 pattern
- ⑥ 形態 form
- ⑦ 大きさ
- ⑧ 以上の組合せ

そして、これらは実体視による立体像としてとらえられるものである。

① 階調

普通に使用されているモノクローム（黒白）写真では、被写体の太陽光線に対する反射率の相違が明暗の階調としてあらわされている。それゆえ、被写体の反射能の違い、太陽と被写体とカメラの相対角度が利いてくるが、被写体の反射能は光線の波長によって異なる。太陽の位置も大きな関係があり、太陽の位置の高い正午前後に撮

影しても、斜面地形では反射の良い側と陰影ができる側とを生じるのは避けられない。連続した水面もほとんど全反射して白くあらわれている部分と、ほとんど吸収されて黒く出ている部分とを生じ、その間は反射率に応じた階調を示す。このように階調の相違には複雑な原因が作用するので、階調の相違のみで岩石や植生の相違がわかるというところまではいかない。

階調で識別しようとする場合には、

- ① 階調のコントラスト
- ② 階調のパターン
- ③ 階調の異常
- ④ 反射光量

を有力な手がかりとする。

② 色

モノクローム写真では色の表現はできないが、カラー写真の場合は階調と関連して色の違いも識別要素となる。場合によっては色の違いがそのまま地質図、土壌図、林相図となることもある。しかし、カラーの再現は非常にむずかしい。高度を増すと（小縮尺になればなるほど）光の散乱のためコントラストがうすれ、全体に青味をおびてくる。カラーフィルムには前述のようにネガ・ポジフィルムとリバーサルフィルムとがあるが、リバーサルフィルムは撮影の場合、色温度補正フィルターが必要で、その調整が困難である。ネガ・ポジフィルムはフィルターは必要でなく、印画にする際にフィルターと現像調整で階調と特定の色強調を変えることができる。このようなことから地質判読にはネガ・ポジフィルムが有効である。また、ネガ・ポジフィルムはフィルムからモノクローム印画が作れる。この場合の白黒写真は六甲山地での経験によると、普通のモノクロームよりコントラストが強く、判読に便利な面もある。

③ 陰影

太陽が斜め上方にある位置（日本では緯度の関係上時刻季節を問わず太陽が垂直な位置にくることはない）で立体的な起伏のある地表を撮影すれば、写真上にならず陰影を生じる。直立した塔や樹木も陰影でその形や大きさがわかる。写真の方位の認識にも陰影が役立つ。また、太陽光線の入射角の低い朝夕に撮影すれば、非常に微妙な地形の起伏や、植生の生育異常にも陰影を生じ、表層の異常とその原因を調べる場合の手がかりになる。一方、斜面が暗黒の階調におおわれてしまうと、その部分の判読がほとんど不可能になるという欠点がある。

④ 肌理 (きめ)

肌理は写真上で階調の異なる細かな映像の集合がつくる全体の感じをさしていつている。単写真上での平面的なものばかりでなく、実体視による立体像として認識する。縮尺によって当然肌理は変わってくるし、違った意味を示してくる。たとえば小縮尺では、同様な平板に見える河川敷が大縮尺になると細かい粒状と粗い粒状にわかれて、砂質河床と礫質河床とに区別できる。肌理の表

現は、平板な、なめらかな、凸凹な、ぶち状、斑点状、粒状、線状、格子状などと呼ばれ、それぞれ細かい、粗いなど主観的な感じでいわれている。森野関係では重要な識別要素の一つである。

⑥ 模様

ここでいう模様とは、写真における階調の違い、形、大きさ、連続性など地表で立体的になんらかの規則性をもったものの配列をさしている。これは地形や植生、人工物によくあらわれ、地質にも関係深い。

主なものに

- (i) 水系模様
- (ii) 地形模様
- (iii) 植生模様
- (iv) 人工模様
- (v) 線状模様

などがある。

(i) 水系模様

陸地を侵蝕して河流が生じ発達していく過程で、それら河流の一群がつくる模様で、写真で認識できるもっともいちじるしい模様の一つである。この水系模様は、地形の侵蝕輪廻と岩石の侵蝕抗力と密接な関係があり、地質判読にとって非常に有効な識別要素である。項をあらためて詳細な説明を行なう。

(ii) 地形模様

ここでいう地形模様とは水系模様に対応するようなもので、山地の尾根や丘陵の特異な配列や崖線のつくる模様を指す。注意して写真をみると、岩質や地質構造に支配されて、稜線が肋骨状に配列した模様や、さんご樹状に配列する丘陵、鋸状の海岸灯線、環状の湖沼配列などを読みとることができる。水系網図に対応した山陵線図を作成して検討すると容易に地形模様の特異性が認識できる場合がある。

(iii) 植生模様

植生の生育状況あるいは分布状況がある模様を示し、写真上で識別される場合がある。わが国のような温暖湿润な気候条件と、人工林や耕地の多いところでは、植生と基盤の地質の関係は直接結びつけるのが困難な場合が多いが、表層の状態、とくに透水性、保水性とは関係深い。植生模様から、とくにその分布異常から、地下水の通路を指定できることもある(写真-22参照)。

乾燥地や亜乾燥地では、原岩と原地性残留土壌との関係が密接で、そのため植生模様が地質判読に直接有効である場合も多いので重要な識別要素となる。

(iv) 人工模様

わが国では、狭い国土を有効に活用するために、自然に対して人工の加わったところが多い。それら人工の加わったもののつくる特殊な理由にもとづく模様を人工模様と呼ぶ。ダム、道路、市街などの構造物は別としても、ゴルフ場、自動車練習場などは独特な模様をなしている。わが国のように平地や緩斜面はほとんど耕地

や宅地と化し、原生林は伐採された後人工林に変わり、低湿地が盛土されて工場敷地となるなど、自然改造が進められてくると、原初的な自然状態から地質を判読することが非常に困難になってくる。しかし、水田、畑、果樹園が作る模様から地形の微細な起伏や土質が読みとれるなどのプラスの面も多い。とくに地表近くの状態——たとえば風化——と関連が深いので重要な識別要素の一つである。

(v) 線状模様

上述の自然や人工の表層の模様のなかで、とくに線状のものが集合あるいは延長することによってできる模様がある。これは後で述べる線状構造 (photogeologic lineament) との関連もあり、地質の連続あるいは不連続を意味する場合が多く、地質構造を調べる上で非常に重要な識別要素となる。

⑥ 形態

写真上にあらわされている事物の形態も重要な識別要素である。とくに、一対写真上で立体像としてみる場合、形態は有力な手がかりとなる。建築物、道路、鉄道、橋梁、古墳などの土木建築物はもちろんその形態から容易に識別できるが、そのほかに、火山錐、砂丘、段丘、地すべり、崩壊などの特異な地形も容易に識別可能である。後でも述べるように、地形は写真による地質判読でもっとも重要で有力な判読要素であるから、形態の識別も非常に大事なことである。

⑦ 大きさ

写真にあらわれている被写体の大きさは、線的にも面的にもとらえられ重要な識別要素となる。写真測量の技術の向上と図化機の性能の進歩によって、地形学的計測が精密にできるようになり、正確な図化がなされるようになった。地質的要素も同様に必要とあれば正確に計測することができる。これらの計測によって、土木地質的判断も容易になり、統計的処理も可能になる。今後は、ますます大きさとその計測の意義は大きくなっていくものと思われる。これら絶対的、定量的計測のほかに、大きさの相対的比較をすることも重要な識別要素となる。とくに、形態と組合わせて大きさの相対比較は、地形判読、ひいては地質判読の有力な手がかりとなる。

⑧ 以上の組合わせ

階調、色、陰影、肌理、模様、形態、大きさと写真の識別要素をあげてきたが、これらの識別要素はそれぞれ単独で判読できるということはほとんどなく、相互の相関関係を検討しながら組合わせて判読に用いるものである。たとえば、判読例集写真-1でいうと、写真の右の部分 (Gr 1) と左の部分 (Gr 2) で、陰影によって生ずる階調の違う部分の大きさと模様が異なり、水系の模様も異なる。地形型 (ここでは斜面型) が異なるのもわかる。そしてその境を追ってみると線状模様としてあらわれているのがわかる。ここで、Gr 1 と Gr 2 の部分が容易に分けられる。中央部をゆるく曲がりながら横に走る

白い階調の部分は、反射能と形態と平滑な肌理から川であることがすぐわかる。その両側に先の Gr1 や Gr2 の部分とまったく異なる形態と模様の部分があるが、耕地となった人工模様からも段丘であることがわかる。段丘と扇状地は、川に対する位置と自然地理の形態から区別できる。Gr1 の中に、川に沿わずに人工模様を生じているところがあるが、斜面形が先の段丘と異なることから、これが崖錐であることも推定できる。

このようにして、写真の識別判読は識別要素の組合せでできるものである。

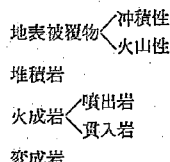
(2) 地表状況の条件

まず、地表状況は次の条件によって左右される。地質判読の難易もそれぞれの条件の如何によって異なってくる。

- ① 地質条件
- ② 気候条件
- ③ 地形条件
- ④ 人工条件

① 地質条件

岩石の固有の性質たとえば化学成分、硬さ、異方性、粒度、風化特性が他の条件と影響しあって複雑な分化をし、その場所、場所の地表状況の基礎となっている。地質条件は次のように区分されるが、どのような岩石がどのような構造で分布しているかということによって、写真判読の精粗が生じる。



地質学的情報を得ようとするときは、堆積岩は比較的にいろいろな情報が得られるが、火成岩、変成岩の順に情報が得がたくなる。地表被覆物は、その識別は容易であるが、それからさらに土木地質的な情報を得るためには訓練と経験を必要とする。判読の上からは地質条件のうち、時間的情報はほとんど得られず、岩質的、構造的情報にかたよるが、土木地質の分野では、時間的なものより岩質的、構造的情報の方が有用であるから、むしろ好都合ともいえる。

② 気候条件

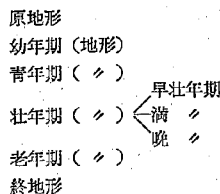
気候条件のうち、とくに気温と降水量が岩石の風化、土壌の溶脱、植物の生育に非常に利くので、地表状態に大きな関係をもつ。乾燥地や亜乾燥地では、ほとんど機械的風化のみが行なわれ、土壌は原地性残留土壌が多い。そのような条件では、風化に際して化学的な出入りが少なく、土壌は原岩の化学組成をよく保存し、原岩の地質(岩質)構成を暗示する。そのうえ植物の生育は悪く、露頭状況がよいため直接判読が容易である。気温が低い高山や極に近い寒冷地でもまた植物の生育が悪いので

露頭が多く、氷雪におおわれるという悪条件にもかかわらず時期を選べば容易に判読が行なえる。

一方、高温多雨の気候条件では上と反対に、水と空気による機械的風化と化学的風化作用が活発に行なわれ、流水による侵蝕運搬がいちじるしく、地表面が厚い残留土壌と運搬土壌によっておおわれることが多い。植物の生育もさかんで、これらが地表をおおってしまっているため、基盤の岩質の判読が非常に困難である。そのうえ、土壌の溶脱がさかんで、原岩と化学成分の異なる土壌を生じる。原岩が違っても、みな似たような化学成分の土壌になるので土壌からすぐ原岩を推定することはほとんどできない。また、そのような気候条件では耕作や造林にも適するので、人工条件による自然の変化も大きい。乾燥地における土壌条件では、化学成分が異なることのために植物の生長速度が異なるとか、特定の植生が発達するとかの明瞭な関係が生じるが、高温多雨帯ではそのようなことは少なく、あっても含水量の違いとかの物理的性質に負う場合が多い。

③ 地形条件

判読しようとする地表が侵蝕輪廻のどの段階にあるのか、どのような自然地理の単位あるいは型であるかということも、地質判読の際知っておく必要がある。侵蝕段階は地形型として、Davis によると次のように考えられている。



これは大陸のような安定地塊が侵蝕されていく過程には通用するが、わが国のような地殻運動のさかんなところでは、地盤の上昇沈降や、火山隆起も加わるので上記の段階どおりにはいかなないところも多い。一般的には上記の段階的過程をたどるものと考え、陸化の時期の新しいほど若い侵蝕期にあると考えて、判読しようとする地表が現時点でどれにあてはまるかを一応考慮すれば、土木地質的判断もより容易になる。侵蝕の段階が進んで壮年期になると、削剥が進み、岩石の抗侵蝕力に応じて地形も急峻になり、水系ももっとも発達した形をとるので、地質判断の際に数多くの情報が得られる。

一方、自然地理の単位、たとえば海岸あるいは河岸段丘、扇状地、崖錐、(砂礫、熔岩、火山灰)台地、谷底平野、砂丘、砂洲、はらん原、内湿地、自然堤防、海蝕台、その他、火山特有の地形などを分類判読できれば、道路に関する土木地質的考察を行なうことがより容易になる。

④ 人工条件

これまでの地質、気候、地形の各条件は自然条件であ

るが、地表状況に対してさらにもう一つの条件が加わる。それを人工条件とする。さきの人工模様の際に若干ふれたように、人間生活が自然の本来のすがたや、変化の過程を変えていっているということも注意する必要がある。たとえば

沖積地、湿地——人口水路——耕地（水田、畑地）
緩斜面、丘陵、段丘——（階段）整地——耕地（水田、畑地）

平野一般——人間生活——集落、道路、鉄道、耕地
河川（自然乱流）——堤防、ショートカット——管理河川（管理堆積）

森林（自然林）——伐採、造林——人工林

山地（崩壊）——砂防工事——侵蝕の中止

内湾、湖沼——干拓埋立——耕地（水田）、工場用地
2、3あげただけで、今さら自然改造のいちじるしいことに気がつく。せまい国土に多くの人口をかかえているわが国では、諸外国より人工条件の要素がいちじるしいものと思われる。自然状態で地質、気候、地形条件のあり方、およびそれらの異常から地質を判読しようとする場合に、このような人工条件が判読を困難にしている面もある。

（3）判読要素

これまで写真の上での識別要素と地表条件について述べてきたが、それら識別要素を基本にして、なにに注意して地質を判読していくかという手がかり——判読要素——についてのべる。

地質を判読するためには、とくに道路に関する地質調査の分野では、次のものが判読要素となる。

- ① 地表の形態
- ② 岩石および表土の階調（および色）
- ③ 岩石の構造
- ④ 線状構造（Photogeologic lineament）
- ⑤ 植生
- ⑥ 土地利用
- ⑦ 災害のタイプと分布

① 地表の形態

地表の形態は地球の内的、外的諸営力が地表の素材である岩石に作用して、岩石の初生的な、あるいは2次的な性状や構造を反映しながら地表が変化していく過程の表現である。

空中写真による地質判読は、空中写真に表わされた地形要素をもっとも大きなよりどころとすることから、この地表の形態が地質判読の要素としてもっとも重要なものになる。そこで、地質と地表形態の対応関係の度合いが強いかわかりが、地質判読の限界を大きく左右する。地表形態と地質との相関関係は地質時代が新しくれば新しいほど密接で直接的になる。古い時代の地質は、その後の変動の影響を受け、それらの結果の積み重ねのすがたが地表形態として表わされるので、結びつきが弱く、間接的な関係となる。

判読すべき重要な地表形態として

④ 岩（山）体の規模と形態——岩石の抗侵蝕性
一つ一つの岩体がどのような大きさのものか、相対的にはどう違うか、平面的・立体的にどのような形態をしているか。

⑤ 開析パターンと侵蝕の特徴

平面的にどのような侵蝕の受け方をしているか、侵蝕の種類（河蝕、海蝕、風蝕、氷蝕）、特徴（下刻がいちじるしいか、側方侵蝕がいちじるしいかなど）

⑥ 山稜の形態（斜面形、対称性）、方向性

山稜の厚み、長さ、形態、かぶり、断面形の特徴、各山稜の延びの方向性、斜面の形態と大きさ。

⑦ 傾斜分布

山腹斜面傾斜度の傾向とその分布、同一傾斜度の広がり、傾斜異常。計測を伴う。

⑧ 起伏量

生長曲線とあわせて考える。計測を伴う。

⑨ 水系模様（方向性）

全水系のもつパターンの特徴、第1次の水系を除いた水系の特徴、水系の長さ、水系異常。

⑩ 谷密度

計測を伴う。

⑪ 微地形の特徴

谷頭の特徴、はんらん原の起伏、湿地の変せん、侵蝕崖線、山腹中途の小平坦面など。

⑫ 自然地理的単位

段丘・扇状地など堆積性地理単位、滝・海蝕台など侵蝕性地理単位

⑬ 特殊な地表形態

石灰岩溶蝕地形、断層崖、地すべり、氷河けん谷など。

このうち、②～⑨はある程度の計測と統計的まとめを行なった方がよい場合がある。新しい時代の地質と関連が深い地表形態については、その細かい形態、成因、生成環境、後背地（周縁）との関係まで分析できればより有意義である。

② 岩石および表土の階調（および色）

写真の階調は、写真上でもっとも目立った識別要素の一つであるから、これが岩石および表土と直接的に結びつけば判読は非常に楽になる。

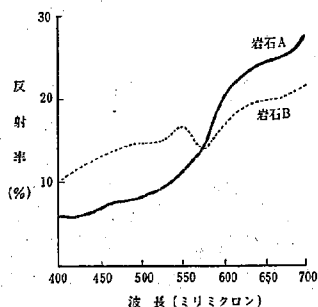
判読には階調の強いコントラストが必要になるが、わが国では岩石が直接露出することは少なく、通常表土や植生におおわれている。そこで表土の階調を読みとることになるが、表土の階調は土性と土壌の湿度（含水比）の差により反射率が相対的に変化することに起因し、それら表土の母材である基盤岩の性質や透水性が間接に影響する。山地、丘陵地で、露岩の階調から直接岩質を指摘し得ることはまれで、表層部の風化や液りの性状を認識するにとどまる。未固結堆積物からなる台地、低地では、それらの含水比、土性が階調の差として表われてい

ることがあり、階調のコントラスト、階調のパターン、階調の異常から未固結堆積物の性状を推定しうる。含水比の高い部分は吸収が良く、暗調としてあらわれる。これから粘土質の軟弱地盤の存在を推定する。

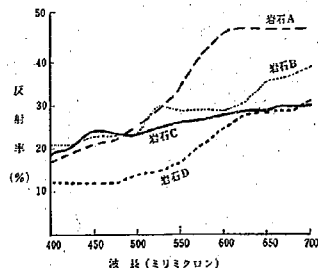
乾燥地や亜乾燥地では岩石の露出状況が良く、岩石試料で波長を違えて、それぞれの反射率を測定し、その反射率曲線を作っておけば、コントラストのもっとも大きい特定のフィルターとフィルムを選び、階調から地質を判読できるとして、その試みがアメリカなどでなされている(図-9, 10参照)。写真を定量的に判読しようとする試み(写真分光法)の一つで、研究としては将来性があるが、わが国の自然条件から、日本では一足とびにそこまでは無理と思われる。

一般的にいうと、植生が密であること、火山灰が広範囲に分布することなどにより、岩石および表土の階調の利用はかなり制約される。階調のみで岩質を推定し得ることはまれである。

カラー写真の場合は階調のほかに色の変化も重要な判読要素となる。乾燥地～亜乾燥地の露岩地帯では、堆積



A: 赤色砂岩質頁岩質シルト岩 (Barnard 層)
B: 灰色石灰岩 (San Andres 石灰岩)
図-9 風化試料の分光反射率曲線
(Ray & Fischer 原図)



A: 淡褐色砂岩 B: 灰色石灰岩
C: 赤色頁岩質シルト岩 D: 灰色砂岩
図-10 新鮮な試料の分光反射率曲線
(Ray & Fischer 原図)

岩の成層状況、熔岩の流出状況がそのまま色の変化として判読できる場合がある。また、植生に被覆されている場合も、特殊な鉱物鉱床を胚胎した土壤に生育した植物の葉に特定の金属イオンが集中し、他と変わった色調を表わしたことから、その鉱物鉱床が発見された例もある。わが国でも、紅葉の濃度の微妙な変化が土壌の厚さと関係するようであるから、紅葉期にカラー写真を撮影し、紅葉の濃度が再現されれば、カラー写真によって風化や土壌の状況がわかる可能性がある。

土木研究所では、六甲山周辺の花崗岩地帯(砂防指定区域)のカラー写真(1/15,000)の検討を行なったが、その結果では、色調から花崗岩の細かい区分は不可能であったが、風化表土の状況(風化がいつじまるしいかどうか、地下水が浅いかどうかなど)はかなり推定できた。次頁に例をあげる。

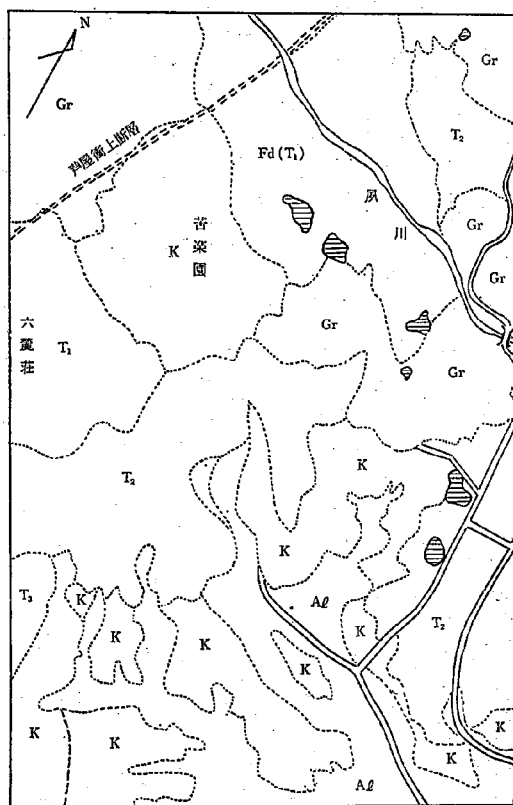
カラー写真における色調は、岩質を対象とするよりもむしろ土質や植生の生育状況を対象として、非常に有効な判読要素と考えられる。

③ 岩石の構造

岩石の構造は細かいものは構成鉱物のへき開から順次大きく、層理(あるいは片理)、割れ目、断層、褶曲、構造破砕帯まで考えられる。へき開はmmオーダー、層理は幅数cm～数m×延長数10m～数kmオーダー、割れ目は数cm～数mオーダー、断層は幅数10cm～数10m×延長数10m～数km、褶曲は断層とほぼ同オーダー、構造破砕帯は幅数10m～数100m×延長数km～数100kmのオーダーになる。写真判読で識別できるのは写真の縮尺や岩石の露出状況にもよるが、層理から土のオーダーで、割れ目も細かいものは判読できない。写真上では線的に連続するものは比較的識別しやすく、とくにその線を境として階調が少しでも変わることがあれば識別は非常に容易である。この特質から岩石の線的構造を判読するのは困難ではない。そして、岩体の区分も可能になってくる。地層や断層の走向傾斜も、露岩地域では直接計測して絶対値を求めることができるが、岩石が露出していないところでは、地形の形態その他からの推定で求める。後者の場合には、地形形態の類似した構造(たとえば粘板岩中に硬い砂岩層をささむ場合と、粘板岩中に火成岩が岩床として貫入している場合)は誤認するおそれもある。

④ 線状構造 (Photogeologic lineament)

写真の立体像で地表状況(地形、土壤、植生、水系、階調および肌理)が直線状に連続するものを指して線状構造と呼んでいる。いわば、さきの線状模様のうち自然との地表状況に関係が深く、直線状にとくに顕著なものをり出したといったものである。これは層理、節理、大きな割れ目、地層境界などの弱線沿いに風化侵蝕が進み、直線状の凹所となったものである。地形的には凹所の連続となり、風化が進むので土壌化していることが多く、他より含水比が高いため暗調の階調になりやすい。河蝕



[カラー写真の解説]

- Al : 沖積層
- T₃ : 低位段丘砂礫層
- T₂ : 中位段丘砂礫層
- T₁ : 高位段丘砂礫層
- Fd : 土石流堆積物
- K : 神戸層下部
- Gr : 六甲花崗岩



もっとも明るい色調は神戸層(K)で、凝灰質岩かアーコース砂岩、あるいはそれから由来した土壌を表わす。しかし、断層沿いにやや褐色がかかった色調を示している。最南部の神戸層は上位の段丘堆積物か表土を宅地造成のために削り取ったので、基盤として現われてきたものである。花崗岩(Gr)と土石流堆積物(Fd)とは相接しているが、地形が異なり、さらに詳細に両者の色調を検討すると、土石流の方が褐色をおびることで区別できる。断層より西の花崗岩と東端の花崗岩とは、表層の地貌(凹凸と肌理)の違いから風化の違いが予想される。段丘は露出していないので地形(高低差)から判読する。

のいちじるしいところでは、これに沿って水系が規制され線状に並ぶこともある。また、滝、湖沼、泉などが連続することもある。

このようなことから、線状構造は地質構造と非常に密接な関係があるので、線状構造を詳細に判読して統計的に検討すれば、その地域の地質構造の主傾向を得ることができる場合が多い。一方では、線状構造は偶然凹所が連続するだけで、実際は地質構造となんら無関係の場合もあるし、断層が割れ目か層理かという区別ができないという場合もあるので注意しなければならない。

⑤ 植生

植生は地質判読に利用できる場合もあり、逆に妨げになる場合もある。植生が地質判読に利用できるのは、地質の相違が直接あるいは間接に植生に影響をおよぼしていると考えられる場合である。岩質や含水比の相違によって、あるいは岩石の風化生成物である土壌が母岩の岩質をよく継承している場合に土壌の相違によって、植生の生育状態が異なるか、特定の植生との関連性があるかというような場合に植生が地質判読に役立つ。

植生状況のうち次の各項が判読に利用される。

- ① 植生の有無あるいは疎密
- ② 植生のパターン
- ③ 植生の变化（分布と生育状況）
- ④ 特定の植生の存在
- ⑤ 植生異常

わが国の場合、高温多雨という気候条件から、土壌に化学的な特徴、分化が少なく、植物種が非常に多種多岐にわたり、人工林も多いことから植生を地質判読に利用できるケースは非常に限られている。偶然、地質と植生の分布が一致することはあっても、植生のみで地質判読ができることはむしろまれである。

一般的に、広葉樹は針葉樹に比べて階調が明調に表現されやすいと考えられているが、それで細かい地質区分と結びつけられるわけでもない。

経験的に、花崗岩のような連酸塩の多い優白質岩石では杉は育ちが悪く、松が多い。火山岩の崖の多いところでは杉の生育がよい。竹林は表土が深いなどのことが認められているが、あくまで大略の経験則で例外も多い。

⑥ 土地利用

人口の増加や文明の発達によって土地の利用度が高くなってくると、土地の特性を利用しながら土地の自然状態に手が加えられている地域がふえてくる。地表の自然状態で地質を判読しようとする場合に、自然状態の改変は判読を妨げるが、一方、土地利用の状況を逆に判読の手がかりとして、地表状況や基岩の状態をある程度推定できることがある。

具体的な例を若干あげると、

果樹園は排水の良い緩斜面がよく利用されているので現状地を暗示する。

水田と桑畑が入りまじったパターンでは、桑畑がはんらん原の自然堤防の部分で、水田が内湿地を暗示する。

海岸で果樹園もしくは砂防林と、水田の帯状パターンがあれば、前者が砂丘、後者が砂丘内湿地を暗示し、水田は軟弱地盤である可能性がある。

山地あるいは丘陵の斜面で、極端に高所まで棚田が作られている場合は地すべりを暗示する。

非常に生育のよい杉の植林地は厚い崖堆積物を暗示する。

採石場、採土場は崖部が垂直に近く、急傾斜の場合が多く、引込道路があることなどから判読できる。などが考えられる。

⑦ 災害のタイプと分布

道路に関する地質調査だけでなく、広く土木地質を対象とする判読では、土地災害の状況もできるだけ判読しておく必要がある。また、これが重要な調査項目の一つともなる。

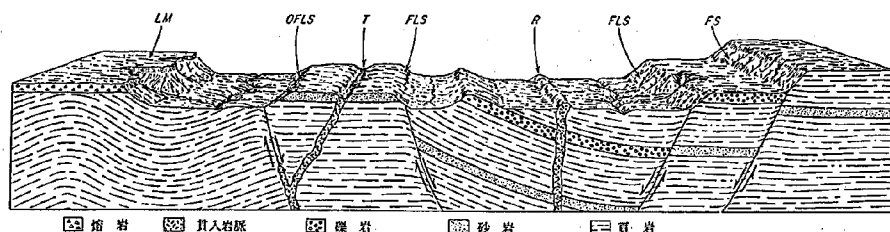
地すべり、山腹崩壊、土石流、鉱害沈下、海岸侵蝕、その他の地表の荒廃状況は空中写真上（とくに実体像上）で非常に明瞭に判読することができる。それらの現状と将来の予測をつけるだけでなく、土地災害のタイプ、発生状況、分布、規模、発生頻度などを判読して研究することによって、それらと地質との相関関係を求め、地質判読および解析の一つの手がかりすることもある。

花崗岩質岩石山地の禿地、古生層山地や破砕帯付近の崩壊、第3紀層（とくにシルト質岩）の地すべり、火山活動地域の噴気や火山灰による災害などがその一例である。

b. 地形と侵蝕

空中写真による地質判読は、むしろ写真による地形の判読といえるくらいに地形のもつ意義は大きい。写真に撮しとられる現在の地形は、地盤変動を主とする内的営力と、侵蝕と堆積を主とする外的営力によって決定づけられている。なかでも、気候条件によって豪雨や洪水の発生率の高いわが国では、侵蝕が地形を決定するもっとも大きな要素となっている。侵蝕は気候条件を同一と考えれば、基本的には岩石の抗侵蝕力と地質構造に規制される。岩石の抗侵蝕力は岩石の硬さ、風化抗力、割れ目の頻度によって決まる。それらの相違によって差別侵蝕を生じ、複雑な地形を形成する。

岩石の抗侵蝕性は、地表状態が一様でなく、岩質に固有なものでないのに一概にはいえないが、一般的傾向は指摘できる。そして、この場合も絶対的なものではなく、隣接岩石との相対的なものとして考慮すべきである。たとえば堆積岩では、年代的な差がやはり抗侵蝕力にあらわれ、古生層のような古い時期のものが第3紀層のような新しい時期のものより侵蝕に強い。礫岩、砂岩のような粗粒質岩石が頁岩、粘板岩のような細粒質岩石



LM: 熔岩台地, FLS: 断層崖, OFLS: 断層と連続した断層崖, T: 侵蝕源, R: 突起尾根,
FS: 断層崖(特例) (新しい断層であるから抗侵蝕力の弱い頁岩が強い岩石の上位になっている)

図-11 岩石の抗侵蝕力と差別侵蝕との関係(模式地形断面) (Calvin F. Miller 原図)

より強い。石灰質岩は頁岩など細粒質岩石より強いので、頁岩との接触部付近では石灰岩の方が尾根としてのこるが、水溶性があるので、深い溝穴や地下水洞ができやすい。チャートは堅硬で、割れ目の少ない部分は抗侵蝕性が大きい、一般に板状の割れ目がいちじるしく、そのため砂岩などと区別がつけにくい。火成岩では、花崗岩のような深成岩は分布も広く、ほぼ一様な風化をするところから、侵蝕は差別も少なく、ほぼ均等に行なわれ、起伏のゆるやかな地形を生じることが多いが、とくに削剥のいちじるしい地域では、もともと堅硬な、割れ目の少ない岩質であるから周囲より突出することがある。脈岩は一般に貫入を受けた岩石より強固で、その部分が突出尾根になることが多いが、まれには、割れ目が極端に発達したり、風化を受けやすいことがあり、逆に周囲より侵蝕を受けていることがある。火山岩では一般に、熔岩は堅硬で侵蝕に非常に強いが、火山岩に伴う凝灰質岩はむしろもっとも弱い部類にはいる。そのため、熔岩部が台地状にあるいは突出して残っている場合が多い。変成岩は熔岩よりは弱いが堆積岩とは区別しにくい。断層や破砕帯は当然のことながら他の部分より侵蝕に弱い。

これら岩質と侵蝕と地形との関係を模式的に示したのが図-11である。脈岩で T と R を生じているのは、一方は抗侵蝕性が強く、他方は弱い場合のことを示す。断層も中央二つの FLS で示す断層縁崖は、地質構造がそのまま地形にあらわれた普通の状態であるが、いちばん左の断層は、断層の落ち側に抗侵蝕性の強い砂岩があり、左の頁岩より侵蝕に強いため地形上は上位の面となることを示したものである。いちばん右の断層は新しい時期の断層で、侵蝕に強い礫岩と弱い頁岩とで、弱い頁岩が未だ侵蝕されずに上位の面として残っていることを示したものである。抗侵蝕性の強い岩石がある場合の地形形成との関係は、図-12に概念的に示すように、傾斜のゆるいほどその岩石の存在と構造に規制され、地層面が流れ盤として緩傾斜面、受け盤が急傾斜面となり、地形断面に非対称性を生じる。急傾斜の場合は、逆に流れ盤が急傾斜面、受け盤が緩傾斜面になるが、極端に急傾斜の場合は断面が対称になることが多い。抗侵蝕性が強い岩石がゆるい傾斜で存在する場合は、その岩石まで

侵蝕が到達してもしくなくとも、あるいはその上位を新期の堆積物がおおっても、地形断面の非対称性が残る場合が多い(図-13・a, b, c 参照)。

岩石の抗侵蝕性と地形の斜面形との関係をのべたが、

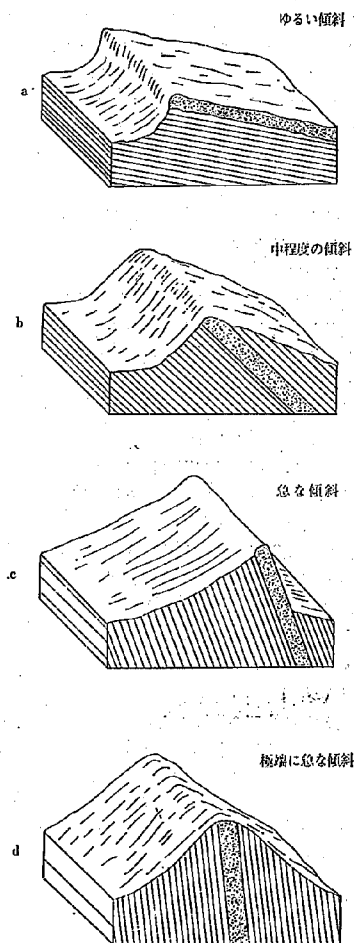
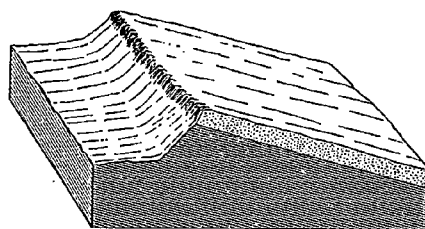
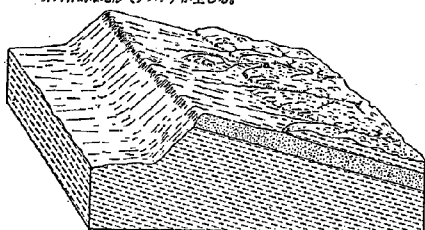


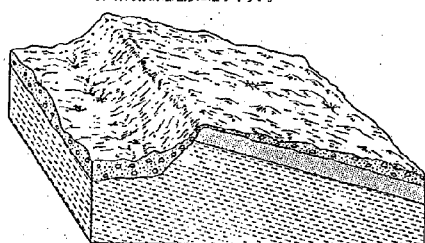
図-12 抗侵蝕性の強い岩石の傾斜と地形との関係



(a) (Calvin F. Miller 原図)
硬い砂岩層のゆるい基岩構造のところでは、砂岩層の抗侵蝕力が強いことから、砂岩層の上位の地層が侵蝕されても砂岩層でとなり、非対称的な地形（クスタ）が生じる。



(b) (Calvin F. Miller 原図)
aと同じ条件で、砂岩層の上位の地層が侵蝕され切れないで残ったとしても、非対称的な地形になりやすい。



(c) (Calvin F. Miller 原図)
a, bと並行の条件で、抗侵蝕力の強い砂岩層によって規制された非対称的なクスタ地形は、上位を砂岩や礫層でおおわれても原地形の影響が残る。そこから硬い砂岩層の存在やその地層の傾斜が推定できる。

図-13 緩い傾斜層と地形との関係

次に侵蝕の特徴をあらわすものに水系がある。雨水として大気から供給された水は、植生、地形、地質構造など地表状況と密接な関係をもちながら海洋に達する。この間の水循環を概念的に表わしたものが図-14である。主としてこの水の流れ（とくに洪水）が地表を侵蝕していくわけである。

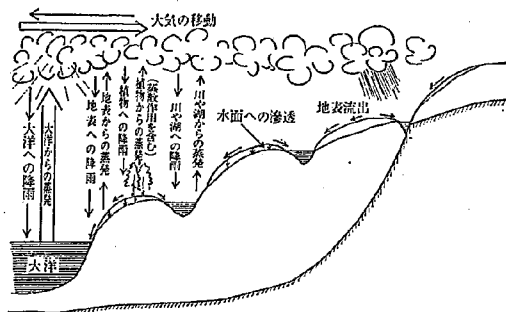


図-14. a 水の循環（大気と地表）

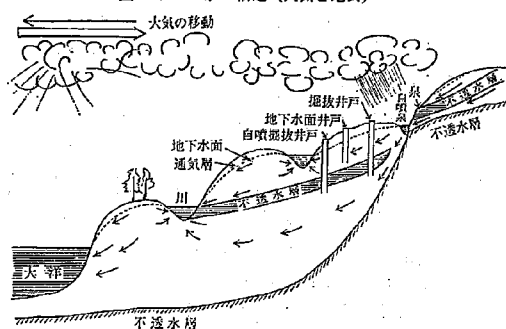
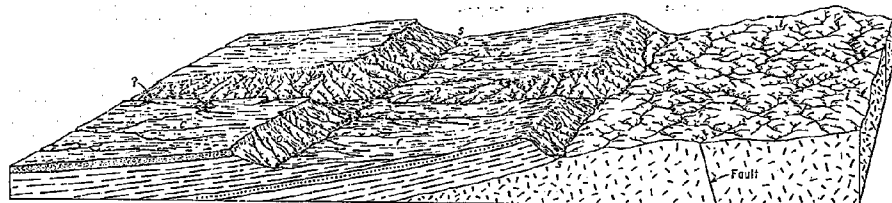


図-14. b 水の循環（地下水）

水流の流れ方も地盤の昇降運動とともに、また基盤岩の抗侵蝕性（純侵蝕と積侵蝕とがあるが、ここではいっそうその区別を考えない）と地質構造に大きく支配される。水流の発達には最初は模式的に原地形の傾斜に規制されると考えられるが、侵蝕の進行とともにそれに無関係のものも、関係不明のものも生じてくる。このような水流の発達過程からの分類は下記のように考えられている（図-15参照）。

- 必従水流：consequent stream
地表の最大傾斜の方向に流れる。
- 適従水流：subsequent stream
方向が地層の走向、褶曲構造、断層構造など地質構造によって規制されて流れる。
- 再従水流：resequent stream
最初必従的に流れた川が、後にははじめの必従水



c: 必従水流, s: 適従水流, r: 再従水流, o: 逆従水流, i: 無従水流, ?: 分類不明

図-15 基盤岩の構造と水流の流れ方 (Calvin F. Miller 原図)

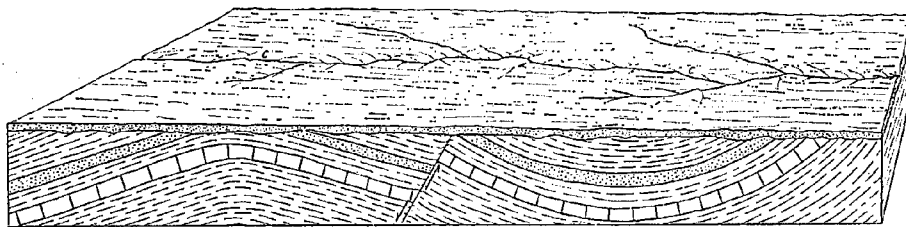


図-16. a 侵蝕地形 (模式図) (Calvin F. Miller 原図)

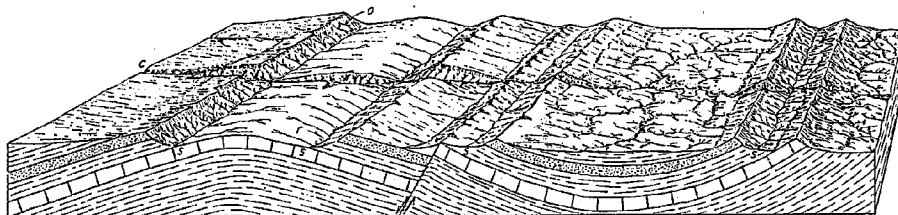


図-16. b 侵蝕期の地形と水流との関係 (図-16. a の発展した地形) (Calvin F. Miller 原図)

流より一段低い面であらゆる必從的に流れる。

- 逆從水流 : obsequent stream
地表の傾斜の方向と反対方向に流れる。
- 無從水流 : insequent stream
地表の最大傾斜の方向に対して斜めに流れる。
- 不明 : unknown
上記のどれにもあてはめにくいもの。

これら水流のタイプの地質構造との関係と、その発展段階を示すと図-16a, b のようになる。

これらの水流のある範囲の広さでの集合体を作る模様が、前にのべた水系模様である。水系模様は地域の抗侵蝕性(岩石の硬さと割れ目の頻度が関係する)と地質構造を端的に表わすものとして地質判読の上で非常に重要である。水系模様には下記に示すように、基本型とその変形があり、しばしば、そのいくつかの組み合わせや、標準の型の崩れた型を示す場合が多い。

- 樹枝状水系……亜樹枝状, 羽毛状, 乱網状
- 格子状
- 直角状
- 放射状
- 環状
- 平行状
- 不規則
- 複合状
- その他

樹枝状水系 支流があらゆる角度で主流に合流し、ちょうど主流を幹とし、支流を不規則な枝とするような形をとる。水流は自由な方向をとり無從流となる場合が多い。これは岩質が均一で、地質構造も水

平層に近いところに生じやすい。

格子状水系 主流と平行に長くまっすぐな支流(2次流)があり、さらに、多くの短い1次流がほぼ直角に2次流に合流して格子状の模様をつくっているものである。これは逆從流や再從流でむすばれた適從流で、地質構造に規制されて発達したものと考えられる。

直角状水系 主流および支流の直角の屈曲によって特徴づけられる。これは直交する節理や割れ目によって直接規制される適從流の典型である。つまり地質構造とともにも密接に結びつけて考えられる水系模様である。

放射状水系 中心から放射状に水流が流れて作る水系模様である。ドーム状の山で各方向の斜面のそれぞれ最大傾斜角の方向に向って流れる必從流の集合である。火山によくみられる。これとまったく逆なものが求心状水系で、湖盆やカルデラ火口に向って水流が集中する場合に生じる。

環状水系 木の年輪状に環状の支流が集まってつくる水系模様である。開折が進んだドーム状または盆状の地質構造に規制された適從流である。

平行状水系 水流がかなり広い地域にわたり馬の尾状に平行してつくる水系模様である。これは火山砕屑物におおわれた広い火山裾野のような斜面の必從流か、平行した断層や地層の走向に規制された適從流である場合が多い。

それぞれの代表的な水系模様の実例を Zernitz の図によって示す。Howe はこれら水系模様をできるだけ細かく、図-30に示すような分類を行なった。これは特殊

な成因によると考えられるものが多いし、気候要素の極端なものが多いので、わが国ではここまで分類できないし、またする必要もない。水系模様はかならずしも全部が地質構造や岩質を表現しているとは限らない。むしろ地質構造に関係深いものに下記のような水系異常がある（図-31参照）。

- 水系異常
- ① 水系偏位
 - ② 水系湾曲
 - ③ 蛇行変化、流路の急変
 - ④ 方向変化の粗密

これら水系異常には十分注意する必要がある。

水系模様と同時に、侵蝕と密接な関係があるものに谷密度がある。水系図を作製して水系模様および水系異常



図-17 樹枝状水系 Palmyra 地区（バージニア州）北西部（1:125,000）



図-19 直角状水系 Elizabethtown 地区（ニューヨーク州）の南西部（1:62,500）

を調べる際には、同時に谷密度の計測も行なうと地質判読に非常に参考になる。（谷密度の計測方法は文献—⑨参照）

c. 岩質の判読

空中写真から地質判読を行なう際の地質的情報は岩質と地質構造とに二大別される。もう一つの要素である時間的關係は、相対的な地層の上下新旧關係が不十分ならわからないということにとどまる。

岩質の判読は岩石の種類とその物理的性質（とくに風化特性と抗侵蝕性）を判読するということになる。

そして固結して一応岩石と呼べる程度のものを対象として考える。表層堆積物は、道路地質に関係が深いのでとくに別項で取扱う。判読は前から説明しているように識別要素や判読要素の総合判断であって、1、2の

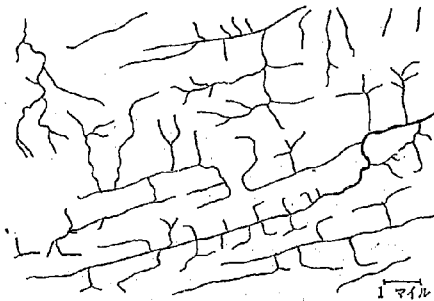


図-18 格子状水系 Williamsport 地区（ペンシルバニア州）の南部（1:62,500）

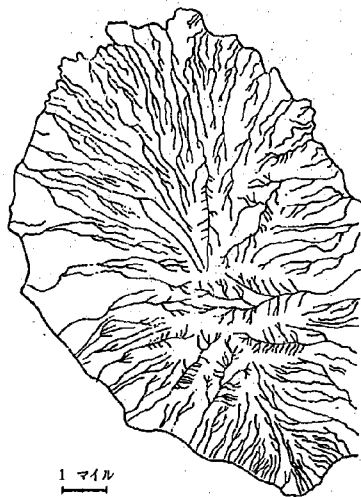


図-20 放射状水系 Lahaina 地区（ハワイ州）（1:62,500）

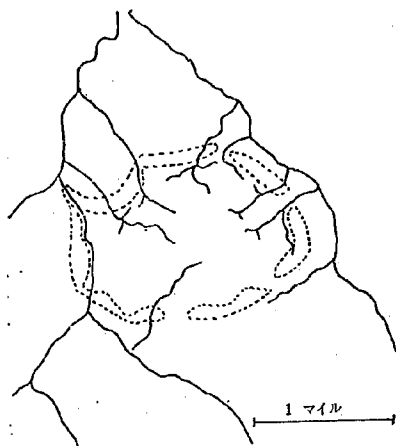


図-21 樹状水系のはじまり Elk Horn Peak, Black Hills

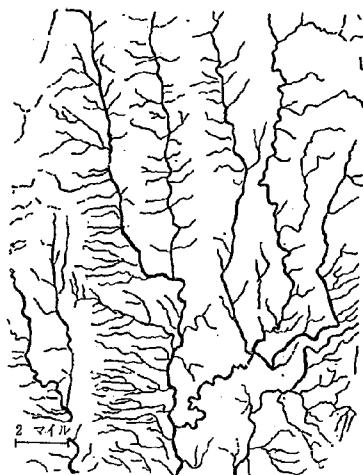


図-24 亜樹枝状水系 Columbus 地区 (オハイオ州)
(1 : 125,000)



図-22 平行状水系 フィンランド北西部
(1 : 1,000,000)



図-25 乱網状水系 (1 : 75,000)

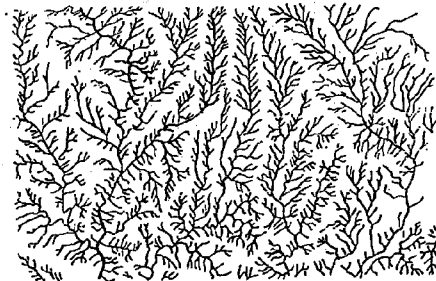


図-23 羽毛状水系 (スマトラ)



図-26 多角状水系 Huron-Ottawa 地区 (カナダ)
5 マイル = 1 インチ

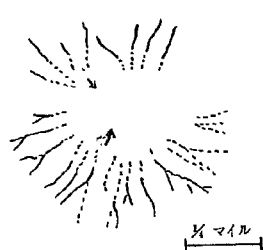


図-27 求心状水系 Coon Butte
(アリゾナ州)
(1 : 30,000)

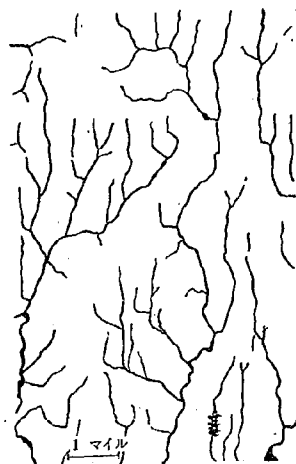


図-28 面平行状水系 Ramapo 地区
(ニューヨーク〜ニュージャージー州)

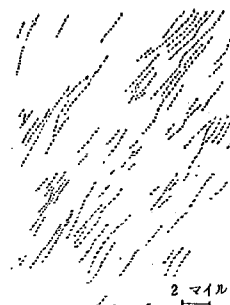


図-29 共線状水系 セネガル
西アフリカ
(1 : 200,000)

(図-17~29 E. R. Zernitz の原図)

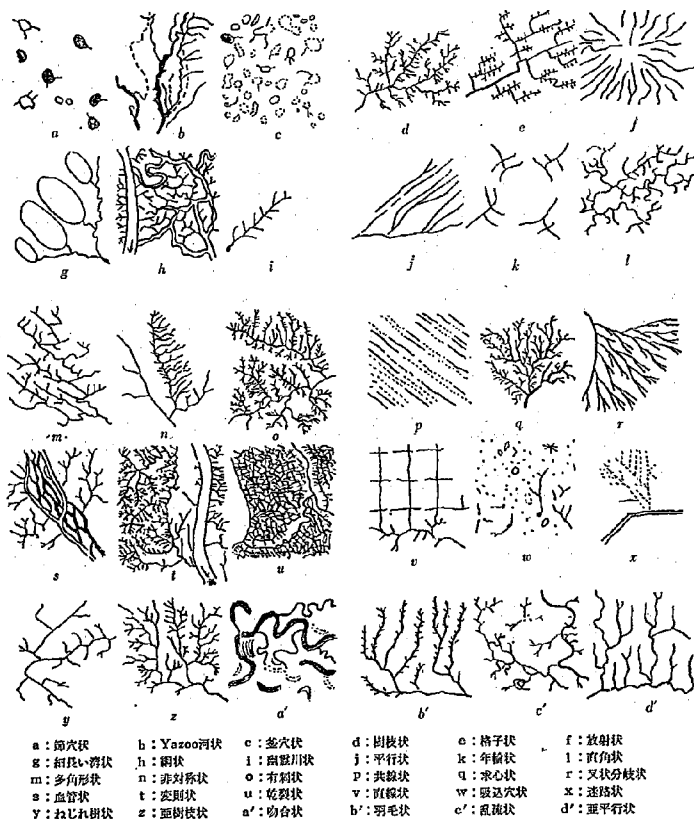


図-30 空中写真から識別できる水系模様 (R. H. L. Howe の原図)

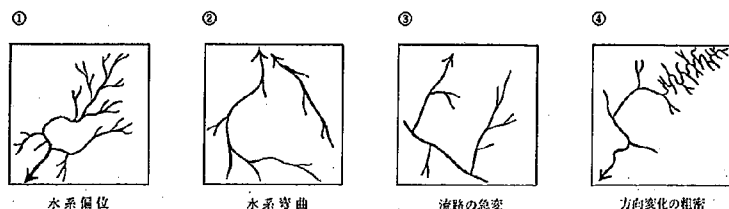


図-51 水系異状

事例ですべてに適用できるものではない。これから説明する事項は、岩質判読の一般的な原則論であって、例外的事例も多い。

(1) 堆積岩

多くの堆積岩には層理が存在するという点が判読の基礎となる。堆積岩層は種々の粒度や化学成分の粒子が堆積累重してできたものであるから、同一性質のものが立体的（3次元的）というよりむしろ面的（2次元的）に広がりをもつという特徴がある。各岩質によって風化侵蝕に対する抵抗力が異なることから、抵抗力の強い岩層が突出して残り、逆に弱い岩層はくぼんでいくという凹凸模様は、地表面で切ると面的（2次元的）というより線的（1次元的）に延長し配列し、層理として認識される。しかし、これは露岩地帯の地質構造が単純な場合にいえることで、わが国は地殻変動がいちじるしいため、古い地層はその影響を二重にも三重にも受け、複雑な地質構造（配列）をなしている上に、表土や植生によって被覆されているので、その下位の基盤を判読するのは容易ではない。そのため、中・古生層と第3紀以降の地層とでは判読効率が大きく異なるようで、石灰岩のような特殊な例をのぞき、中・古生層の判読精度は新期層より数等劣ると考えなければならない。このことは判読実例写真-8a（古生層）の複雑な地質構成と判読の困難さと、同じく写真-12（新第3紀層）の堆積岩と花崗閃緑岩との識別の容易さを比較してみればよくわかる。

堆積岩の岩質の区分基準は粒度と、成因に由来する化学成分である。そして、堆積岩の判読要素はわが国においては、地形的要素（地表の形態）がもっとも重要なもので、ほとんどこれにつきると考えられる。そこで、わが国の自然条件を前提として、この両者がどのような密接な関係にあるかということが堆積岩の判読の精度を決定する。

地形的要素（地表の形態）は岩石の2次劣化（風化や割れ目によるゆるみ）が抗侵蝕性という形で表わされており、岩石の粒度よりも強さによって左右される。この点は、地質学本来の区分基準とは一致しない場合があっても、道路の地質調査の場合のような土木地質的立場からはむしろ合目的性がある。

地形と侵蝕の項でふれたように、硬軟の地層が傾斜して存在すると、硬い地層によって規制され、とくに緩傾斜の場合は、硬い地層の傾斜が流れ盤として地形の傾斜

とはほぼ一致し、受け盤側が急傾斜面となる（図-12参照）。このような地形断面形の特徴（ケスタあるいはホッグバック地形）から堆積岩は判読されるが、それと同時にこの受け盤側に地層の断面が表われ、そこに硬軟の地層が累重して表われると、抗侵蝕性の差による先に説明した縞状模様を表われる。水平層の場合は抗侵蝕性の強い地層が急斜面が急崖となり、弱い地層が緩斜面となっており、その傾斜の違いが等高線状の縞状模様になる。

しかし、これは地殻変動の少ない安定大陸（たとえば北アメリカ中部、オーストラリア）の場合で、わが国の場合は、地形にあらわれるような硬軟の差を生じる中・古生層では水平層は皆無といってよく、地層の断絶もいちじるしい。一方、地殻変動の影響の少ない第4紀層などの新期層では、水平層があったとしても侵蝕差による地形を生じるような硬軟のいちじるしい違いはない。

Rayは「頁岩や類似の細粒堆積岩類は比較的暗い階調をもつ傾向があり、細かい組織の水系と比較的に密で規則的な間隔の節理をもつ傾向がある。これと対照的に粗粒砕屑岩類は比較的明るい階調をもつ傾向があり、粗い組織の水系と比較的にまばらで規則的な間隔の節理をもつ傾向がある。このような基準化は海成堆積岩類にもっとも良く適用できるものである。しかし、ある種の細粒砕屑岩類は明るい階調にみえるし、the continental red bedsのような、ある種の粗粒堆積岩類は淡色よりむしろ暗色に思われ、写真上で比較的暗い階調に感じられる。」といっている。（文献-12）

これは主としてアメリカを対象とした原則と例外であるが、階調については、堆積岩の露岩がほとんどないことから除外するとしても、水系と節理は原則としてわが国でも上に述べたのと同様である。

ある気候の地域における谷密度は、岩石の抗侵蝕性に関係する。

谷密度は侵蝕に対する抵抗力の減少によって増大する。透水性の小さい岩石（泥岩など細粒砕屑岩）ほど抗侵蝕性は小さく、透水性の大きい岩石（砂岩など粗粒砕屑岩）ほど抵抗力が大きいといわれているが、岩石の透水性は砂や粘土のような未固結粒子と異なって、粒子間の間隙水ではなく、割れ目の間隙水（言葉は良くない）に左右されるものである。

岩石の構成粒子が大きいのか、小さいかによって透水性が決まるのではなく、割れ目の頻度や割れ目間隙の岩盤

全体中に占める割合によって決定される。

透水性が風化特性と結びつき、侵蝕と密接な相関関係をもつことから、谷密度は、岩石の透水性をあらわす鍵になるが、透水性は、粒度を示しているのではなく、割れ目の発生条件を示すものである。たまたま、粒度の粗い砂質岩と細かい泥質岩と比較すると、砂質岩が割れ目の頻度が小さく、また、谷密度も大きい場合が多い。しかし、チャート例にとると、同じ粒度のチャートで、割れ目の頻度によって谷密度に差を生じている。

堆積岩区分上から岩質のもう一方の特徴である化学成分は、珪酸質と石灰質とに大きく分けて考えられるが、砂岩や泥岩のような碎屑堆積岩と比べて、石灰岩は主として有機的成因による化学成分の特徴から、堆積岩のなかでも特異な性質を示す。非常に割れ目が少ないことから、機械的侵蝕作用に強く、周囲の堆積岩から地形的に突出して残っていることが多い(実例写真-8参照)。しかし、水(とくに酸を含んだ水)によって溶かされることによって、石灰岩の分布がやや広い範囲にわたる場合は特異な溶蝕地形を形成する。

雨水が断層や割れ目に沿って流れて、周囲を溶かして溶蝕溝を作り、地中にはいったものは、やはり、そのような弱線沿いに溶かして、垂直的に溶蝕孔(ドリネ)、水平的に地下水洞(鐘乳洞)を形成する。一般に水系の発達がほとんどみられず、全体に丸っこい山容で溶蝕溝、石灰岩柱とドリネという特異な地形(カルスト地形)を作るので、石灰岩の分布は容易に判読できる。溶蝕溝やドリネなどの配列は割れ目などの存在を暗示する。

堆積岩の判読は、1、2の判読要素に決定的に頼れるものではなく、いくつもの手がかりの組合わせによる総合的判断である。堆積岩であるとの認識は縞状模様とケスタ(あるいはホッダバック)地形を基本とし、堆積岩の中での区分判読は下記の手がかりのいくつかによる総合判断である。そして例外も多い。

- 谷密度→硬い古期岩では、一般に細粒岩一密。粗粒岩一粗
- 山稜断面形と斜面長さ→粗粒岩およびチャート一鋭い。細粒岩一丸っこい。古期岩一長い。新期岩一短い。
- 侵蝕深さと斜面形と傾斜→古期岩一深く大きい。新期岩一浅く短い。粗粒岩一急。細粒岩一緩
- 山稜パターンの規則性→均質岩、新期岩一規則的。
- 山地崩壊の規模と頻度、崖錐の量→古期岩一崩壊が大きく、多発し、崖錐の量も多い。
- 特殊な地形→石灰岩一カルスト地形。

(2) 火成岩

火成岩は成因によって、噴出岩、半深成岩(脈岩)、深成岩と3分されているが、写真判読の立場からは、火成岩がどういう条件で岩石として生成されたかということより、地形的にどういう形態特徴をもっているか、地

表あるいは他の岩石に対して、どういう関係の産状をしているかということが基礎になるので、噴出岩と貫入岩とに2分して考える。

① 噴出岩

噴出岩は熔融状態のマグマが地表付近に上昇してきて、冷却し固化したものであるから、特徴的な地表形態を示す場合が多く、写真上でもっとも判読の容易な岩石である。とくに噴出時期が新しければ新しいほど地形的特徴が残っている。

わが国では火山および火山岩は、新第3紀以降の新しい時期のものが多くので変状が少なく、その点好都合である。

噴出岩の産状、あるいは火山活動の様式としてもっとも基本的なものは熔岩流である。熔岩流は流動の途中で表面と地表に接した側から冷却しはじめ、表面と内部とで固化の速度が異なるので、粘性も違い、したがって流動速度も表面と内部で異なってくる。このため、表面にひきづりによる“しわ”が流動方向に直角に生じる。そして固化が進み流動がとまると、末端は急に縁が切れ、旧地形と階段状になる。流れたばかりの新しい熔岩は植生もなく風化もないので、その状況がよく把握できる(写真-5参照)。

それらの熔岩流も時間がたつにつれて風化がはじまり、植生が生じてくるが、地表形態は比較的良好に保存される。数度にわたって流出した熔岩流がいくつも重なっている場合でも、それぞれの熔岩流によって階調、肌理、植生、風化、土地利用の状況が異なるので、熔岩流の区分や新旧の判断は容易である(写真-5参照)。

流紋岩は珪酸の含有量が多いことから全体に優白質で、粘性が大きいため早く固化し、塊状の分布(分布は流出した熔岩の量にも影響される)をし、表面は非常に不規則である。大小の割れ目は非常に顕著に発達し、よく延長する。玄武岩は流紋岩と対照的に珪酸の含有量が少なく、全体に優黒質で粘性が小さく、薄く広く広がる。表面は比較的なめらかで、割れ目もよく発達する。表面の先に冷却固化した皮膜が裂けて、中から未固結の流動状態の熔岩が同時岩脈状に貫入していることが両者の階調の違いで読みとれることが多い(写真-6参照)。

安山岩は流紋岩と玄武岩の中間で、流紋岩に近い組成のものは流紋岩の特徴をもち、玄武岩に近いものは玄武岩の特徴をもつ(写真-4、5、6)。

噴出岩の特徴を簡単にまとめると下記のようになる。

名称	化学成分	色	粘性	階調	地表
流紋岩	珪酸が多い	優白色	大きい	明	不規則、厚く広がる
安山岩	中間				
玄武岩	珪酸が少ない	優黒色	小さい	暗	なめらかで緩く広がる、薄く広がる

古い時期の噴出岩で、地殻運動の影響で変形、転位したり、いちじるしい侵蝕を受けたりしたものや、新しい

堆積岩中に被覆されたものは、堆積岩と区別して判読することが困難である。熔岩特有の地形（たとえば山頂が平坦な熔岩台地や熔岩流末端や節理から崩落して生じる連続崖など）の痕跡や、崩壊形態から判読するか、噴出岩が周囲の地質より抗侵蝕力が大きい場合が多いことから地形的に突出したり、急峻な山容をなすことを判読し、水系模様、山稜模様や斜面形パターンが乱れることに留意するように努力すべきである。

道路の地質調査では現世の火山の形態構造を細かく調査する必要はあまり生じないが、調査の必要な場合には火山学的単位（たとえば成層火山、カルデラ、火山碎屑丘など）が明瞭に判読できるので調査はもっとも容易である。

② 貫入岩

貫入岩は熔融状態のマグマが既存の岩石に貫入してきて（地表まで出すに）冷却固化したものである。現在われわれがみているものは、そこまで侵蝕されて地表にあらわれてきたものである。貫入岩で問題になるのは、貫入岩自体の性状と同時に、貫入を受けた母岩と貫入岩との関係である。

貫入岩を噴出岩と対応すると下記のように考えられる。

噴出岩——半深成岩——深成岩		
流紋岩	—石英斑岩—	花崗岩
安山岩	—ひん岩—	閃緑岩
玄武岩	—粗粒玄武岩—	はんれい岩

注) 噴出岩とされている岩石も貫入形式をとることがある。

半深成岩（脈岩）は噴出岩のように写真上では明白な特徴はみられない。むしろ、地質構造と関連があるが、貫入形式を考えて判読した方が、地表形態との結びつきも密接である。

貫入岩は花崗岩質岩石のような広い範囲に貫入する底盤、餅盤という形式と、斑岩類（半深成岩）のように狭い範囲に貫入する岩脈という形式がある。

(i) 岩脈

岩脈は貫入岩が既存の岩石の組織と構造を切って幅狭ましく貫入したものである。写真上では周囲の岩石を切った直線上の形態としてあらわれ、植生や被覆物がなければ、階調の異なる線状模様として容易に識別できる。岩脈となる貫入岩は一般に周囲の岩石より風化しにくく、堅硬で抗侵蝕性が大きいので、突出して山稜となりやすい（写真-34）。もし、周囲の岩石より抗侵蝕性が小さい場合には線状の溝になる。岩脈の貫入は地質構造上の弱線と関連が深いので、岩脈の方向、規模、傾度を知ることによって地質構造を検討する際の手助けになる。塊状に貫入が行なわれた場合も、周囲の構造をみだし、接触部付近の破砕がいちじるしくなり、侵蝕量が異なれば地形急変や地すべりの発生をみることも多い（写真-28）。

(ii) 岩床

岩床は堆積岩や変成岩の構造にさからわずに地層に平

行に貫入した形式をいう。これは写真上では堆積岩とも、堆積岩に被覆された熔岩ともに非常に区別が困難である。岩床となる貫入岩は抗侵蝕性が大きい、堆積岩や変成岩中の抗侵蝕性の大きいものとの、侵蝕地形からの区分はできないのが普通である。

(iii) 底盤、餅盤

広範囲にわたって貫入する形式のうち、周囲の岩石の構造と調和的に貫入したものが餅盤で、非調和に貫入したものが底盤である。餅盤は地層に平行して貫入したもので（岩床の大きな規模）、地殻運動の少ない所で生じ、わが国ではみられない。底盤は周囲の岩石の構造に大きな影響を与え、周囲の岩石は強い褶曲を受け、断層も多く、破砕されている場合が多い。

このような貫入形式をとる貫入岩は花崗岩などの深成岩で、広範な分布をすることが多い。準平原化が進み風化がいちじるしいところでは、全体に均質的で塊状の感じとなり山容がなだらかになる（写真-12）。傾動運動や地塊運動の影響で断列系が発達する場合は、格子状水系模様や直角状水系模様が発達するが、そうでない場合は樹枝状水系模様がみられる。

一般に山腹崩壊や円頭状荒跡地が多くみられ、その部分は植生を欠いた明るい階調がみられる（写真-2）。植生も一般的にいって均一化する傾向があり、花崗岩のような、優白質で珪酸塩の多い深成岩では杉の生育が悪く、松がよく生育する。深成岩同士が貫入しあった場合も時期や化学成分や粒度が異なると、割れ目の発達状況や風化程度が異なり、侵蝕量や谷密度が異なってくるので区別できる（写真-1）。

(3) 変成岩

変成岩は鉱物学、岩石学、構造地質学、地史学など地質学の各分野で重要な意味をもつ対象であるが、そこで問題とされるような原岩が何か、どのような変成作用か、どの程度の変成度か、変成の時期はいつか、などを空中写真で認識することは不可能で、判読対象が変成岩であるかどうかという判読すら困難である。わが国より数等判読条件のよいアメリカですら Ray は、「岩石の露出が良好な場合に、対照的な岩質よりなる薄層堆積岩から変成した変成岩の場合は階調の差が層理を識別する手がかりになるが、ふつうは、変成作用によって生ずる物理的变化によって、構造解析に必要な成層状態を認めることは困難か、不可能である。」というような意味のことをいっている。火成岩を原岩とする変成岩の一部、石灰岩を原岩とする大理石、珪質砂岩やチャートは原岩とする珪岩などの一部の変成岩では原岩と大きな差異がなく、原岩の構造を知ることができる場合があるが、一般の変成岩からは原岩の構造は読みとれない。判読範囲のうち、一部でも実地踏査によって変成岩であることを認識し、その特徴を知っておけば、これと写真上の特徴的要素と対比して判読を広げていくことはできる（写真-10, 30）。

d. 地質構造の判読

土木地質学立場からは、表層をのぞいた地山の地質構造は次の三つの基本的な問題に分けられる。

地層の構造——層理、片理、水平層、傾斜層（直立層）、褶曲、堆積異常。

岩石の相互関係——整合あるいは不整合、深成岩貫入、岩脈あるいは岩床、断層。

岩石の断裂構造——割れ目（節理およびき裂）、断層および断砕帯。

これらのうち、空中写真から判読する際に判読が比較的容易なもの、そうでないものがある。

岩石の露出状態のよいところでは、地質構造は非常に明瞭に判読できるが、わが国では間接的に判読せざるを得ない場合が多い。その場合、もっとも重要な手がかりは地形的特徴である。

(1) 地層の構造

① 層理（片理）、水平層、傾斜層（直立層）

岩質の判読の際に堆積岩のところで説明したように、堆積岩は堆積のときに種々の粒度と化学成分の粒子が選別淘汰を受けた後に相重なって生じたものであるから、それぞれの粒子の集合の違いが、断面で見ると縞状模様としてみえる。これが層理といわれるものである。変成岩では、とくに動力変成岩では、鉱物の再配列が行なわれて、やはり縞状模様としてみえる。変成岩の場合は、このような縞状模様を片理という。

層理は、数mmオーダーから数mあるいは数10mオーダーまでの幅があるが、片理は普通数mmオーダーである。層理では、一枚一枚の単層が大きい場合に、その抗侵蝕性の差が地形にあらわれることが多く、水平層の場合は、傾斜の異なる階段状の地形が、等高線状あるいは鉢巻状に生じ、傾斜層の場合は斜面長と傾斜の異なるケスタ地形としてあらわれ、受け盤側の斜面に層理断面があらわれる。緩傾斜の場合は、流れ盤が長い斜面になり長い支流があらわれ、受け盤側に短い支流を生じる。急傾斜の場合はそれと逆に流れ盤が短い斜面になり短い支流があらわれ、受け盤に長い支流が生じる（写真-30参照）。

片理の場合は、変化のオーダーが小さいので、写真で判読できるような地形的特徴を生じにくい。むしろ割れ目の影響があらわれることが多い。傾斜が極端になって、直立層となると、縞模様が直線状になり、それがそのまま地層の走向をあらわす。層理は崩壊地や海蝕台のような露岩の場合は直接判読できるが、普通は地形的特徴から推定するわけで不確実なことが多い。

② 褶曲

地層が地殻運動によって大きな横圧力を受け、屈曲した構造になることを褶曲とよんでいる。凸状になるものを背斜構造、凹状になるものを向斜構造といい、それぞれの褶曲の中心軸を背斜軸、向斜軸とよんでいる。褶曲が求心的に行なわれた場合の凸状をドーム構造、凹状の

ものを盆地構造と呼ぶ。褶曲には規模が数km～数10kmにおよぶ一般的な褶曲と、特定の地層あるいは単層の内部だけにみられる層内（間）褶曲とがある。

空中写真で判読できるのは前者の大きな規模の一般的な褶曲である。

わが国の場合では、褶曲構造が断層などで大きく乱されずに残っているのは、普通第3紀以降の地層で、侵蝕量や地表形態、水系模様などの違いで地層を追跡して行くと、褶曲構造が判読できる場合がある（写真-31参照）。

ドームや盆地構造は、水系模様や水系異常によって発見されることが多いが（求心状水系—盆地構造、放射状水系—ドーム構造）、火成活動と相ともなって生じていることが多く、火成岩の存在には注意をはらう必要がある。

褶曲にはしばしば断層を伴うことが多く、また褶曲軸付近は地層が破碎されている場合が多いので、土木地質上からも注意が必要である。逆に、地表の褶曲構造から地下深所の火成岩の存在を推定する場合もある。

③ 堆積異常

堆積岩では、断層運動など2次的変化と無関係に、1次的に岩相が垂直あるいは水平的に急激に変化している場合がある。これは、選別淘汰のはたらく余裕がなく急激多量に堆積が行なわれた場合、水流が複雑に変動する場所に堆積した場合、まだ十分固化していない堆積層を侵蝕しつつ堆積した場合、堆積時あるいは堆積直後に水中で地すべりを生じて地層が移動し乱れを生じた場合、堆積時に火山活動の影響を強く受けた場合などが考えられる。つまり堆積作用が異常な状態で行なわれた場合に1次的に生じる構造である。

この場合は、堆積岩の特徴である整然とした地層を示さず、同一岩質のものが連続しないで乱れる。三角州堆積の前置帯などで経験的にわかっているように、層理が堆積面と斜交する斜交層理ができていた場合もある。

これらの構造は、海浜の露岩地帯でとくに異常侵蝕を受けたものや、階調の違いなどで発見される場合もあるが、一般には写真からの判読によってわかることは稀である。

(2) 岩石の相互関係

これは時代を異にする岩石あるいは異種の岩石が、どのような原因で、どのような接触構造をしているかということである。これには静的なもの、動的なものがあり、静的なものは堆積岩同士に限られ、火成岩は動的なものに限られる。

① 整合および不整合

堆積岩が堆積していく過程で、時代的に前の堆積物の上に、堆積の休止や侵蝕をおかずにつぎつぎに連続的に堆積していく関係を整合と呼び、堆積の途中で堆積の休止や侵蝕、剝削を受けた後で再び堆積したような関係を不整合と呼んでいる。

とくに新しい堆積が行なわれる前に、基盤となる下位

の地層が地殻運動などにより傾斜あるいは褶曲して、その上位をおおって新しい堆積が行なわれたような場合とくに傾斜不整合と呼ぶ。これは年代や地殻の変化過程に力点をおく理学的地質学の場合では重要な問題である。

堆積岩の区分の基準が年代区分であるから、連続的な堆積を年代で区切った整合という地質構造は、地形的特徴とほとんど無関係であり、写真上で判読することは不可能である。ただ岩質区分と一致した場合にたまたま結果的に判読し得るにすぎない。

不整合もまた一般に空中写真から判読することは非常に困難である。広い地域にわたって、堆積岩の間で走向、傾斜、あるいはその両方が異なる不規則な境界線が追跡される場合に、両者の間に傾斜不整合が推定される場合もあるが、断層関係の場合もそのような条件になるので一概に不整合と認められない。第3紀層より古い時期の固結岩を第4紀の未固結堆積物がおおするような（たとえば段丘）両者の間で、いちじるしく時代や固結度（抗侵蝕性に関係する）が異なる場合には明瞭に判読できる。

② 深成岩貫入

花崗岩などの深成岩は、地下数km～数10kmの深いところで固化したものといわれ、現在地震で確認できるものは、上位の地層が剝離されて顔を出したものである。それゆえ、貫入した深成岩と他の岩石との接触も地表に残されている場合もあるし、消え去ったものもある。

一般に、深成岩貫入は大きな規模で行なわれるので、接触境界部も広い範囲に延長し、モザイク写真や小縮尺の写真で全体像がわかる場合が多い。深成岩の生成時は高温であったと予想され、低温で安定な堆積岩に貫入した場合、接触部付近の堆積岩に対して熱変質をおよぼし、ホルンフェルスと呼ばれる比較的硬質の岩石が生成される。ホルンフェルス化の範囲にもよるが、ホルンフェルスがかなりの範囲の分布を示すような場合、硬質で抗侵蝕力が大きいことから、急峻な山容を呈し、写真上でも明瞭に判読することができる（たとえば谷川連峰）。ホルンフェルス化が弱い場合でも、花崗岩などの深成岩と他の岩石では水系模様、山体の形状、侵蝕特性、崩壊の頻度など数多くの判読要素が異なるので、両者の関係あるいは境界は容易に判読できる場合が多い（写真-2, 11参照）。

ここで注意しなければならないのは、貫入接触と断層との識別であるが、断層の場合は境界がどうしても直線的であるからそれで区別が可能である。（写真-2, 11と写真-1, 12とを比較すればわかる。）

③ 岩脈あるいは岩床

既存の地層（あるいは岩石）中に貫入火成岩が細く長い形態をとって貫入したもので、既存地層の構造と無関係な場合を岩脈、調和的な場合を岩床という。このことについては、前の岩質の判読の場合に説明したので、ここでは省略する。

④ 断層

地殻運動の結果、ある面を境として地層や岩石の相対運動が行なわれた結果、異種の岩石がその面（断層面）で接触するような場合に、その接触構造を断層と呼んでいる。これは、次の項（断層構造）で説明する。

（3）岩石の断層構造

一つの地層、あるいは一塊の岩石は決して一様で連続的なものではなく、いろいろな原因によって初生的にも2次的にもその連続性が切られている。これを一括して断層構造と呼んでおく。この断層構造は、地表に近いほどいちじるしく、また、直線的なものが圧倒的に多いので写真判読が有効に利用できるものである。

① 割れ目（節理およびきれつ）

岩石の分離面で、その面に沿って相対運動が行なわれなかったか、あるいはほとんど行なわれなかったものとして、成因的にある程度の推測がつき、比較的規則的なものを節理と呼び、成因的に不明確で不規則なものをきれつと呼び、両者の総称を割れ目とよぶことにする。

割れ目は、空中写真上に線状の特徴としてもっともよく表現されている。しかし、割れ目の規模と縮尺との関係からおのずと判読にも限界があり、地表踏査で出会うような数10cm～数mオーダーのものは1/10,000以下の小縮尺の写真では判読は不可能に近い。また、規則的な節理より不規則なきれつの方が判読しにくいのも当然である。そのようなことから、写真判読で推計した割れ目のヒストグラムのピークと、地表踏査の結果まとめた割れ目のヒストグラムのピークと、しばしば一致しないということが起る。

割れ目、とくに節理は等間隔または規則的な間隔をもち、急傾斜で、直交または斜交した二つの線の組合わせ（正方形格子、長方形格子または平行四辺形格子状）としてあらわれるものが判読されやすい。割れ目はあらゆる岩石に生じているが、規模が大きく連続性がある写真判読の対象になり得るものが多い岩石は、花崗岩、火山岩塔岩（柱状節理）、変成岩の一部である。堆積岩は細かいオーダーのものが多く、普通は困難である。

割れ目は崩壊地や海岸の露出岩盤では線状配列として直接読みとることができるが（写真-35の流紋岩など）、植生や表土におおわれると直接判読はできなくなる。

しかし、割れ目は流水の流路となり、侵蝕がそこから始まり、進んでいくので、水系模様を表われる。格子状水系模様や平行状水系模様は割れ目に規制されている場合がもっとも多い。

一見、樹枝状水系模様にみえるものでも、一次流の配列と方向を詳細に判読してみると規則性を見出し、割れ目に規制されていることがわかる（写真-10の変成岩Bを参照）。さらに、いちいち水系として拾い上げられないような細かい山ひだの規則的な配列模様から判読できることも多い（写真-2, 11の花崗岩、写真-4, 29の流紋岩、写真-31の泥岩（H）を参照）。地形的凹所の連

統がかなり規則的に細かい間隔で繰返してあらわれる場合も、割れ目の特徴を暗示するが(写真-4の流紋岩、写真-12の花崗岩、写真-28の変成岩参照)、これは写真判読からは断層と区別しにくい。

堅硬な岩石では、地形を決定する侵蝕作用が割れ目や破砕部で顕著なことから、地形の詳細な検討を行なうと、侵蝕の受け方、割れ目の存在と逆に追ってこられるが、軟かい岩石や未固結の地層では、一般に割れ目や破砕部が差別侵蝕の対象にならないほど全体が軟らかいという点で、侵蝕地形から割れ目の性状を判読することができない。

② 断層および破砕帯

断層は空中写真上で明瞭な線状模様としてあらわれ、空中写真からもっとも効果的に判読できる地質的情報の一つである。

急角度断層の識別や推定断層を想定することは写真判読の中でもっとも容易な作業にはいる。このようなことは空中写真では、広い地域の大きないろいろな特徴を一度に全体的視野から観察できるということと、線的な特徴がとらえやすいという特徴からくるものである。地上で眺めた場合には不明瞭にしか認識できない多くの線状配列が、空中写真では連続したものとして容易に識別できる。このような線状の模様や配列に注意することが断層の判読の基本である。断層を判読するにあたって、位置、走向、傾斜、延長、型、地層のずれ、新旧接触する相互の岩質、破砕帯の大きさ、変化、随伴断層の有無、侵蝕との関係を知るわけであるが、この中で傾斜、型、地層のずれなどは計測することが困難である。その他の要素の判読から断層の総合的なイメージを把握するものである。

断層を暗示する線状の特徴は次のようなかたちで表現される。

- 線を境にした階調や肌理の違い。
- 線を境にした水系模様、谷密度、侵蝕地形の違い。
- 河川流路の直線状部分
- 流、湖沼、泉の線状配列
- 暗い階調や植生の線状部
- 線状の凹地
- ケルンコル、谷、線状崖を結ぶ線状模様
- 谷の流路方向や山稜線の急変部を結ぶ線状模様
- 斜面こう配の急変部の連続した線状配列
- 崩壊地や地すべりの線状連続
- 直線的な湖岸線や海岸線
- 露岩部での開口部や破砕の確証
- 以上のいくつかの組み合わせ

これらの特徴から断層を推定あるいは確認するわけであるが、断層とまぎらわしい線状の模様は数多く存在するので、なんでもかでも断層としてしまうのは考えものである。割れ目による侵蝕地形や人工的な線状模様には十分注意をはらう必要がある。

一般に急角度の断層は写真上で直線状あるいはゆるいカーブの曲線として表現されるので、判読が容易であるが、低角度の断層は地形に影射された複雑な曲線を描くので、判読が非常に困難になる。傾斜不整合とも混同される場合もある。

活断層とも呼ばれるごく新しい断層は、新しい時期の未固結堆積物つまり表層の堆積物を切る地形的ギャップから判読される。河岸段丘、河川扇状地、谷底平野などを横切って直線的に走る低い崖線は非常に新しい時期の断層をものがたる(写真-9参照)。

断層には、通常、破砕帯が伴われる場合が多い。直接破砕帯を観察できることは少ないが、破砕帯は侵蝕されやすいので、侵蝕凹地、崩壊の多発、水系の細かい流路変更などから破砕帯の規模を判読することができる。

③ Photogeologic lineament と Fracture trace

前の判読要素の項で述べたように、層理、割れ目、断層および破砕帯などの地質上の構造線は、侵蝕に対しての弱線になり、線状の凹地として地形にあらわれてくる。

逆に見ると、これらの線状構造は地質構造と深い関係があるので、写真判読の際に注意しなければならないものの一つである。

このほかにもいろいろの原因によって、写真上に線状の構造が表現される。これらのすべてが地質条件と関係があるとはいえないので、割れ目や断層とはっきり判読しかねるものを多く含む。

Lattman (1953) は少なくとも1マイル以上に連続する線状構造を lineament とし、1マイル以下のものを fracture trace と呼んでいる。lineament や fracture trace の方位傾度を計測し、また、水系の方位傾度と照合しながら解析すると、判読地域の割れ目や断層の方向性を推測することができる。

e. 表層の判読

表層の判読とは地表の最上部のごく浅い部分の地質あるいはむしろ土質を判読しようとするもので、現在行なわれているものを含めたごく新しい時期の地表変動の結果を知ろうとするものである。

表層は地質条件、地形条件、気候条件、人工条件の影響をもっとも直接的に受けており、未固結か、固結していたものが分解した状態となっている。

表層の問題は道路の地質調査をする場合にもっとも重要な要素の一つであり、土木地質全般と考えると重要な要素の一つである。

表層がどういうものから構成されているのか、どういう単位のもとで考えられるか、どういう成因で現在の状態となっているかが、表層の判読の基本となる。

まず、表層は

- 基礎岩の上表層が風化したという状態。まだ岩石として基盤といっしょに取扱えるもの。

- 基盤岩の風化物がそのまま移動せず、物理的あるいは化学的性質が変わったという状態（原地性残留土壌）。
- 選別淘汰を受けずに堆積した状態（崖錐、土石流堆積物）。
- 選別淘汰を受けて堆積した状態（扇状地、砂丘など）。
- 火山の放出物（火山灰、火山礫）。
- 有機物（泥炭）。

などがあり、静止したものばかりでなく、現在も変化（動）中の状態も多い。

- 静かな堆積 三角洲、砂丘
- 急激な堆積 河川はんらん原、土石流
- 静かな移動 地すべり
- 急激な移動 山崩れ
- 静かな侵蝕 雨裂
- 急激な侵蝕 山崩れ、岸決潰

これらの表層の状態を判読するにあたっては、その広がり（範囲、深さ）、物理的および化学的性質、道路の問題におよぼす影響に着目して行なうが、わが国の場合、性質の変化や分布が複雑で、小単位に分かれるというようなことから困難なものが多い。

（1）風化基盤岩

岩石によって風化の進行速度は異なり、侵蝕の受け方も異なる。風化の進み方がおそいのに対して侵蝕の方がはやくれば、風化物はあまり残らず、逆であれば厚い風化物がのこる。

小出はそれぞれの岩石には風化特性があり、風化とその風化生成物には岩石特有の不連続性があるといっている。これはわれわれがよく現場で、体験する事実とよく合致する（文献-20）。

岩石が風化（とくに物理的風化）によって分解していく過程を、粒径の尺度からみて連続的であるとするとき次のようになる。

基岩→岩塊→礫→砂利→砂→粘土

これらが岩石によっては次のような不連続な風化過程を示すと考えられている（表-3）。

侵蝕地形は風化、割れ目の頻度と発達状況によって左右される。割れ目の頻度のいちじるしい場合は、割れ目の状態が地形に大きな関係をもち、割れ目の頻度の小さいものは風化の影響が大きく地形にあらわれる。

花崗岩質岩石の場合は割れ目の頻度が一般に小さいので、風化が利いた地形として表現される。風化の途中のものは（すなわち岩塊の段階）、割れ目のセットによるブロック状の凹凸が地表にあらわれ、角のとれたゴツゴツの地表面として判読される（写真-12）。風化が進むと、よく知られているように数m～10数mの内部まで砂状（マサ）となる（深層風化）。なだらかな丸みをおびた地形となり、樹枝状水系模様が発達し、尾根部に植生を欠いた禿地を生じる（写真-2）。安山岩や流紋岩の

表-3 岩石の風化過程

岩 石	風 化 過 程
深成岩（代表例花崗岩）	基岩→岩塊→砂（→粘土）
半深成岩（代表例石英斑岩）	基岩→砂（→粘土） 基岩→礫→砂利
火山岩（代表例安山岩）	基岩→岩塊（→礫）
細粒堆積岩（代表例頁岩） （第3紀シルト岩）	基岩→砂利→砂→粘土 基岩→粘土
粗粒堆積岩（代表例砂岩） （第3紀砂岩）	基岩→礫→砂 基岩→砂
チャート（塊状のもの） （縞状のもの）	基岩→岩塊→礫 基岩→礫→砂利
石灰岩	基岩→岩塊（→礫）
凝灰質岩（古期岩、凝灰角礫岩） （第3紀層） （同じく第3紀層） （第4紀層）	基岩→岩塊→礫（→砂） 基岩→砂利→砂 基岩→礫→粘土 （基岩→砂→粘土）
片岩類	原岩の影響が残る、原岩に近い過程をたどるが 基岩→砂利→粘土が多い

ような火山岩は比較的風化速度がおそいのに対し、初生的な割れ目がとくによく発達し、割れ目からの崩落によって地形が規制される。特例として斑岩、流紋岩の一部で花崗岩に近い深層風化をして、似たような地形を呈することがある。

堆積岩では粗粒岩と細粒岩が互層状態の場合は、細粒岩が細かく割れ風化がより進むことから、細粒岩の分布範囲が相対的に低く、粗粒岩が高い地形となりやすい。数cm～数mオーダーの細互層の場合は細粒岩と同じ条件となる。細粒岩では風化が進むと樹枝状水系模様を生じ、解析のすすんだ侵蝕地形となる。

古期岩では風化が進んでいる割に急峻な山形となり、第3紀以降の地層では風化が進んでいなくても丸っこい斜面形で低平な山地となる。風化の影響というのはあまり判然としない。

チャートは一般に風化に強く突出部を作る場合が多いが、縞状部で割れ目が極端に多くなると崩壊が進み凹所となる場合もあって誤認しやすい（写真-8参照）。

石灰岩は割れ目が少なく風化されにくいので、岩塊がゴロゴロしたカーレン・フェルト地形が判読される。岩塊の間には粘着力の強い粘土が残っている場合が多いが、これは判読しにくい。

凝灰質岩では第3紀より以前の古期岩は比較的風化しにくく、侵蝕に抗して急峻な地形となる場合が多い（写真-11参照）。第3紀以降の新しい時期の凝灰質岩はごく特別のもの（たとえば北九州の古第3紀層中のいわゆる骨石といわれる珪質凝灰岩など）を除き、非常に風化しやすく風化すると粘土質になる。このため非常に谷密度の高い解析された地形となる。水田としての土地利用率も高く、一方では地すべりの発生頻度も高い。凝灰角礫岩は第3紀以降に多いが、噴出岩と第3紀堆積岩の中

間で、噴出岩と接する場合は噴出岩に対して緩斜面となり、堆積岩と接する場合は堆積岩に対して急斜面となる。

片岩類の風化は様でなく、種々の様相を呈するが、一般には風化はいちじるしい。とくに黒色片岩（粘板岩起源）は砂質片岩に比べて深層風化をする傾向があり、樹枝状水系模様の発達した丸っこい山容をもつ解析地形を生ずることが多い。結晶片岩も風化がいちじるしいが、片理に規制され、崩壊が多いことからその割に急峻な地形となっている場合が多い。

すべての岩質について、風化が進めばそれに応じて植生も発達し、そのため風化そのものの様相がわかりにくいことも多い。

(2) 残留土

わが国の場合は気候条件のために、残留土に母岩の特性があまり残らず、化学的には似かよった性質を示すので、表土の階調や植生異常などから残留土の性質を判読することは困難である。乾燥地や亜乾燥地では母岩の鉱物的、化学的性質が残留土にも伝えられるので、階調、肌理、植生から土壌型の認定や区分がなされたとの報告がある。水河の水堆石も地形的に判読が容易なようである。わが国の場合は、残留土の規模が小さいこともあって、特別の判読の対象とはなさない。

(3) 崖錐および土石流

崖錐は山崩れをはじめとする岩石や表土の崩落堆積物である。とくに古期堆積岩、噴出岩、断層や破碎帯の周辺に発達する。岩塊と土との混合物で、一般にしまりが悪い。判読の決め手は、地形、とくに斜面形である。山腹斜面が頂上からみて急傾斜から緩傾斜に、比較的明瞭に移るところがあれば、その緩傾斜面が崖錐であると考えてよい。後述の扇状地との大きな違いは、扇状地がかならず水流の平地への出口に生じているのに対して、崖錐は水流と特別の関係がないという点である。

もっとも新しい崖錐は植生を欠き、崩壊地の下位につながるのて容易に判読できるが、少し以前のものでも山腹は樹木が茂っているのに対して、草地となっているなど植生の違いを生じていることが多いので、斜面形とあいまって判読は容易である。古い崖錐では人工林として利用され、針葉樹の繁茂率が谷部などより良い場合が多い。一般的とはいえないかも知れないが、崖錐には竹がよく生育し、良好な竹林となっていることが多い。

土石流は山間の小溪で異常出水により急激に多量の土石をおし流し堆積したもので、扇状地との違いは、扇状地が主として円礫質の砂礫から構成され、扇状に広がる大きな分布をするのに対して、土石流は角礫質の砂礫を主とし、分布範囲は狭ましく、水流の一次流と本流との合流点付近にたまっているというような点である。しかし普通の写真判読では、円礫と角礫とを識別するのは不可能に近い。

(4) (砂礫) 段丘および扇状地

段丘は一部（海岸段丘）を除き、河流によって流送され堆積したものである。それで平坦か、あるいは河川の両側から流心へ向って非常に穏やかな傾斜を示し、全体には帯状に幅のせまい平坦地として判読される。水田になっている場合が多い。比較して上位のものが高位（旧期）段丘、低位のものが低位（新期）段丘と呼ばれている。河流方向に平行して存在する段丘も、河床こう配を考えながら上流あるいは下流に延長追跡して判読することができる。構成物は礫を主とし、部分的には砂の場合もある。粒径の淘汰がよく締りがよい。

扇状地は周知のように、河川が山間から平地部へ出るところで、河床こう配が緩くなるところに生じる。それは写真上で川の上流側をかなめとして、平面的に扇状に見える円錐の一部として、地形的特徴によって判読される。河は扇の縁を流れる場合が多い。構成物は礫を主とした砂利が多く、締りがあいは良くない。山間部の流送距離が短くて平地部へ出た場合は粒径の淘汰が悪く、表面も凹凸があり（粗い肌理、細かくみれば不規則なひだや起伏が判読される）；締りはとくに悪い。排水が良いので果樹園や桑畑として利用されている場合が多い。

(5) 台地、丘陵—洪積層

第4紀の未固結堆積層で、台地や丘陵といった地形としてかなり広範囲な分布をするものは、普通は洪積層であるから、まだ固結していないが、現世のもの（沖積層）よりはるかによく締まっている。これらの特徴が地形にもよく表われている。台地礫層は沖積面と数10mの比高がある場合でも、その頂面は水系が未発達で非常に平坦な場合が多い。そして縁辺は比較的急傾斜面となっている（写真-15）。

シルト質の堆積層は礫層と比べると対照的に解析が進み、多く丘陵になっている。丸味をおびた丘陵の頂面はよくそろい、縦侵蝕に比較して側方侵蝕が旺盛で、短くて谷幅の広い一次流を非常に密に伴った樹枝状水系模様（いわばさんご樹状水系模様）が発達するのが特徴である。

(6) 沖積平野

既設の国道や計画線は海岸平野、山間盆地あるいは谷底平野まで含めると、沖積平野を通過する比率は非常に多い。

道路の設計施工のためには、平野の特性を知るということは重要なことであるにもかかわらず、平野は地質学の研究対象でないため、土木地質学でも研究調査は非常に遅れている分野だといえる。

平野で問題となる点は、微細な地形的起伏と構成物の垂直、水平的変化である。前者は道路が河川のはんらんや高潮の影響を受けるかどうかということで、後者はポンピングや高架構造物、あるいは橋梁の基礎として問題になる地層があるかどうか、あるとすればどの層準にあって、規模はどうか、水平・垂直にどこまでいけば支持

層が得られるか、ということが問題点となる。微細な地形的起伏は高級図化機で大縮尺の地形図や、写真地図を作製すれば詳細に判明する。このような図化をまたずに、簡易な写真判読で推測する場合の手がかりは、土地利用と階調である。水田は相対的低地を意味し、畑地や墓地は逆に相対的高所を意味する。

人家の密集地も高所の場合が多い。排水水路があれば低地の中でもより低所を意味する。農地の交換分合がまだ行なわれていないところでは、水田のあぜや畑地境界が自然の等高線を描いているのに気づく。一方、含水比の高い土壌は光の吸収が大きくなり、写真上では暗い階調として表現され、逆の場合は明るい階調となる傾向がある。このことから暗い階調の部分が相対的低地で、明るい階調のところが相対的高所であるとの判断がつけやすい。とくに赤外線用フィルムを使用するとその傾向がいちじるしい。水稻が植付けられていない水田では、いっそう明瞭にその間の状況を知ることができる。

土粒子の粒度をはじめとして、土壌の物理的性質、力学的性質を写真上で判読するということは非常に困難である。まして、地表面のそれら性質のものの水平的広がりとはともかく、地表下への垂直的広がりも推定することはほとんど不可能であるといわざるをえない。しかし、写真では広範囲に観察ができることから相対的な判断をつけやすいということ、再三にわたって説明しているように、光の反射率と、土の含水比との間には、階調の差として表現される関係があることなどを推測のいとぐちとして、現在の地表状況が形成されてきた過程を地学的に調査していけば、判断の手がかりは求められる。道路の計画施工にもっとも関係の深いものは、パンキングにも耐えないような軟弱地盤が存在するかという点である。含水比の非常に高い粘土層や有機土層（たとえば泥炭）の存在は、流水が常時あるいはある一時でもせき止められて、微粒子が沈殿するような環境にあったかどうかということから推測する。平野の形成が扇状地の延長としてなされたか、内湾や干潟から生じたかというのが大きな決り手となる。平野の中に自然の水たまりが満潮が残っている場合は、軟弱地盤が存在すると見てまず間違いない。

軟弱地盤については5-8-1(1)で説明を行なう。また、写真実例の解説でもふれている。

(7) 火山灰

火山の噴火によって多量の火山灰が放出され、風下側の地表をおおひ、場合によっては厚い層を形成することがわが国では珍しくない。いわゆる関東ロームなどそのよい例である。これら火山灰質土は風化して粘性土になりやすく、自然含水比の違いによって極端に異なった性質を示すので、道路の対象として取扱いのやっかいな土壌である。このような火山灰質物質によって厚くおおわれた地域は、それが新しい時期であればあるほど侵蝕パターン、とくに水系模様で特徴的に表われる。写真-

26でわかるように、最大傾斜面に規制された平行状水系模様を生じる。やや古い時期のものは第4紀の未固結層と同様の樹枝状水系模様をなしている（写真-24参照）。また火山灰土は一般に明るい階調を示す場合が多い。古い時期の火山灰質土では、降下したままの1次土は比較的よく締まっているにもかかわらず、その崩壊物が再堆積した2次土は非常に不安定な場合が多い（たとえば南九州のシラス）。これらの区別は頂面のそり方の相違、小崩壊の発生頻度の相違、侵蝕谷頭面のこう配の相違などで判読するが、区別が困難な場合もある。

(8) 災害地形

以上、説明した地表の静的状況の他に、地表面の移動状況（これは人間生活にとっては災害という形で表われる。）から見る見方もある。地すべり、崩壊、海岸侵蝕、河川岸決壊、地盤沈下などがそれである。これらについては写真上ですぐに判読できるものが多いので、各写真実例を参照されたい。

5. 写真判読の利用の対象と限界

われわれが道路の計画、施工に関連した土木地質の調査や問題点の検討を行なうにあたって、現在空中写真をどのように利用し、また、利用の限界はどのようなものと考えているかについて簡単に述べてみたい。

道路に関する土木地質上の問題といっても、対象となる構造物の種類、規模によって取扱い方は異なり、設計や施工との関連の度合いによっても異なる。また、地質条件や地表の状態も千差万別で、一つや二つの考え方や、やり方ですべての問題が解決するものでもない。ところで、日本で空中写真判読の技術を利用して地質調査や土木地質的問題の検討を行なう場合、次の点が非常に障害になることが多い。

- ① 表層の風化がいちじるしい。
- ② 植生の発達がいちじるしい。
- ③ 沖積層をはじめとする新しい時期の堆積物に被覆されている範囲が広い。
- ④ いちじるしい地殻変動の結果として地質の変化がはなはだしい。
- ⑤ 耕化など人為的变化を受けた範囲が広い。

①、③は道路の設計、施工上重要な地質条件であるから、わが国では①、③に関連した詳細な判読がとくに重要視される。このことは、道路の地質調査のための写真判読と、一般的な写真地質調査との相異点でもある。

このようなことから、写真判読のみによって地質調査を行なうことは非常に困難か、むしろ不可能に近く、地質踏査によるチェックや精査がかならず行なわれる必要がある。そのため、対象によって写真判読が非常に有効に利用できる分野と、非常に困難な分野とがある。

a. 計画線調査

国土開発縦貫自動車道のように長い距離にわたって新たに道路路線の新設を計画する場合、あるいはある区間の道路を改良しようとする場合に、比較的短時間で計画路線付近の土木地質的問題を把握し、比較線を検討し、構造物の想定、概算設計の工費の算出を行なう必要に迫られる。この場合とくに短時間で広い範囲の地質上の問題点を指摘しなければならないので、精度もさることながら早く地質調査を終えて、一応の予想をたておくということが大事になる。通常の地表踏査のみによる地質調査や、ボーリングなどを加えた地質調査では、多数の地質調査技術者を動員しないとこの要求に応じきれない。精度が1/50,000~1/20,000程度の地質図でよい場合は、空中写真判読を利用することによって非常に調査人員と期間を短縮することができる。

写真判読によって普通は地質時代の細かい区分はできないが、地質構造線の追跡や、岩質の大体の見当をつけることは熟練すれば容易である。地表付近の風化部や、表層堆積物については、地形とくに微地形との関連が大きいので、それらに注意することによって、地表踏査では識別できないような点も写真判読で可能な場合もある。また、能率がよい場合もある。そして、既存の地質資料を最大限に利用し、判読後に地表踏査によるチェックを行なえば、その時点での要求をみたす程度の調査を行なうことができる。中国道の調査の際には、全長約850km、幅2km、計1,700km²の範囲を、そのみを本務とし人員4~5名で2年間で1/25,000の地質図を作成した。

後記の判読例を参照していただければわかるように、計画線調査の段階で必要と思われる地形判読、断層や割れ目集中部の存在確認、岩質の判読、風化程度の判断、地すべりや崩壊多発地の指摘、軟弱地盤の大きな予想、計画された構造物と地質条件との関係などが写真判読で相当程度行なうことができた。このようなことから計画線調査のための地質調査には写真判読は有効で大いに利用されるべきものと考えられる。

b. トンネル

トンネルの土木地質的調査に対して写真判読がどの程度利用できるかという点は調査の段階による。さきの計画線調査段階つまり1/50,000~1/20,000程度の段階では、比較線の検討、岩質の大略の予想、地質構造線とトンネル計画線との関係、風化や土被りの予想などは指摘することができるので利用した方が能率的である。しかし、計画が先に進んで、掘削・支保工の条件や坑口条件の細部の判断、路線上の地質予想断面、湧水箇所および量の予想などが必要になってくると写真判読に頼る分が非常に少なくなり、地表踏査、機械的地質調査あるいは物理探査の資料にまたねばならない。

しかし、地質調査の予察の利用は別としても、写真の詳細判読によって地表踏査では発見しにくい地質構造線

の予知、大きな割れ目の一般傾向とトンネル路線との関係、風化および崖線の状況や、崩壊あるいは地すべりとトンネルとの関係などを知ることから、他の地質調査を援用できる。また、写真判読から水系図を作成し、その間の地形解析とあいまって、トンネル計画線付近の水利条件や、それとトンネルとの関係を予察することはできる。トンネルに関して写真判読は計画の初期段階では非常に有用であるが、精査を必要とする時点でははたはた非力になり、判読や解析結果のみを過信しないようにしなければならない。他の調査手段の準備のためには有用であり、効率よく経済的に事後の調査を行なう手びきとしては有用といえる。

c. 地すべり

道路やトンネルが地すべりにかかり、施工中あるいは完成後に事故や障害となり社会問題を起す例は決して少なくない。そのため、計画の段階から地すべりに対する配慮は十二分にはらわなければならないことは周知の事実である。

過去に発生した地すべりは特別なものを除き、地すべり地形とよばれる特異な地形となっており、空中写真から容易に識別することができる。判読に熟練してくると、詳細に判読することによって土地利用や微地形異常から、現在滑動しているものか否かの判読もできる（個々の地すべり地の説明は写真-32~34を参照）。ここで問題なのは普通平凡な地形とみられる所が将来滑動するおそれがあるか否かの予想ができるかという点である。また、現在一応安定状態にあるものが切取りや盛土あるいは構造物を設置することによって新たに滑動するおそれがあるか否かの判断が、写真判読からできるかどうかという点である。道路を計画あるいは施工する場合には、むしろこの点が重要な問題であるが、写真判読のみではこの点を解決するのは非常に困難である。とくに後者の場合は、道路に対する知識と同時に地すべりに対する十分な経験と知識をもっていないと適確な判断はできない。

現在および過去の地すべりに対しては、とくに、地すべりの原因となる特殊な地質条件の区域の判定に、写真判読は非常に有用で、広い範囲を短時間で調査できるが、今後の予知や施工および地すべり処理を計画する段階では、実地踏査や実測にまたなければならない。

d. 風化および山地崩壊

風化は、道路の場合には掘削土工やトンネルとの関係が深いので、地質調査のうちでも重要な事項の一つである。山地崩壊も風化に起因する場合が多く、道路計画の際には十分な配慮を必要とする。

岩石が風化すると、原岩に比べて軟弱になり侵蝕を受けやすくなる。一方、植生の発達がいちじるしくなり地表をおおってしまう。前者は地形によく表われるため、

写真から風化を判読する際のよい手がかりになるが、後者は判読をはなはだしく阻害する。尾根の丸み、水系のはいり方、山腹こう配の変化、沢の土砂のたまり方、崩壊の状況と頻度などから風化の大体の傾向は写真からつかめる。一方、崩壊は地形異常、植生の欠除、露岩の露頭などから容易に識別できる。写真から地質・地形に起因する崩壊の地域的特徴、地区別の崩壊形態の分類、崩壊の規模と残土量の推定、古い崩壊地の認定などを行なうことができる。崩壊の調査を現地踏査によって行なうことは多くの日時と人員を要するが、写真判読ではそれが少数の人員と日時で可能である。写真から地形解析も種々できるので、風化や山地崩壊の調査には空中写真を利用することは非常に有用である。そして、崩壊についてある広さの地域的全体像をつかめるという大きな利点がある。

地すべりや山地崩壊のように、土质地質の現象が地形との密接度が深ければ深いほど空中写真の利用度は高いものである。

e. 橋梁基礎

橋梁が沖積層に計画される場合には、軟弱地盤、河床変動状況、洪水地形などが写真判読の対象になり、山間丘陵部の場合は、橋台基礎の地質状況が問題になる。

計画線調査の一環として、概略ルート決定のための資料として調査する程度であれば、写真判読からある程度の条件の判断がつく。しかし、位置、タイプ、構造設計、施工方法を決定するための箱査段階では、地表踏査やボーリング・サンプリングなどのもっと直接的な地質調査を必要とし、もちろん土質試験も必要になってくる。

橋梁基礎の調査には写真判読のみをあまり過信して最終段階の調査まで用いるべきではない。

f. 材料採取場

道路を計画する際に、切取りと盛土のバランスがうまくとれた場合はよいが、切取量がたりない場合や、切取土が盛土材として使用が不適当であると判断される場合には、他に盛土用の採土場を求めなければならない。また、骨材用、その他のために砂利採取場や原石山を確保しなければならない場合がある。

採土場の選択には、原岩の地質を識別して岩石の風化特性を考慮しながら、どういう土がどのくらい得られるかというのを判読しなければならない。写真判読で岩質や風化状況を読みとることは相当程度可能であるから、写真判読の段階で計画作業を進めることができる。さらに、地形条件、既設の道路や高圧線などの構造物との関係もよくわかるので、候補地をいくつか決めるといふ段階には有用である。その後はボーリングなどで埋蔵量、採取可能量を知り、土質試験で土質を把握すればよい。

たとえば、写真-10は山口市付近の結晶片岩の風化した丘陵地で、風化状況、地理的条件も採取場として好適と考えていたが、後日の山口国体の競技場建設の際に採土場となった。

採石場は原石山の場合採土場と逆に、風化や土被りの浅いところで石材として良好な岩質を求めなければならない。これも判読で候補地の選択は可能である。

一方、これらと逆に、既設の採土場や採石場の位置が計画線のルートと競合する場合がある。これらも判読で容易に位置を指摘できるので、早い時期に問題を把握できる。

g. 特殊な問題

道路調査に関連して写真判読を利用しようとする際、これまで述べてきたもののほかに特殊な効用がある場合がある。2, 3ふれてみる。

(1) 軟弱地盤

わが国では沖積層に道路を建設しようとする際に常についてまわる問題の一つとして軟弱地盤がある。地表踏査のみでは、直接軟弱地盤の存在を指摘することは非常に困難で不可能に近い。これまではボーリングやサンプリングを行なうか、隣接の既存資料から判断することが多かった。われわれも縦貫道計画線地質調査を通じて、写真判読で軟弱地盤の存在の有無や状態を予測することが可能かどうかについて研究や努力を重ねてきた。国土地理院の教示と現地踏査による検討から、予測とまでは行かなくても、存在の可能性を指摘する程度まではできるように思われる。まず、地理学的、地質学的にみて軟弱地盤は

- ① 表土の下位に大規模な断層があり、その部分が軟弱化している場合。
- ② 主谷のはらん堆積物によって支谷の合流点がふさがれて流送力が低下し、微粒物質を沈澱堆積した場合。
- ③ 洪水で流路が変更した後に遺跡湖として残った場合。
- ④ 海退によって遺された沼沢地に堆積物がたまった場合。
- ⑤ 泥炭地（沼沢地に水生植物の遺骸があまり腐敗せずに堆積したもの）が埋没した場合。
- ⑥ 海岸砂丘の発達によって排水が悪くなった河口付近や砂丘後背地に微粒物質が堆積した場合。
- ⑦ 遼浅の内湾の奥が海退で干上がった場合。
- ⑧ 火山爆発や大崩壊によって河川がせき止められた自然ダムに堆積物がたまった場合。
- ⑨ 地盤の傾動運動によって、微粒物質を堆積した海湾が上昇して陸化した場合。

などの理由で生じていると考えられる。

そこで、写真上で上記のような地理学的、地質学的条件にあるか否かの判断をまず行なう必要がある。そし

て、後背地の岩石の風化特性から、軟弱地盤を生成するような物質を供給する可能性を検討する。(たとえば、安山岩熔岩は風化してもシルト、粘土サイズのものは生じにくい、凝灰岩はほとんどシルト・粘土サイズのものになるなど)。

一方、軟弱地盤の特徴として、含水比の高い土は光線の吸収率が高いので写真上で暗調にあらわれる。詳細判読を行なえば、前記地理学的、地質学的条件と暗調部の追跡から、軟弱地盤の存在が暗示される場合が多い。土地利用や水理条件もよい参考とすることができる。実例および説明は写真-20~23および27を参照されたい。

(2) 海底判読

海岸線付近の地質調査をする場合に、山側は風化や土被りが厚くて露頭が少ないにもかかわらず、海浜では岩石の露出状態が良く、地質がよくわかるという例はしばしば経験するところである。写真判読の場合も同様で、岩石海岸では海浜の露岩が判読に有効で、とくに海面下数mに侵蝕台が存在する場合には、写真に記録されている場合が多く、陸上部よりはるかに有力な情報を与えてくれる。あたかも、山地部で表層をはぎ取った下層をみているようなもので、岩質や地質構造を明瞭に追跡できる。調査の対象が海岸近くである場合は、海岸線から海底部まで写真に記録し、海底部の判読を行なうようにすると、写真判読の効果はますます有効である。実例は写真-35を参照されたい。

(3) 積雪

積雪によって地表がおおわれてしまうと、一般には地質調査、とくに地表踏査による地質調査は非常に困難であるが、写真判読でも同様である。写真-36で示すように、新雪期の写真は各沢の位置や pattern を知るのには好都合であるが、地質を判読するためには不便なものである。しかし、道路計画でのなだれの危険度や雪の吹きだまりの位置は積雪期の写真で効果的に判読できるといふ効用がある。この問題については他の機関で研究が行なわれている。

(4) 地質計測

空中写真を判読して図化する地形計測はよく知られている事実であるが、地質条件の計測も写真から行なうことができる。

露岩を対象として、地層の走向、傾斜、各岩層の厚さ、断層の方向、節理や割れ目の頻度と走向、傾斜、方向性などは計測できる。露岩地域でなくとも、風化層の厚さ、段丘残層の厚さおよび比高、地すべりの範囲とすべりの向き、山地崩壊の頻度と大きさは計測できる。そして、このような計測を通じて地質的条件の統計的処理を行なうものである。

写真上の点の標高、線の向き・長さ、終端の標高と高低差、面の向き・傾き・広がり(面積と延びの傾向)・終端線の標高と高低差をそれぞれ計測することができる。たいいての地質上の事象の計測はできる。

もっとも簡単な方法は写真判読の際に、地形図と対照しながら直接視覚で判断推定する方法であるが、正確な値を求めることはもちろん無理である。その上、写真の偏差からくる形や大きさのゆがみ、垂直誇張からくるみかけの傾斜角と真の傾斜角との誤差の変化などに十分注意しなければならない。とくに、図-32を見ればわかるように、傾斜の誇張は緩傾斜の場合にいちじるしく、急傾斜では小さくなるので、緩傾斜角では写真上での推定が多少粗くても真の傾斜角との誤差は小さくすすむが、急な傾斜角ではその誤差が非常に大きくなる。

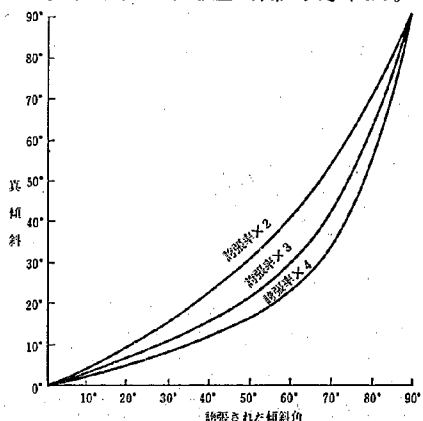


図-32 誇張された傾斜角と真の傾斜角との関係

(Fischer 原図) (傾斜角は tangent で表わしてある)

このほか実体鏡や簡単な図化機についている視差測定棒による方法や、高級図化機による直接計測がある。その具体的な操作方法や、計算方法は詳細に解説された教科書(前出、文献34参照)があるので、ここでは説明を省略する。もちろん写真の縮尺と図化機の性能によって、計測の範囲と精度は大いに異なる。

h. その他

これまで写真地質判読の利用対象として道路に関係のあるものをあげて述べてきたが、土木地質上の調査対象として、鉄道は道路に準ずるとしても、このほかに河川関係、とくにダム、あるいは都市関係の問題がある。

河川の流出土砂量の推定には流域の地質を知る必要があるが、概率的段階の精度の粗い地質分布は写真判読で十分可能である。

ダムの場合も、候補地点の概略の選定や、現地踏査の予察的利用には有効であるが、実施調査段階で必要とする詳細な岩盤の性質を知ることはいけなないので、地質調査の主調査手段ではない。

都市問題で、地盤沈下の量、建築物基礎の支持力、地下水の賦存層位と量などを直接写真判読から求めようとしても無謀で、不可能に近いが、大都市下町地区の高潮対策や、地震災害の危険度の推定などには、空中写真に

よる地形地質判読の結果がもっと利用されても良いと思われる。写真判読の今後の課題の一つがこの辺にあると思われる。

6. 判読の実例と土木地質的考察

これまで、空中写真から地質を判読する場合の手がかりと、それをもとにして道路の地質調査にどのように適用できるかについて説明してきた。

そこで、これまで縦横道計画線調査の段階で実際に判読を行なったものの中から、代表的な事例をあげて実例で説明しようとするものである。土木地質的考察は、これまでの節でも、そのつどふれてきたが、ここでは判読した区域について、主として計画線調査の立場から説明を行なうものである。かならずしも、実例に使用した写真の位置に計画線が決定したものでもなく、そこに計画されるとすれば、どういう問題があるかという点についてのべたものである。写真は一括して巻末にまとめる。

あ と が き

これまで道路の問題に関した地質調査に、空中写真の判読をどのように利用できるかについて説明してきた。わが国における空中写真からの地質判読は、種々の困難な問題をかかえ、写真地質学としての体系化や、土木地質に関する地質調査への実用化もまだ日が浅い。これからさらに判読の技術や経験を高め、わが国の地表条件にもっとも適合した判読要素を見出す努力をかさね、道路に関する地質的問題の解決により有力な手段となるように研究を進めたい。わが国の地表条件や、道路地質とくに関連の深いものは地形条件であると思われる。

今後、微地形や抗侵蝕性などについて主力を注いでいくべきものと思われる。

終わりにあたって、芥川地質研究室長に御指導を受けたのをはじめ、地質研究室の多くの方々との協力を得た。ここに感謝の意を表わしたい。

参 考 文 献

- 1) Zernitz E. R. (1932) : Drainage Patterns and Their Significance, Jour. Geol., 40-6
- 2) Huntting M. T. (1944) : Geology in Highway Engineering, American Society of Civil Engineers Transaction paper, 2238
- 3) Parvis M. (1950) : Drainage pattern Significance in Airphoto Identification of Soils and Bedrocks, Highway Research Board Bull., -28
- 4) Quinn A. O. (1952) : Photogrammetry Aids Highway Engineers, Photogramm. Eng., 18-
- 5) Strahler A. N. (1957) : Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, A. G. U., 38-6

【村野義郎抄訳 (1961) : 流域地形の定量的解析, 新砂防39】

- 6) Bourcart J. (1957) : l' Erosion des Continents, Armand Colin
- 【照田有子訳 (1962) : 侵蝕論, 駿河台出版社】
- 7) Fischer W. A. (1958) : Color Aerial Photography in Photogeologic Interpretation, Photogramm. Eng. 24-4
- 8) Hemplill W. R. (1958) : Small-Scale Photographs in Photogeologic Interpretation, Photogramm., 24-4
- 9) Lattman L. H. (1958) : Technique of Mapping Geologic Fracture Traces and Lineaments on Aerial Photographs, Photogramm. Eng., 24-4
- 10) Ray R. G. (1958) : Scale and Instrument Relationship in Photogeologic Study, Photogramm. Eng., 24-4
- 11) The American Society of Photogrammetry (1960) : Manual of Photographic Interpretation
- 12) Ray R. G. (1960) : Aerial Photographs in Geologic Interpretation and Mapping, U. S. G. S. Professional paper, 373
- 13) Fischer W. A. (1960) : Spectral Reflectance Measurements as a Basis for Film-Filter Selection for Photographic Differentiation of Rock Units, U. S. G. S. Research Professional paper, 400-B
- 14) Howe R. H. L. (1960) : The Application of Aerial Photographic Interpretation to the Investigation of Hydrologic Problem, Photogramm. Eng., 26-1
- 15) Ray R. G. & Fischer W. A. (1960) : Quantitative Photography — A Geologic Research Tool —, Photogramm. Eng., 26-1
- 16) Kasper R. G. (1960) : Gravel Prospecting by Use of Aerial Photographic Investigation, Highway Research Board Bull., 213
- 17) Miller V. C. (1961) : Photogeology, Mc Graw-Hill, New York
- 18) Stoeckeler E. G. (1961) : Airphoto Analysis of Terrain for Highway Location Studies in Maine, Highway Research Board Bull., 312
- 19) 中野尊正・吉川虎雄 (1951) : 地形調査法, 古今書院
- 20) 小田博 (1952) : 応用地質 (岩石の風化と森林の立地), 古今書院
- 21) 丸安隆和・西尾元充 (1959) : 赤外線航空写真とその応用について, 土木学会誌, 44-8
- 22) Maruyasu T. & Nishio M. (1960) : Experimental Studies on Color Aerial Photographs

in Japan, Rep. Inst. Industrial Science, Univ. Tokyo, 10-1

- 23) 吉田登・西尾元充 (1960) : 航空写真を利用した地質構造の調査—大町トンネル附近を例にとりて—, 土木学会論文集, 74
- 24) 吉田登 (1961) : Photogeology による水力開発地点の調査—黒部川上流地点を対象として—, 土木学会論文集, 77
- 25) 松井愈 (1961) : 地質調査における航空写真の採用—天塩郡間寒別南部地域の一例—, 新生代の研究, 33
- 26) 羽田野誠一・大竹一彦 (1961) : 土壌調査のための空中写真の利用と判読(Ⅰ), ペドロジスト, 5-2
- 27) 武田裕幸 (1962) : 航空写真による古期岩の地質判読, 写真測量, 1-1

28) 黒田和男 (1962) : 航空写真探査とその日本における適用条件, 応用地質, 3-1

29) 佐々保雄 (1962) : 日本における航空写真地質学, 地質学の諸問題第2集

30) 国土地理院編 (1962) : 国土開発のための地図と空中写真, 日本測量協会

31) 岡本隆一・宮島圭司 (1963) : 道路の路線選定のための地質調査における空中写真の利用, 道路, S 38-1

32) 吉田登 (1963) : 航空写真の水力発電計画への利用, 山海堂

33) 土木研究所・国土地理院 (1964) : 国土開発縦貫自動車道中国および九州自動車道地質調査報告書

34) 松野久也 (1965) : 写真地質, 実業公報社

(2)

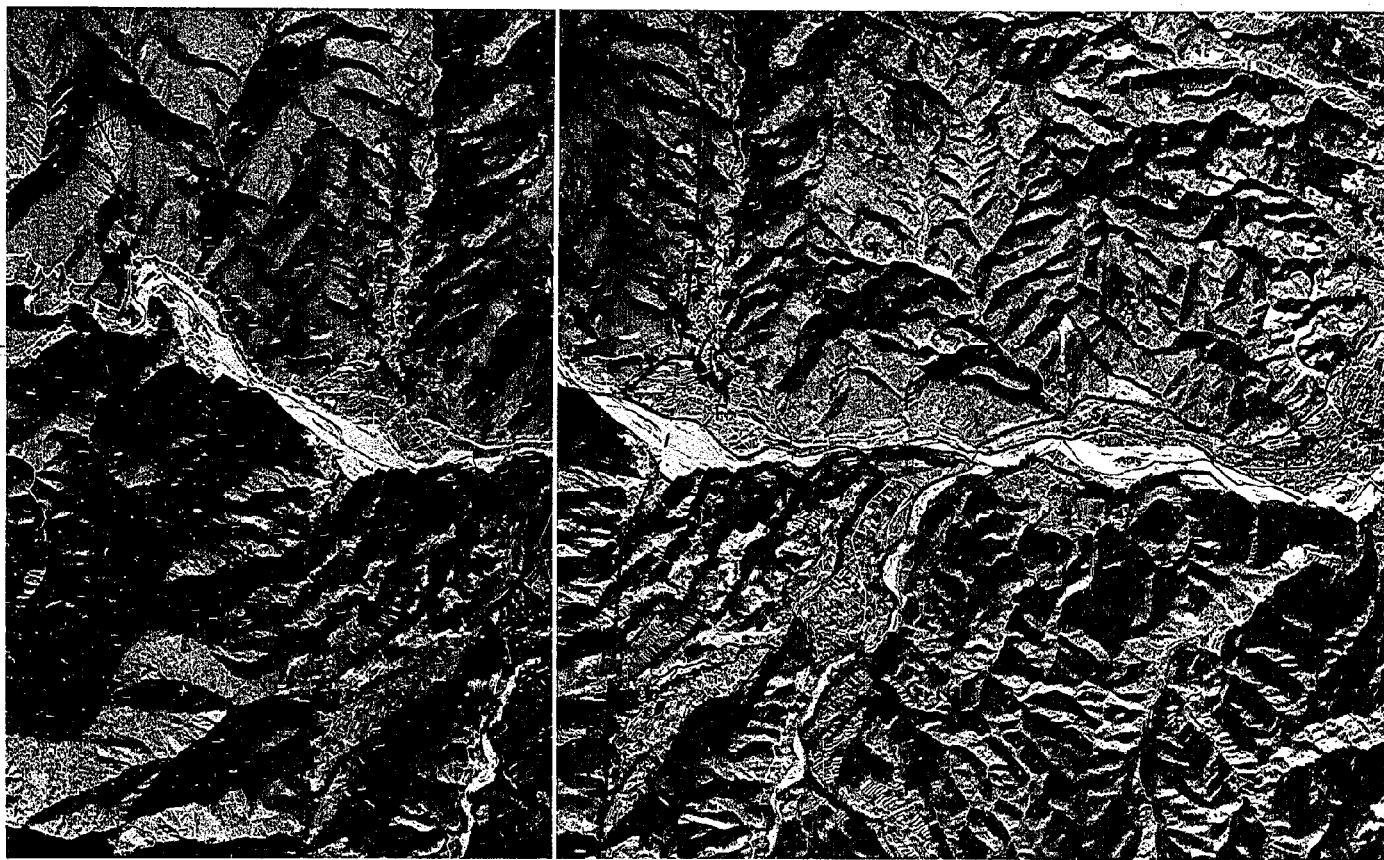


写真-1 花崗岩

写真-1 花 崗 岩

位 置 飯田市西南駒場付近(天竜川支流阿智川)

写真番号 中央道 WWP 14B 58~59

縮 尺 約 1/25,000

地 質 花崗岩および段丘、扇状地堆積物

Gr-1 天竜峽花崗岩

Gr-2 夜鳥山花崗岩

Sg 段丘堆積物(砂礫)

F 扇状地堆積物(砂礫)

Cl 崖錐堆積物(土砂・岩塊)

f 断 層

判 読 この地域は2種の花崗岩の隣接するところであるが、一般的に同質とみられる花崗岩でも化学的組成や時期時代の相違によって風化特性が異なり、侵蝕抗力の相違からパターンが歴然と異なり、写真

上でも両種の花崗岩の分布地域を容易に判読することができる。

土木地質 Gr 1は風化が深く、山腹の傾斜はゆるく、高低差も小さい。一方、それに対してGr2は山腹の傾斜が急で傾斜面の延長も長い。このため Gr2のところでの道路カットは、大きなノリ面あるいはトンネルを必要とする。Gr1, Gr2いずれにしろ侵蝕防止等ノリ面保護工を必要とする。山腹斜面が急峻であるにもかかわらず、風化も進んでいるので、直接新鮮な岩石の露出はない。石材を直接地表面から採取できるところはない。

段丘は平坦で締まりもよいので路床としては非常に好都合である。阿智川は写真から見てわかるように、荒れる川で、土砂の運搬力や侵蝕力も大きいので、道路が川に寄る場合、路肩護岸は厳重に行なう必要がある。

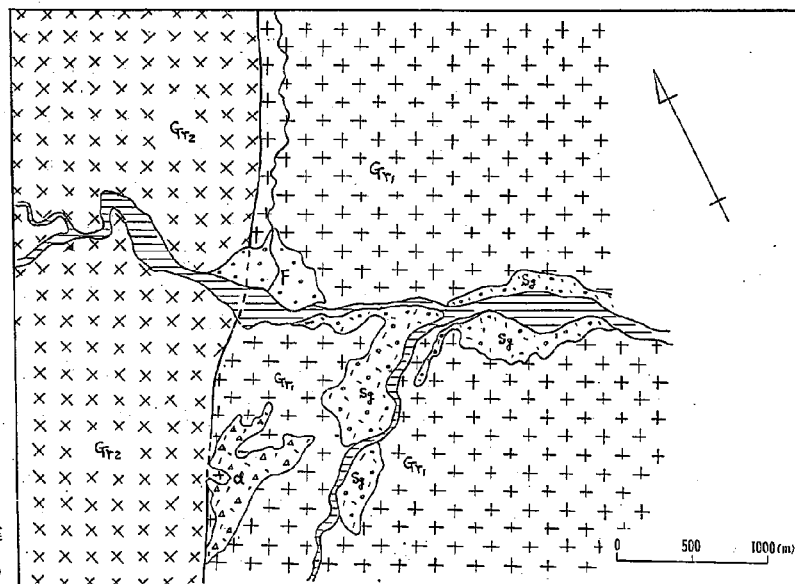
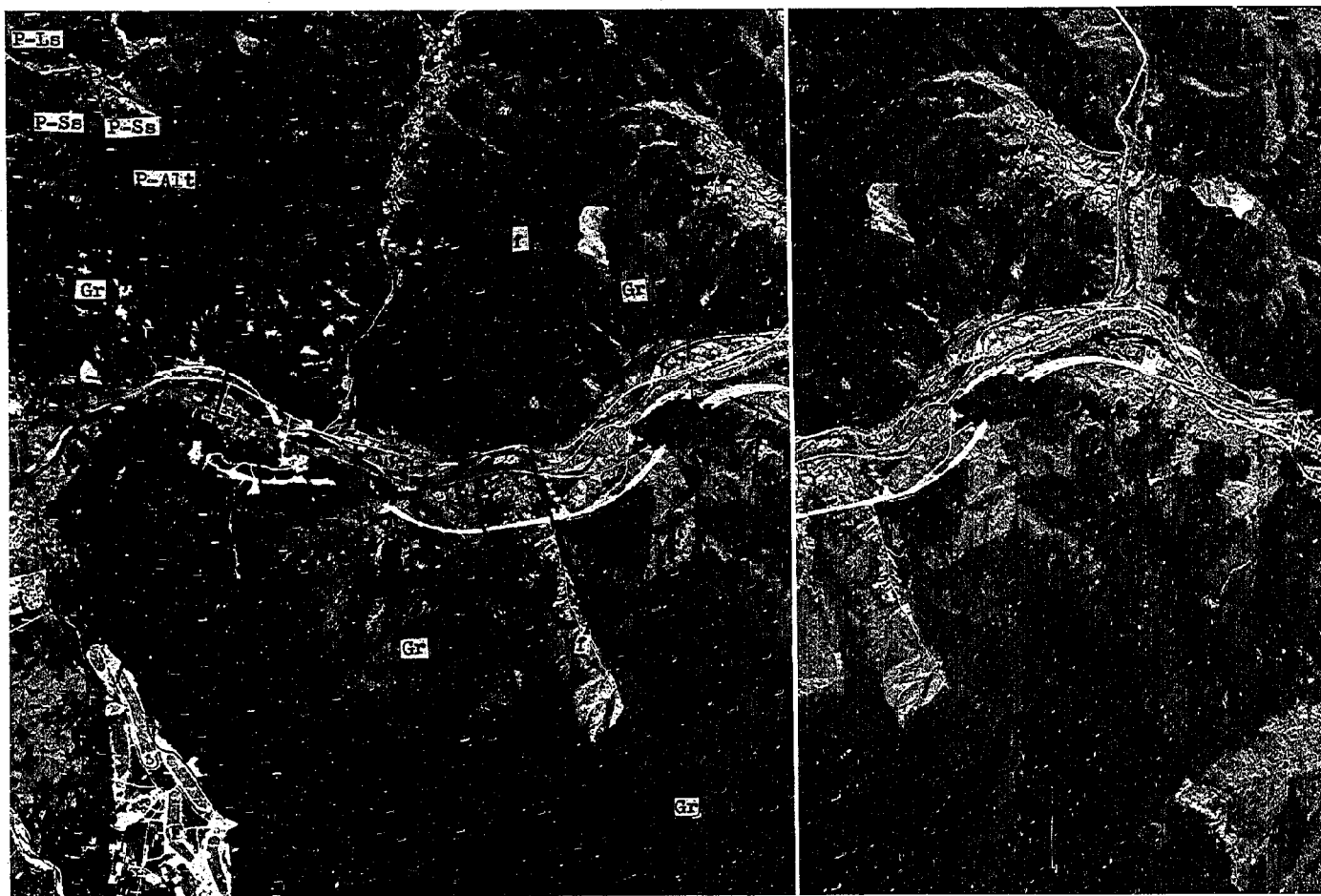


図-1

-  Gr1 花崗岩
-  Gr2 花崗岩
-  Sg 段丘堆積物
-  Cl 崖錐堆積物
-  F 扇状地堆積物
-  断 層
-  推定断層



(4)

写真-2 花崗岩

写真-2 花 崗 岩

位 置 敦賀市街南方

写真番号 北陸道 C 32 78~79

縮 尺 約 1/25,000

地 質 黒雲母花崗岩、一部は古生層および扇状地堆積物

P—Alt 古生層の砂岩粘板岩互層

P—SS 古生層砂岩

P—Ls 古生層石灰岩

Gr 黒雲母花崗岩

F 扇状地堆積物

f 断層

判 読 写真の上部（北東部）1/5 が古生層で、下部 4/5 が花崗岩であるが、古生層と花崗岩地帯で明らかに山容が異なっているのが読みとれる。古生層ではひだが細かくやや丸っこい感じで、谷長、尾根長も短い。花崗岩では尾根の後縁がやや角ばり、一般に谷長、尾根長も古生層より長い。北陸本線沿いの谷部に近いところは、花崗岩特有のマサ化から円頭状たい赫地を多く生じているのがわかる（白色部点在）。写真の左下（西部）のゴルフ場および北陸本線沿いの南側に花崗岩から供給された大量の土砂が堆積した扇状地堆積物がみられる。非常にゆるやかな斜面が鈍角三角形に広がるのが特徴である。断層は写真に示すように明瞭に読みとれる。

土木地質 道路計画線が現在の北陸本線や国道に沿う山腹斜面に走るとすると、花崗岩のマサ部にトンネルあるいは長大カットを必要とする。マサ化しているわりに山腹が急傾斜しているので、一割に近いコウ配だと斜面長が大きくなり、ノリ面維持に困難をともなうことが予想される。トンネルの場合、地質上からだけでは花崗岩の中より、花崗岩と古生層の境界部が軟弱部と地下水の上から問題となる（ホルンフェルス化は弱い）。花崗岩中の断層は粘土化していることを覚悟すべきである。

(9)

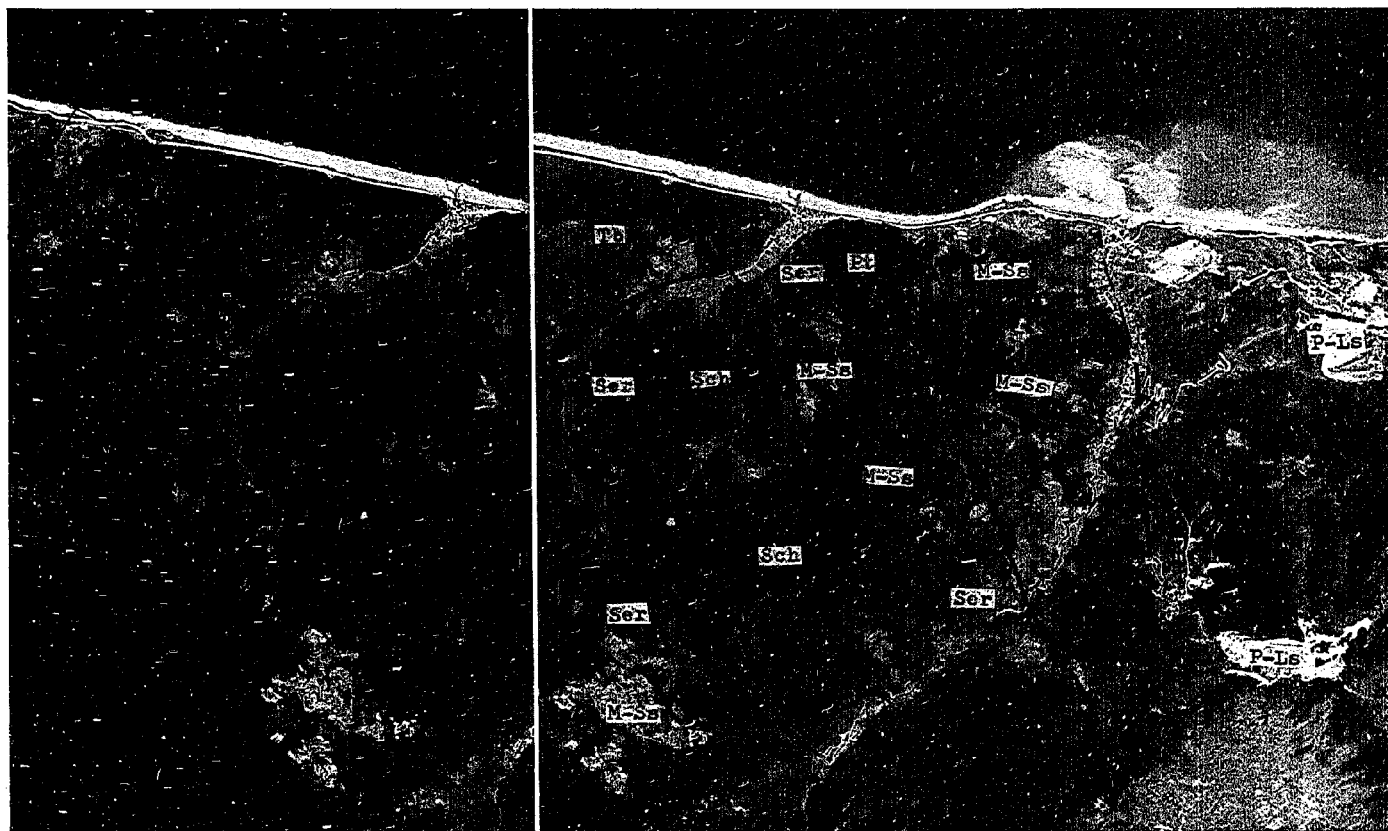


写真-3 蛇紋岩・石灰岩

写真-3 蛇紋岩・石灰岩

位 置 新潟県糸魚川市

写真番号 北陸道(北陸) C 14 17~18

縮 尺 約 1/25,000

地 質 古生層(石灰岩, 変成岩), 蛇紋岩, 中生層, その他

P-La 古生層, 石灰岩

Ser 蛇紋岩

Sch 変成岩(緑色岩)

M-SS 中生層砂岩

Pt 玢岩

Tb 凝灰角礫岩(第3紀)

判 読 この地域では、石灰岩、緑色岩(緑泥石片岩、緑れん石角閃岩等)、蛇紋岩、など古期岩類が複雑な分布をする。それらと主として断層関係で、中生層(主として砂岩)が接し、玢岩や安山岩の貫入がみられ、それらにともなう凝灰角礫岩も分布する。写真上からはそれらを境とする断層が尾根の欠陥や落差によって明瞭に認められる。岩相上からは、石灰岩、蛇紋岩、玢岩が特色がある。石灰岩は4個所で現在採掘中で、グローリーホール方式の露天掘りが読みとれる。山稜線も非常に角ばり鋭角的である。蛇紋岩は丸っこい細かな不規則な起伏が多くみられる。玢岩は硬いので急峻な斜面が残り、山頂線も鋭角的である。緑色岩は風化すると蛇紋岩の風化部分と酷似するが、新鮮な部分は堅硬で急峻な地形を作る。中生層の砂岩は風化が進み、地すべりも多い。

土木地質 この部分はトンネルとカッティングでは非常に条件が異なる。トンネルとなると蛇紋岩や中生層の地すべり個所にポータルをもってこないようにすべきであるし、蛇紋岩や緑色岩の周辺および内部の断層の位置規模が問題になる。海岸線でのカッティングは地形上非常に大規模なものにならざるをえない。

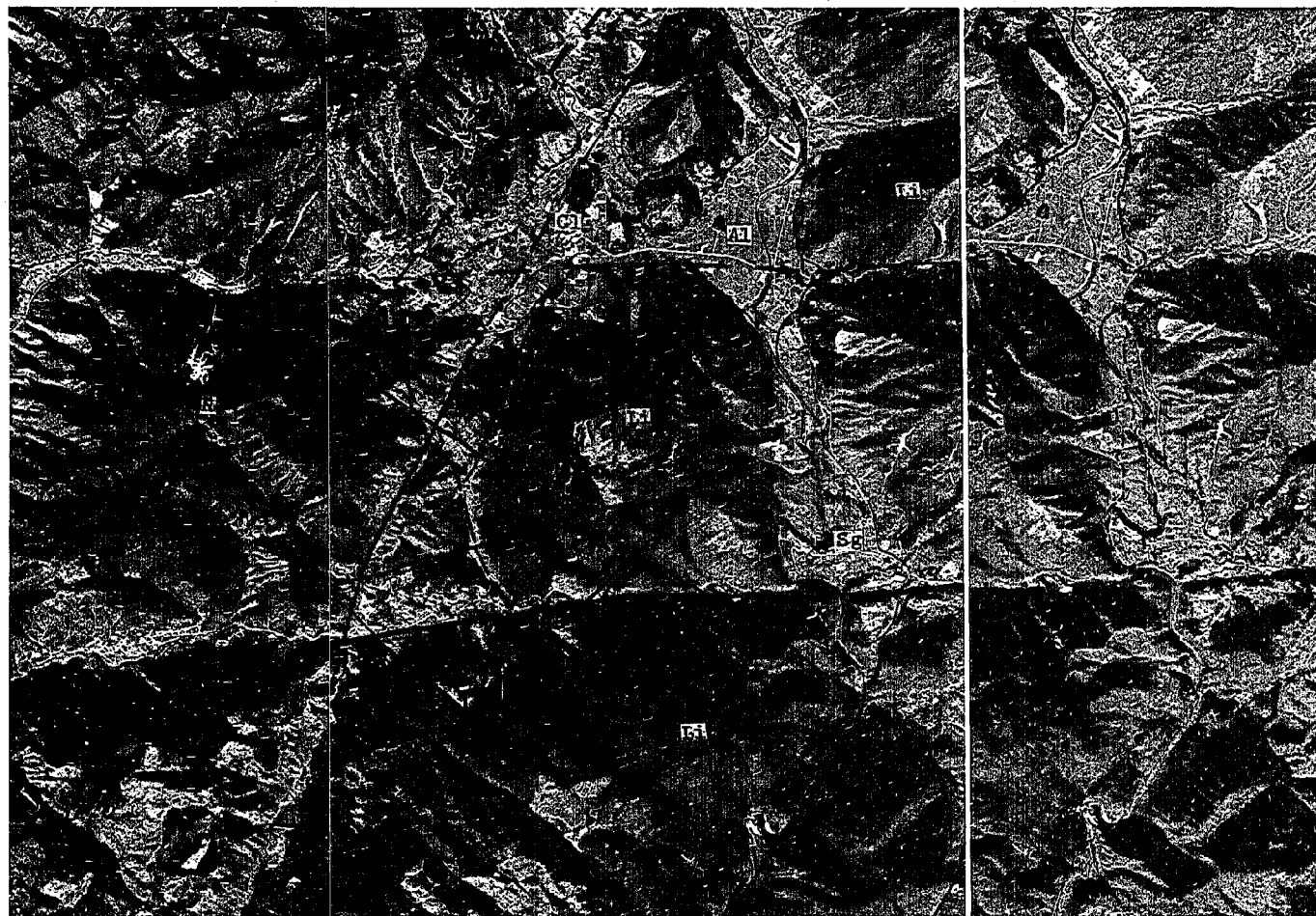


写真-4 流紋岩

写真—4 流紋岩

位 置 兵庫県三田市西方平木

写真番号 中国道 4832~4

縮 尺 約 1/25,000

地 質 流紋岩および段丘

Li 流紋岩

Sg 段丘

Cl 崖錐, 一部扇状地

Al 沖積層

判 読 この流紋岩は近畿・中国地方に広範囲に分布するもので、岩脈状の流紋岩とは若干地形が異なる。しかし、流紋岩特有の堅硬だが割れ目が多い地質、優白質な色を反映している。一般に山稜は鋭角的にとがった感じでやせ尾根が多く、斜面長が長い。断層は直線状に連続し、非常に明瞭に追跡することができる。写真上で直線状に示した実(破)線がそれである。これらは現地調査の結果、数 10cm~数m の粘土を伴うことが多い。かつて大崩壊を起したと思われる地形が多く、その結果生じた角礫状岩屑が小盆地に多量に堆積している。

土木地質 写真で見るとおり、このように起伏の大きな地形に計画線を設定する際は、どうしてもトンネルの箇所が多くなる。この地域では流紋岩中に断層の発達が顕著であるから、トンネル内の湧水は十分考えられ(露頭にも断層からの湧水箇所がある)、特に坑口が断層の交点にくるような位置は避けるべきである。斜面が長いことからカッティングは大規模になり、土量も増大する。岩石自体は比較的堅硬であるから石材として利用でき、現に採石場も判読される。

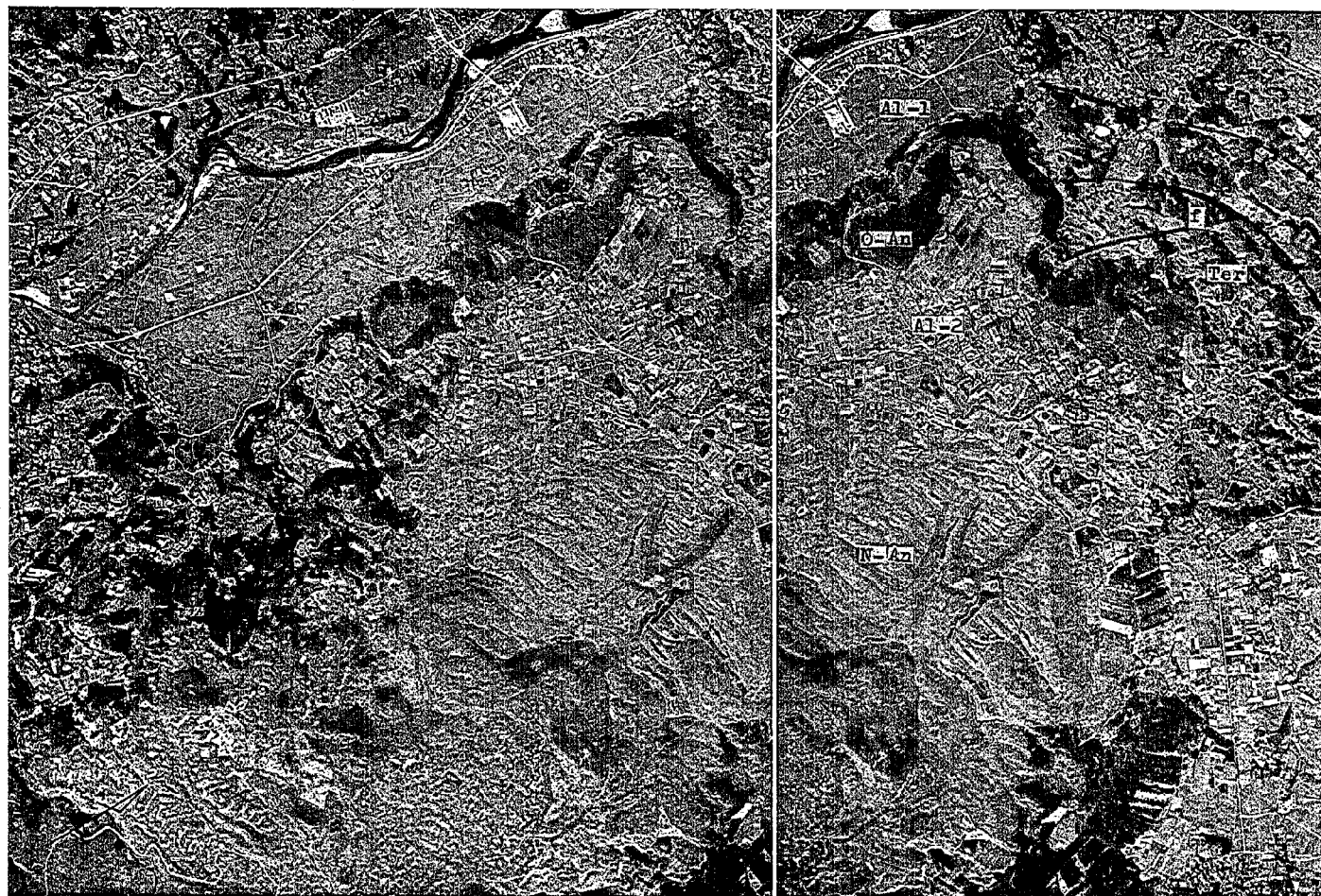


写真-5 安山岩

写真-5 安山岩

位 置 鹿児島県吉松町東部（一部宮崎県）

写真番号 九州道 RD 185A-1 82~83

縮 尺 約 1/25,000

地 質 安山岩熔岩と新第3紀層

Ter 新第3紀層（シルト他）

O-An 旧期安山岩熔岩

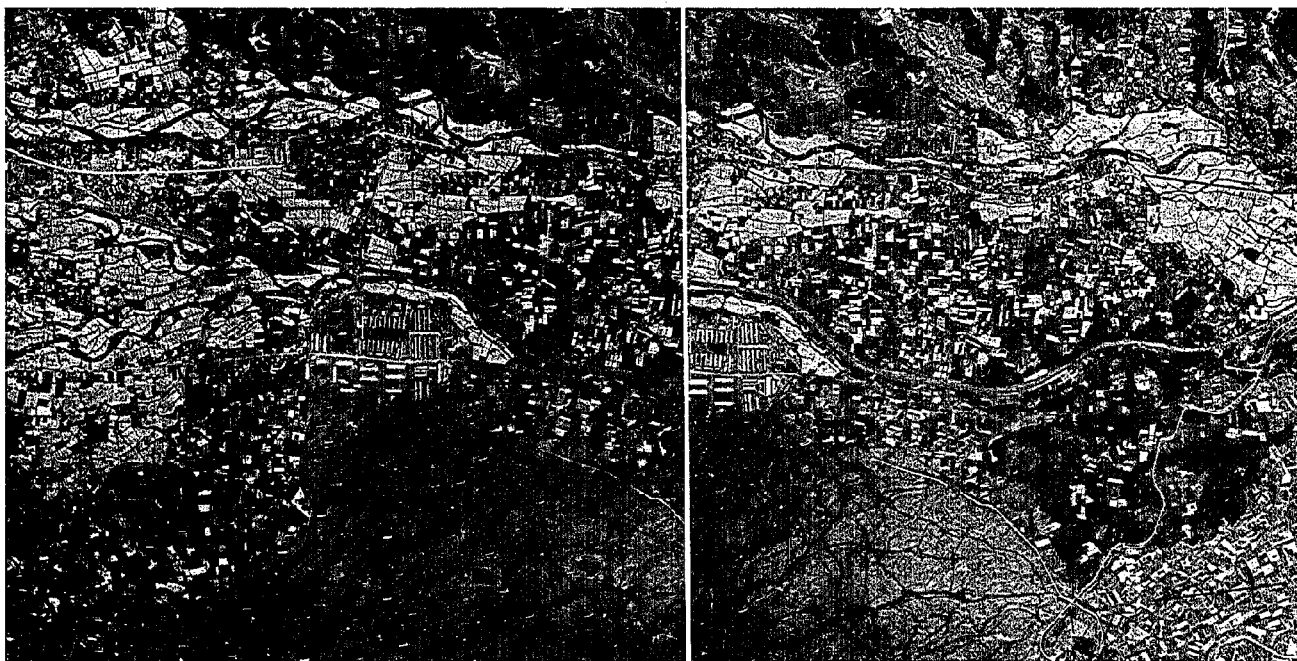
N-An 新期 //

Al 沖積層

判 読 写真の右上部の細かいひだのパターンを示す部分が新第3紀層で、軟らかいシルト層および砂からなる。軟らかいので侵蝕によってこのような特徴的なパターンを呈するようになったものである。地区の南の飯盛山（火山岩ドームの山は日本各地でこのような名称で呼ばれることが多い）から最初に流出した輝石安山岩が O-An で示すもので、内部が陥没し Al-2 の火口湖堆積物で埋められている。新たに流出した熔岩は N-An で示すもので、未だ植生が未発達のため、流出時の流れの方向や進行方向に直角なひだ状凹凸がよく読みとれる。旧い時期の流出で植生におおわれている所でも、末端の崖線や平坦部は残っていて容易に判読できる場合が多い。

土地地質 新第3紀層には安山岩の噴出活動の影響で安山岩をとりまく弧状の断層を生じている。

安山岩等の熔岩流は一般に末端で急崖となる場合が多い。新しい時期の熔岩であればあるほどこの急崖はよく保存されているので、これら熔岩の流出堆積した台地を横切って計画線を考慮する場合には、台地の上り口、降り口の位置が非常に問題になる。所要のコウ配を保ちつつ、これら急崖をカッティングで上り降りするのは困難な場合が多いので、むしろ路線延長が長くなっても迂回して下位の沖積地を通った方が技術的には容易である。



写真—6 玄武岩

写真-5 玄武岩

位 置 神奈川県御殿場町北 13km 神山
写真番号 東海道 K 368 14~15
縮 尺 約 1/25,000
地 質 玄武岩熔岩およびそのスコリヤ, 一部段丘
Ba 玄武岩熔岩
Sg 段丘砂礫層
Pu 玄武岩質軽石流およびスコリヤ

判 読 富士山を構成する玄武岩の最末端の一部で, 流出後の時間の経過が短いので, 植生が未発達であるから熔岩流の表面がよくわかる。玄武岩は粘性が小さいので, 低平な広い表面をもつ熔岩原(あるいは台地)をつくる。ここでも起伏量の小さい熔岩原となっている。表面が冷却固化した後も内部は熔融して流動するので, 再び表面が割れ, 中の部分が表面へ出て再び固結するので, 数多くの岩脈に貫かれたようなパターンを呈する(dyで表わす)。スコリヤあるいは軽石流の場合, 流出の方向とその後の侵蝕流の方向が一致して一連の方向性をもつ丘陵となる場合が多い。

土木地質 玄武岩地域に道路を計画する際には, 玄武岩それ自体にはほとんど問題はない。流出時に生じた割れ目や空洞を充てんするくらいである。しかし, 熔岩流の下位にシルト層など軟弱層がある場合には, そちらの処理が問題で, カットの際滑動するなどの事故を防止するように注意する必要がある。スコリヤは排水は悪くないが, カットのノリ面や路盤路床の侵蝕防止に留意すべきである。

(14)

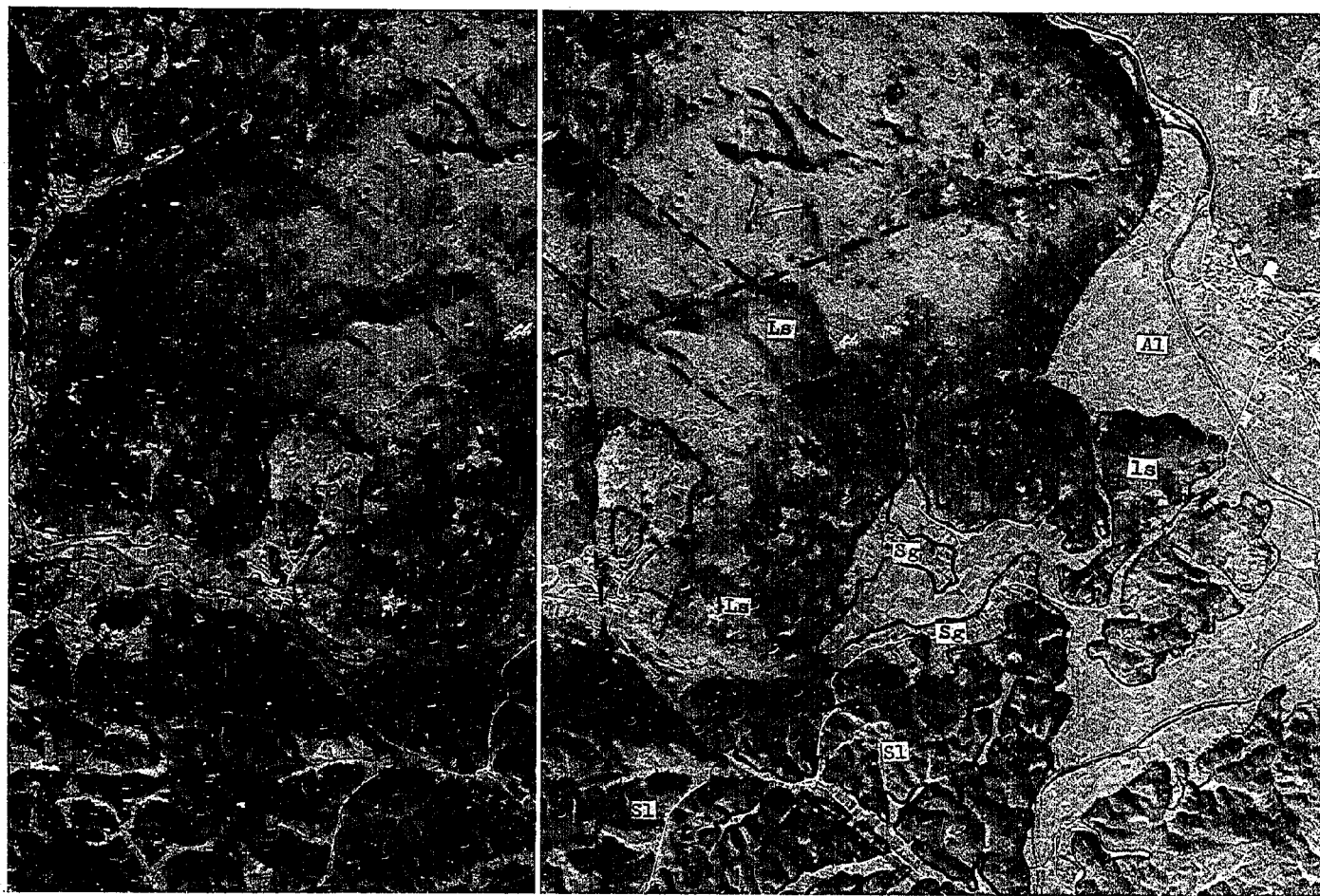


写真-7 石灰岩

写真—7 石灰岩

位 置 山口県秋吉台最南部

写真番号 中国道 C 28 129~130

縮 尺 約 1/25,000

地 質 石灰岩および古生層粘板岩、一部段丘

Ls 秋吉石灰層（古生層）

Sl 粘板岩（大田層群）（々）

Sg 段丘砂礫層

Al 冲積層

(d ドリーネ)

判 説 この石灰岩は秋吉台を構成する石灰岩の一部で、石灰岩地帯（Ls）は丸っこい不規則な山稜部と水系の未発達によって特徴づけられる特異な地形をなし、ポット状の穴として数多くのドリーネ（d）も識別できる。粘板岩を主とする非石灰岩地帯（Sl）は、一般に石灰岩地帯より侵蝕の受け方がいちじるしく、相対的に低い山地を作り、細かい樹枝状水系パターンによって特徴づけられる。段丘砂礫層（Sg）は低平な台地面をつくり、これら低山性山地の外縁をなしている。ドリーネの配列を追跡することによって石灰岩中の大きな割れ目の存在も推定できる。

土木地質 石灰岩中に道路を計画する場合は、さして大きな問題はない。しかし、トンネルが計画された場合、地下水が鍾乳洞を通じて集積されることがあるので、思わぬ出水に出会うおそれがなきにしもあらずであるが、鍾乳洞や地下水道の予測や探査はほとんど不可能に近い。むしろ石灰岩地帯で問題になるのは、観光地保全やセメントあるいはカーバイト用に採掘される際の鉱区権とのトラブルであろう。

写真—8 (a) 古 生 層

位 置 熊本県南部肥後峠北部

写真番号 九州道 C 1 8~7

縮 尺 約 1/25,000

地 質 古生層 (石灰岩, チャート, 粘板岩, 砂岩およびそれらの互層) と中生層 (砂岩, 粘板岩)

Ls 石 灰 岩 (古生層)

Ch チャート (#)

SS 砂 岩 (#)

Sl 粘 板 岩 (#)

判 読 この地域の古生層の山地は樹枝状水系パターンが示すように細かく侵蝕開折された地形であるが、斜面は非常に急傾斜して急峻な山容を呈する。九州中南部の主地質構造の影響を受けて、東北東—西南西の帯状配列をして石灰岩, チャート, 砂岩, 粘板岩が分布する。地層の傾斜は垂直が急角度で南あるいは北に傾斜する。稜線の形態で最も特徴があるのは石灰岩で、侵蝕抗力が大きいので周囲よりとび出た山稜をなす。チャートは硬いわりに谷部に分布する傾向があるのは、割れ目が非常に多いことから剥落して侵蝕されたと考えられる。地層 (岩層) 相互は断層で接するところも多い。

土木地質 古生層山地は一般に急峻な地形を呈するところが多く、割れ目の発達やもめも著しいのでカッティングの施工・維持に問題のあるところが多い。この地域もノリ面維持には入念な工法をとり施工すべきところである。

写 真—8 (b) 古 生 層

位 置 熊本県南部肥後峠南部

写真番号 九州道 C 2 5~6

縮 尺 約 1/25,000

地 質 古生層 (石灰岩, チャート, 粘板岩, 砂岩およびそれらの互層) と中生層 (砂岩, 粘板岩)

Ls 石 灰 岩 (古生層)

Sl 粘 板 岩 (#)

Ch チャート (#)

M-SS 砂 岩 (中生層)

M-Sl 粘 板 岩 (#)

f 断層 (大坂間構造線)

判 読 古生層の石灰岩が中生層の砂岩, 粘板岩に対して衝上断層 (大坂間構造線) で接しているところであるが、写真上からも衝上断層を判読することができる。石灰岩はこの程度の縮尺では比較的古ツゴツした山容を呈し、粘板岩はゆるい傾斜の斜面をつくり、チャートは石灰岩に較べると丸っこい山稜となっている。このように、石灰岩は厚い植生におおわれていても写真上から明瞭に判読することができる。この場合、断層も同様に判読が容易である。

土木地質 古生層山地の問題は 8 (a) や 9 でも同様である。急峻な斜面のカッティングやトンネルの場合、多数の断層があること (特に粘板岩等相対的に軟弱な岩層の存在することが多く、この場合粘土化して問題となる)、軟弱層のハサミの存在が大きな問題になる。一般に古生層のトンネルは工費が高くなることを覚悟しなければならない。

(18)

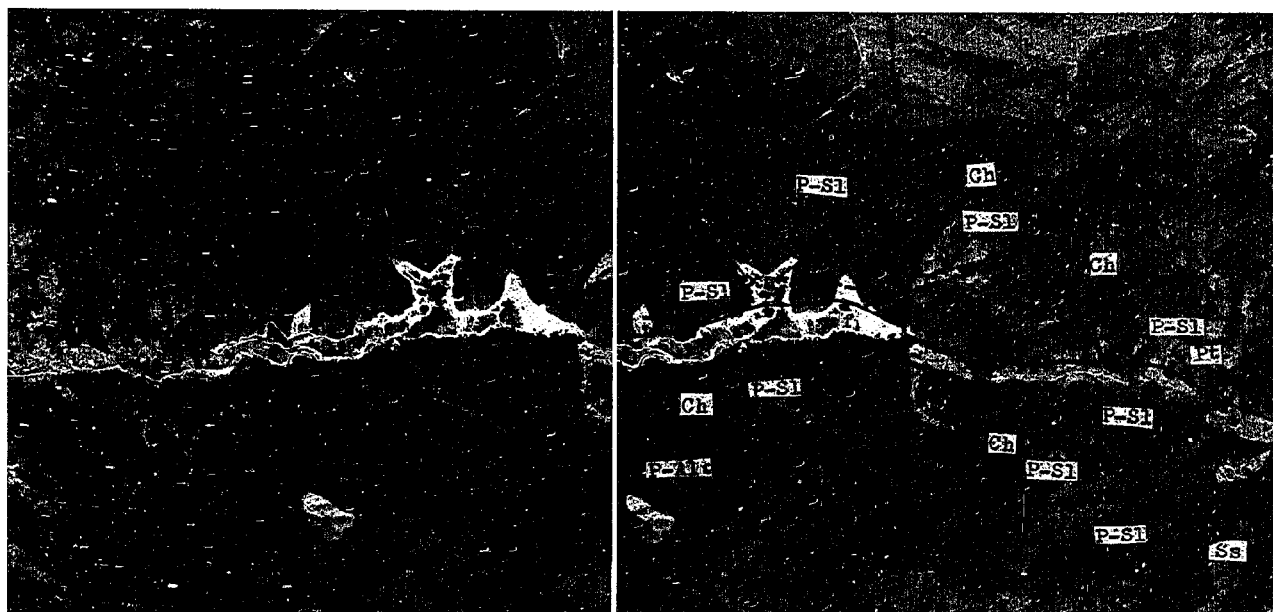


写真-9 古生層

写真一9 古生層

位 置 福井県今庄町南7 km 栃木峠

写真番号 北陸道 C 37 166~167

縮 尺 約 1/25,000

地 質 古生層（チャート、粘板岩、砂岩およびそれらの互層）、貫入岩（玢岩）

Ch チャート（古生層）

Sl 粘板岩（#）

SS 砂 岩（#）

Alt 砂岩・粘板岩・チャート互層（#）

Pt 玢 岩

f 断層（栃木峠断層）

判 説 古生層のチャート、粘板岩、砂岩等が発達する山地で、写真のはほぼ中央部に、幅100m以上の破碎帯をともなう断層（栃木峠断層）が南北に走っている。古生層の山地においては岩相の識別判読は非常に困難である。この写真においても明瞭に判読できる部分は少ない。一方、断層や大きな割れ目集中部はかなり明瞭に追跡ができる。写真の栃木峠断層は幅 100m を越す破碎帯をともなう数kmにわたって連続するものである。ここで、写真上でaとして示している断層は注目すべきもので、峠の分水位置に走り、かつ沖積層を切っているのが読みとれる。これより北側は川が回春し、侵蝕著しいのに反し南側は谷底の沖積層が残り水田として耕作されている。おそらく断層は沖積世以前から存在し、そこが侵蝕されて後断層線谷となり沖積層が堆積したものと考えられる。その後再びこの断層に沿って断層運動があり、写真の左側（北側）が落ち、写真の右の川が断層の位置よりずっと北側から流れていたものが、左（北）側の川によって流域をうばわれて、分水が断層の位置まで動いて来て現在のようなものと考えられる。

土木地質 栃木峠断層は大規模な破碎帯をともなう大断層で、トンネル延長を短くするために不用意に峠の真下に計画すると、この断層に沿うことになる。どうしてもこの峠を越す必要がある場合には、この破碎帯から数 10~100m 以上離す必要がある。さらに沖積層を切る断層があることは、ごく新しい時期に活動したことを示し、地震時に新たに滑動するおそれがないかなど、この位置のトンネルには疑問が多い。一方、ノリ面維持もかなり大規模になりそうである。

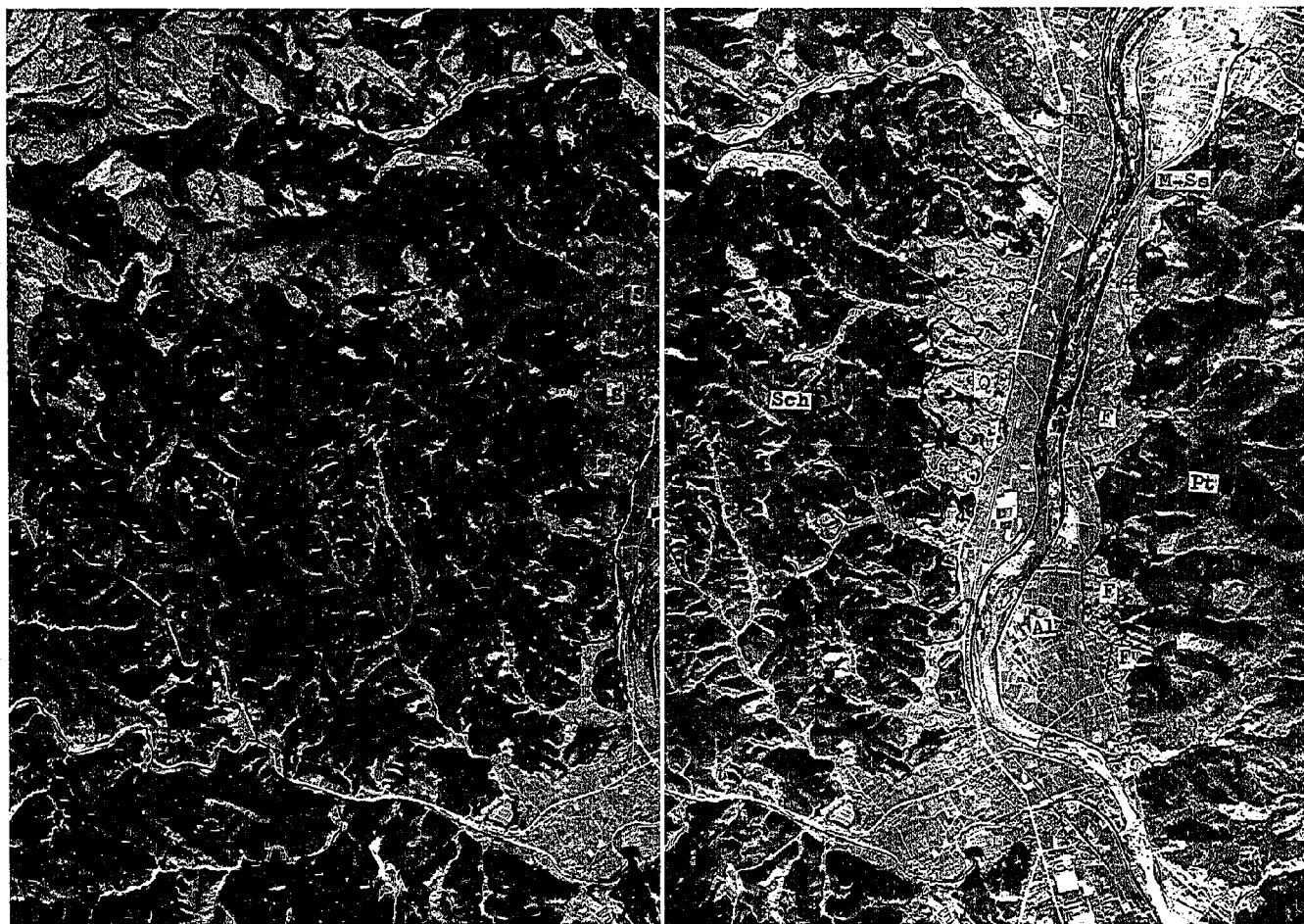


写真-10 変成岩

写真-10 変成岩

位 置 山口県小郡（山口市）北

写真番号 中国道 C 27 5~6

縮 尺 約 1/25,000

地 質 変成岩（黒色片岩），貫入岩（花崗斑岩）および段丘など新期堆積物

Sch 変成岩（黒色片岩—三郡変成岩）

Pe 花崗斑岩

Sg 段丘砂礫層

F 扇状地堆積物（砂礫）

Al 沖積層

判 読 沖積層を切って流れる川は写真-18でもふれている樫野川で、右岸は三郡変成岩に属する黒色片岩およびそれを切った後堆積した段丘砂礫層からなる。写真でもよくわかるように、この片岩は風化いちじるしく、細かく谷が切れ込み樹枝状水系パターンを呈する。山地は起伏のゆるい丘陵地形を呈する。風化は10mを越し、写真の下部に見えている道路面までおりてこないと新鮮な岩体にはならない。左の写真の右上から左下へ斜めに連続する境界を境として、侵蝕の程度が異なるのが認められ、B地域はA地域より一段低い（約50~100m）平坦面をなしているのは注目すべきことである。これは間氷期の海進による侵蝕面の範囲をものがたるものかも知れない。Sgで示す段丘はこのB地域平坦面よりさらに一段低い堆積平坦面である。樫野川左岸（写真では右側）は花崗斑岩で、地形要素は花崗岩とほぼ同様である。

土木地質 上に述べたように同じ黒色片岩の分布する地域でもA地域とB地域では平坦面の標高が異なることから、A地域に計画線を選べばトンネルを余儀なくされる。B地域では選り方によってはカット、バンクで通過できる。A、Bいずれの地域でもこの黒色片岩の風化はいちじるしく、トンネルは掘削や支保工に難工するおそれがある。カットの場合もコウ配はゆるくし、ノリ面保護工が必要になる。一般に、片岩の中でも黒色片岩は粘土化しやすい傾向があるので注意すべきである。

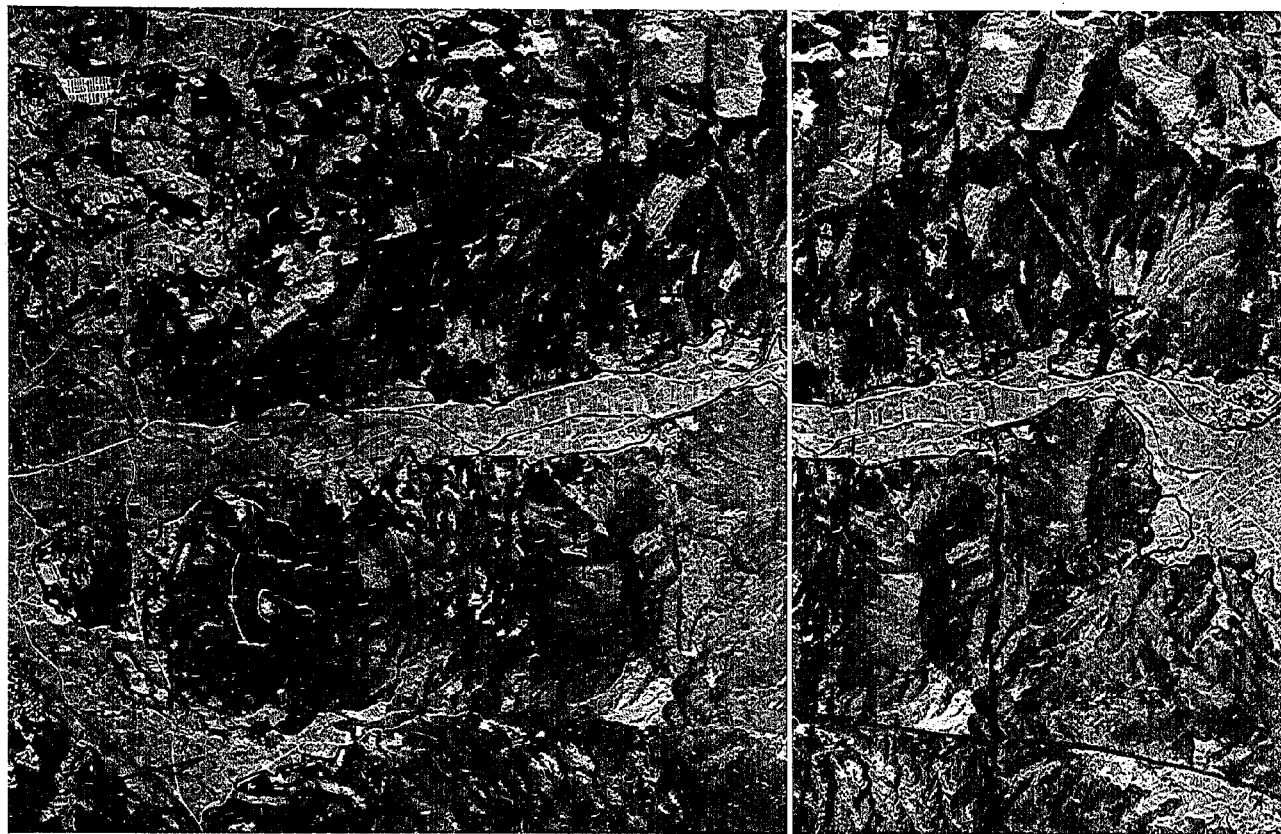


写真-11 中生厩

写真-11 中生層

位置 下関市（市街の北東）

写真番号 中国道 C 30 38~39

縮尺 約 1/25,000

地質 中生層、花崗岩および段丘

Cr 白亜紀関門層群（主として凝灰質岩）

Gr 花崗岩

Sg 段丘砂礫層

Al 沖積層

（注）白亜紀は中生代のうち最も新しい時期に属する。

判読 この地域は花崗岩の上に中生代の白亜紀層（関門層群と呼ばれている）がのり、侵蝕され残りが独立峯状に突き出たルーフベ
ンダント構造をなしている。花崗岩が上位の中生層を押しあげて隆起したものであるが、中生層の侵蝕が進み、花崗岩が地表に
顔を出したわけである。花崗岩は風化されやすいので、中生層がなくなった後はさらに急速に侵蝕が進み、中生層と比べてずっ
と低い山地になっていて、ひだの細かい起伏の小さい山地を形づくるが、中生層（輝緑凝灰岩）は非常に堅硬なので、急峻な円
錐状（コーン）山地となっている。注意しないと安山岩など火山岩の山地と誤ることがある。

土地地質 ここでは、堆積岩である輝緑凝灰岩に対して下から花崗岩が押し上げた形の地質構造であるから、かならずしも境界面は水平
であるとは限らず、また断層で切られていることも多い。このため、もしトンネルがこの境界付近と一致すると、岩質の変化が
いちじるしくまた予想も困難である。このような形の接触関係であると、花崗岩が上位の堆積岩に熱変質を与えてむしろ硬化さ
せているが、一方、花崗岩の上に堆積岩が不整合に重なっている場合だと、接触部付近の花崗岩は風化している場合があるので、
トンネルのフォーメーションの決定は慎重を要する。写真の地区の場合は沖積層を通るのがいちばん無難である。

(24)

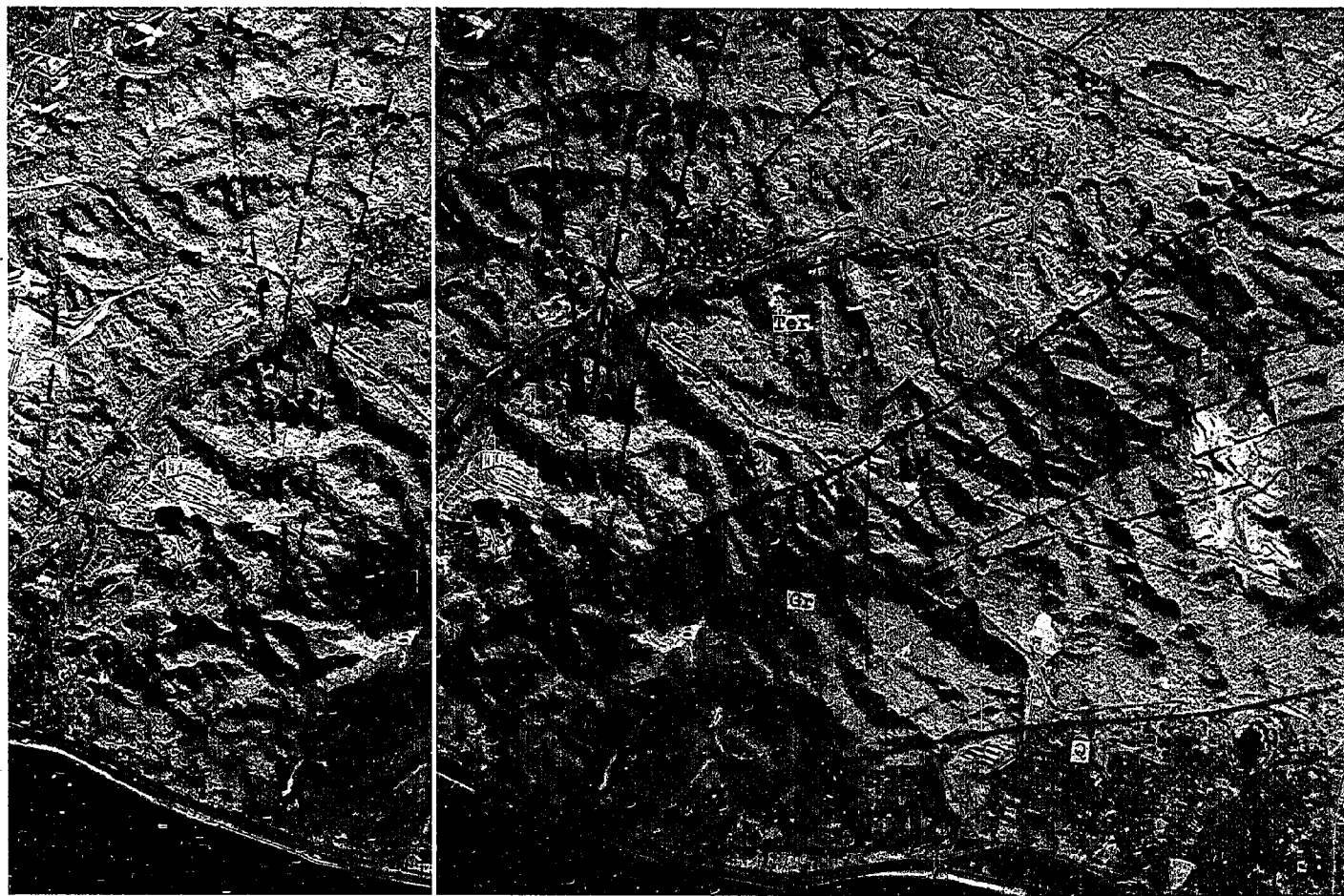


写真-12 新第3紀層

写真-12 新第3紀層

位置 須磨西方海岸
写真番号 大甲山溪 C 7 4595~4596
(赤外線用フィルム使用)

縮尺 約 1/15,000
地質 神戸層群(新第3紀層), 大阪層群(新第3紀~第4紀), 花崗閃緑岩
Gr 花崗閃緑岩
Ter 神戸層群
Q 大阪層群
f 断層

判読 写真を一見しただけで良く判るように左上部の第3紀層と右下部の花崗閃緑岩との違いが明瞭に表現されている。両者の境は大きな断層で、これも写真上では顕著である。右下部の花崗閃緑岩(Gr)と大阪層群(Q)との間もよく連続する明瞭な断層である。

花崗閃緑岩は一般に急峻な斜面の山地からなり、水系は直線的な方向性を持つ。一方この第3紀層(神戸層群)は比較的軟弱な砂、シルトからなり、頂面が丸っこいならかな傾斜の丘陵性山地となっている。砂もかなり泥質で軟かい場合

が多いので、写真からはシルト質なものとの分布の判別が不可能である。軟弱なため耕地化されていて、灌漑用のため池が多いのが認められる。地層の傾斜は一般にゆるい。それとあいまって地すべり性の地形も認められる。大阪層群は砂礫質で傾斜もゆるく立地条件からも宅地として利用され、分布地域のほとんどが市街地となっている。この写真は赤外線用のフィルムを使用したもので、水面からの反射がほとんどないので、水面は暗調に出ている。赤外写真はむしろ普通黑白写真より地質判読は容易である。

土木地質 このような地域に道路を計画する場合、地形の関係から花崗閃緑岩はトンネルで抜けることになる。まず問題になるのは第3紀層との間の断層で写真でも断層沿いにため池が配列していることからわかるように、破碎されていると同時に水が出やすい。坑口が断層の所に位置しないように花崗閃緑岩中に来るように計画すべきである。第3紀層では彼らの浅いトンネルや高いカットは崩壊等の事故を起しやすい。

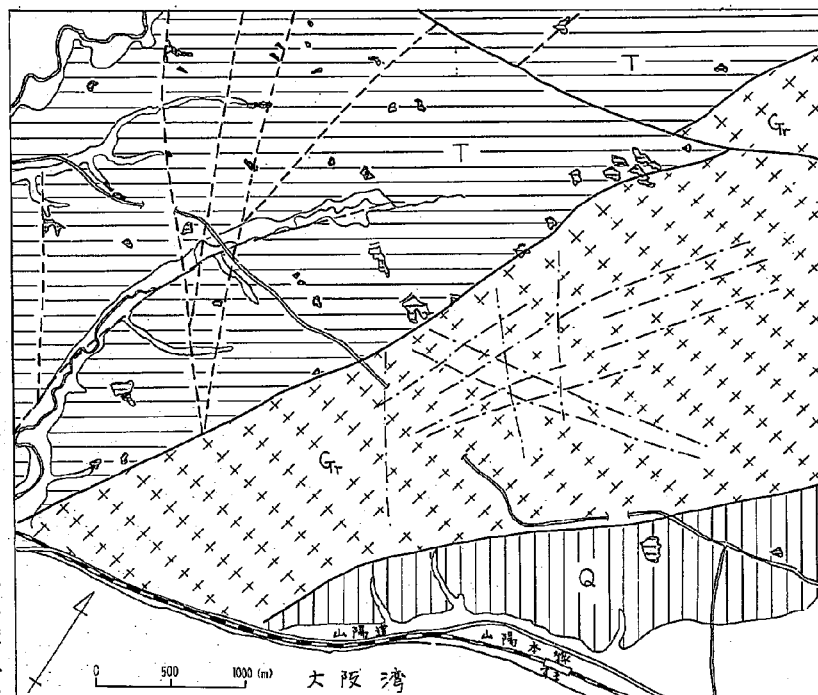


図-2

- | | |
|--|-------|
| | 大阪層 |
| | 第3紀層 |
| | 神戸層群 |
| | 花崗閃緑岩 |
| | 断層 |
| | 推定断層 |
| | 線状構造 |
| | ため池 |

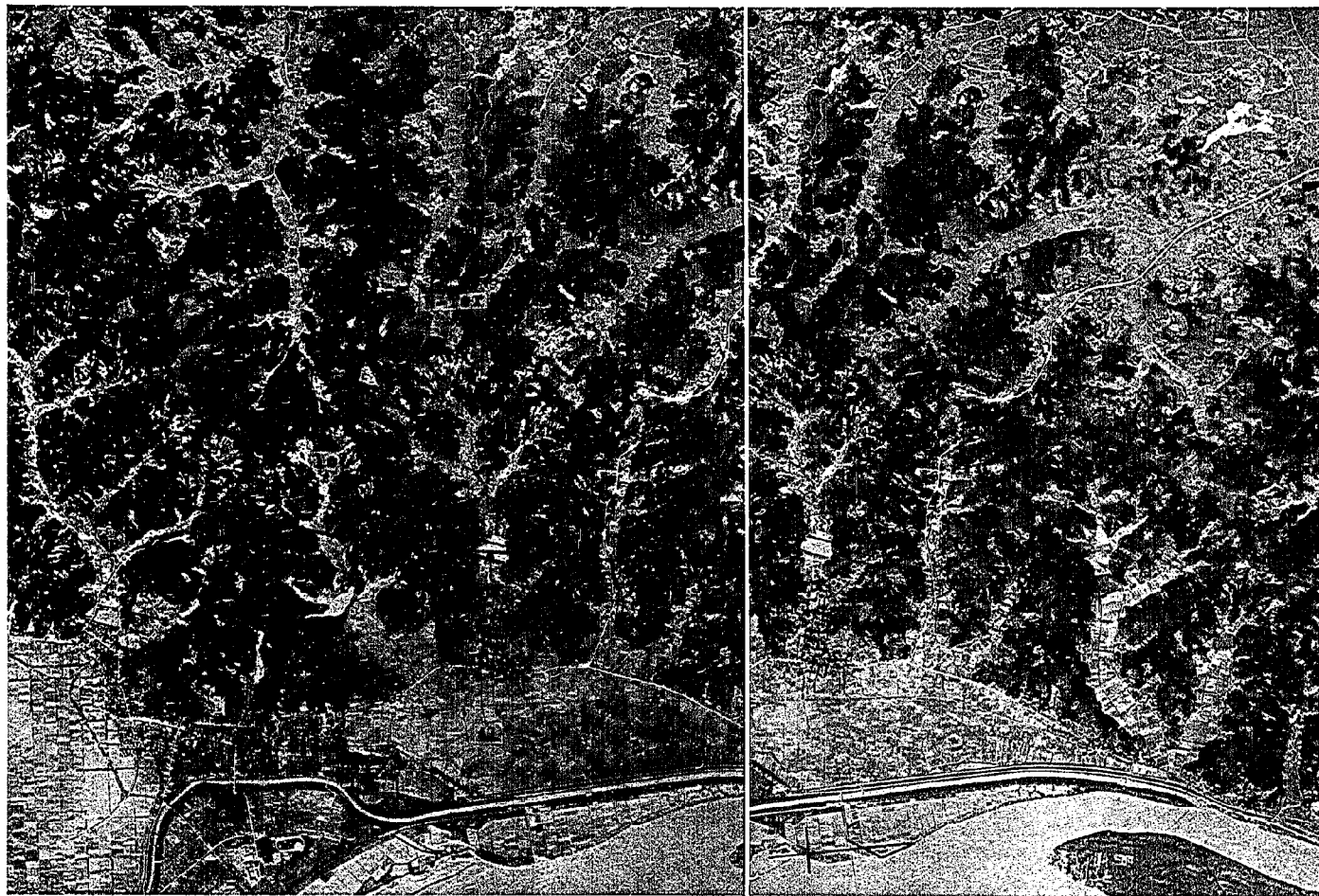


写真-13 新第3紀層

写真-13 新第3紀層

位置 新潟県与板町付近

写真番号 北陸道 C 2 33~34

縮尺 約 1/20,000~1/25,000

地質 新第3紀層

Ter 新第3紀層(西山層(A), 灰爪層(B))

Al 沖積層

✓ 地層の走向傾斜

✗ 背斜軸

判読 この地域は新潟油田地帯に属し、広く新第3紀が分布する所である。そのためにいわゆる第3紀層型地すべりが数多く発生している。

写真上でハッ手の葉状に斜面から谷へ向って小さな数多くの白色部が認められるのが地すべりである(Isの記号の部分)。地すべりの規模は小さいが数が非常に多く、集中して発生していること、地すべり斜面が急峻で崩壊型地すべりが多いのもこの地区の地すべりの特徴である。ここに分布している新第3紀層は写真に示したようにほぼ南-北に近い走向で写真の中央を横切る背斜軸で東西に傾斜が変わる。

写真の左(A地区)に下位の西山層が地窓状に顔を出し、他は上位の灰爪層が分布する。両者ともシルト岩、シルト質砂岩で全体に細粒の堆積岩からなり、写真上からの地層区分は困難である(年代的区分が地形に表われるほどの物理的な差として表われない)。

地すべりの分布はどちらかというと西山層に多いが、灰爪層にもないというわけではない。

土木地質 このような軟弱な第3紀層中に道路を計画する際に、まず最初に問題になるのが地すべりであり、また、ほとんどがそれにつきる。この地すべりは一つ一つの規模は小さいとしても、あまりにも数が多いので、第3紀層をカッティングで通過すると地すべり対策に迫られる結果になる。この場合は、むしろ川(信濃川)沿いの沖積地を通過させる方が工費、施工の上からも得策であるといえる。

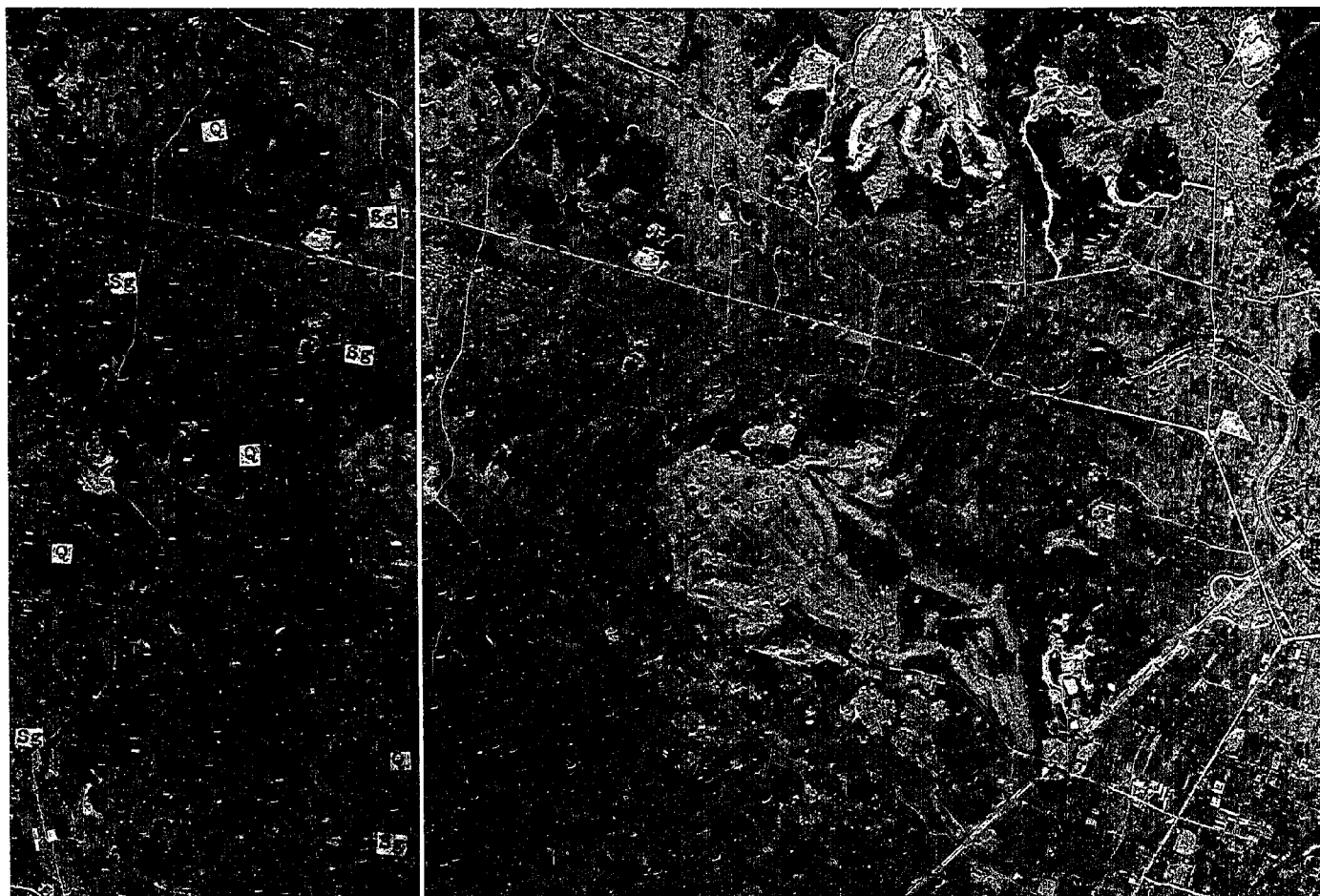


写真-14 洪積層

写真-14 洪 積 層

位 置 大阪府箕面市～茨木市

写真番号 中国道 8355～8356

縮 尺 約 1/25,000

地 質 洪積層

Q 大阪層群（砂、シルト）

Sg 段丘砂礫層

Al 沖積層

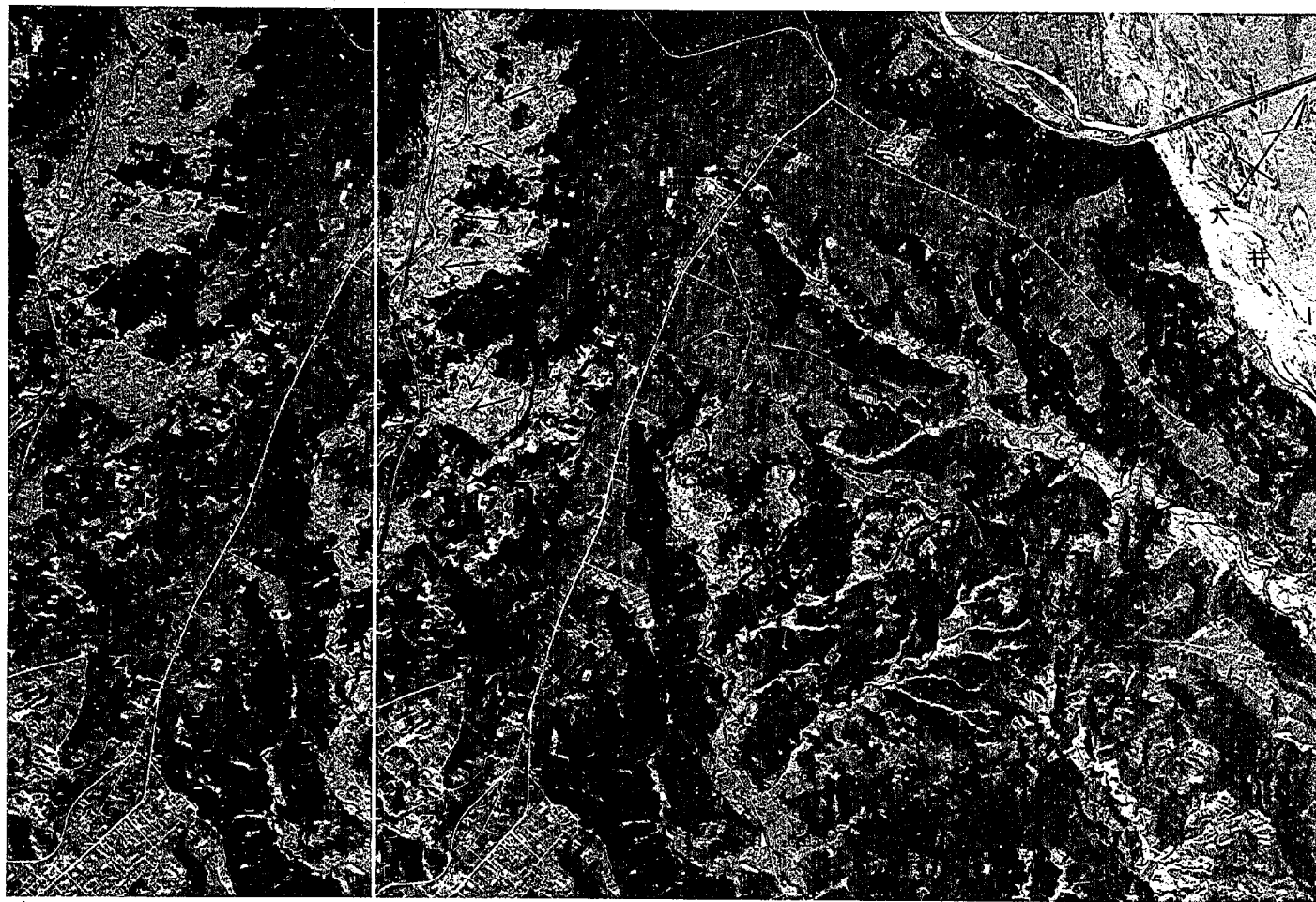
a 名神高速道路（施工中）

b 同上 茨木インターチェンジ（施工中）

判 読 この地域は、大阪市周辺に広大な分布をする大阪層群の発達する地域で、なだらかなゆるい傾斜の起伏をくり返す丘陵地帯を形造っている。写真をみてもよく判るように、このような新しい時期の地層は未固結で軟かいため侵蝕が進み、多くの細かい谷が切れ込んでいるのが大きな特徴である。関東における多摩丘陵ともよく似ている点である。コウ配がゆるく、かつ軟かいため耕池化される場合が多く、都市に近い所では宅地やゴルフ場（写真中央白い部分2箇所）となっている場合が多い。ここでは一般に礫質であるが、砂質や粘土質の場合との写真上からの区別は困難である。段丘も砂礫から構成され、露頭では大阪層群との見分けが困難であるが、高度と侵蝕量の違いから分類できる。

一般に未固結の軟かい地層では谷頭が丸く広がった短かい谷が数多く隣接し、それらをつないで直交して長く走る谷があるのが特徴である。

土地地質 コウ配のゆるやかな砂礫台地上に道路を建設するのは最も問題が少ないが、ここの大坂層群は砂礫質といっても間に粘土をはさむ場合があり、そういう所で小規模な地すべり状崩壊を生じている所がある。一般的にいても侵蝕に弱いのでカット、バンクのうちカット部のノリ面侵蝕防止に留意する必要がある。その点段丘の場合の方が起伏が少ないので、そのような心配が少ない。



写真—15 台地砂礫層

(31)

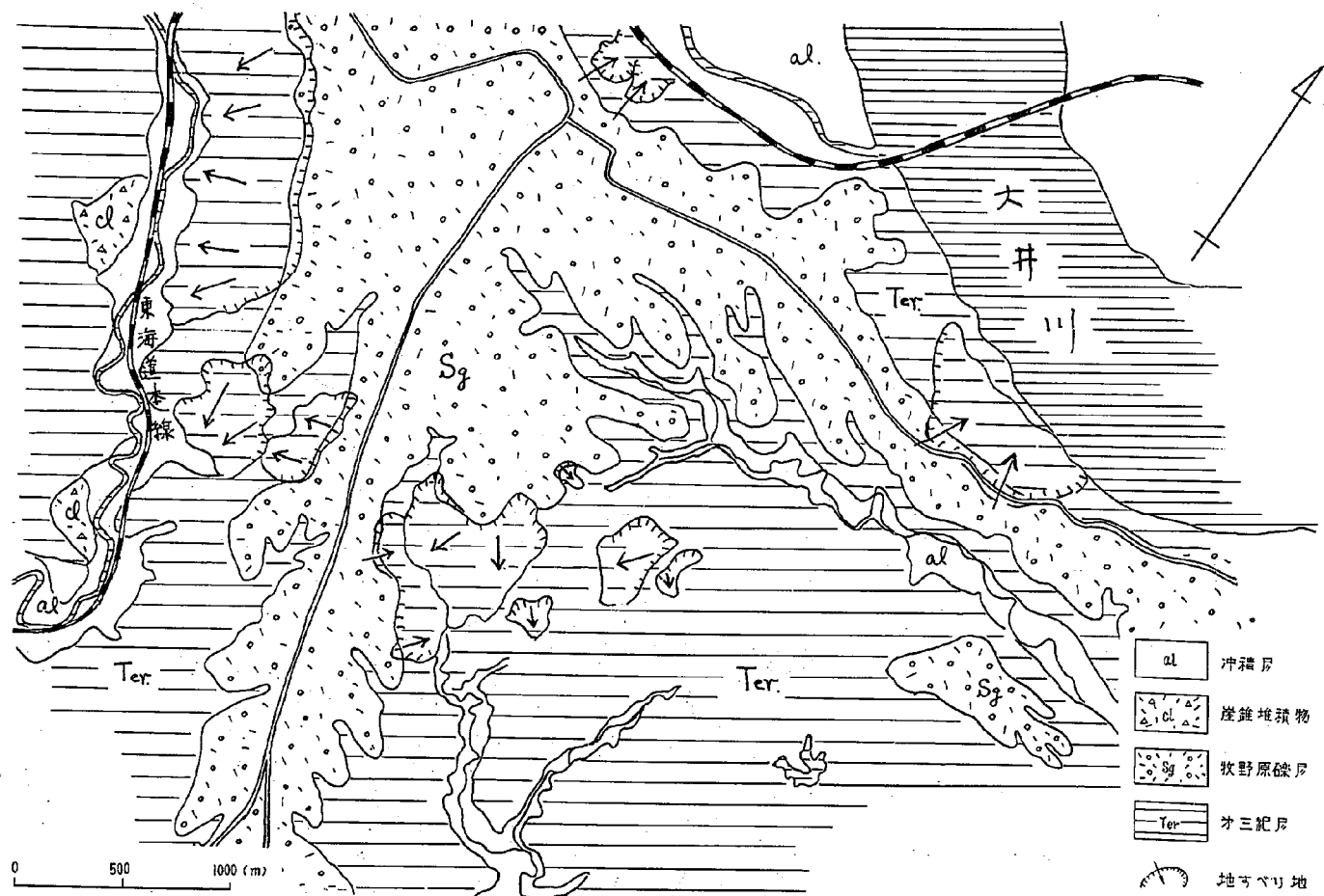


図-3

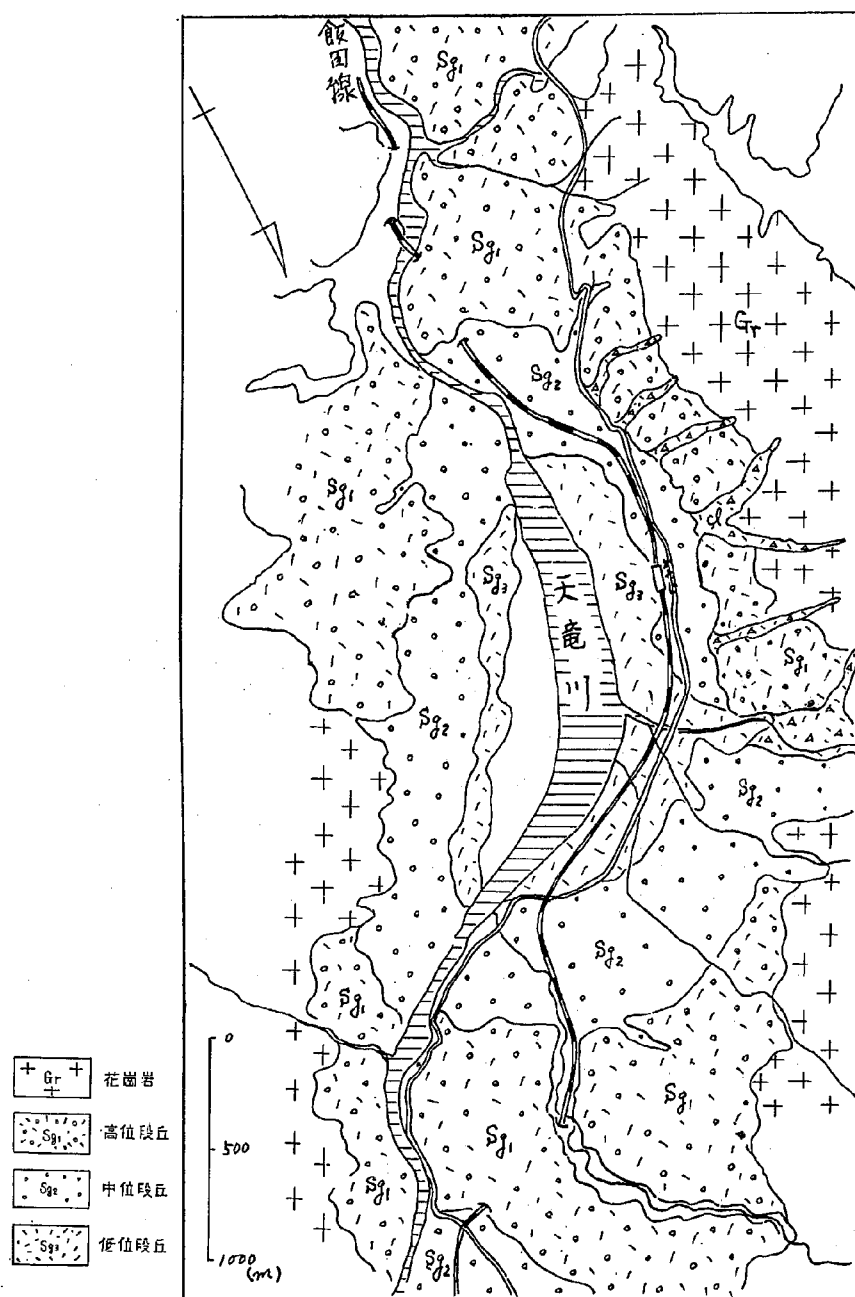


图-4

写真-15 台地砂礫層

位置 静岡県大井川右岸（島田市対岸）牧野原

写真番号 東海道 A 27 4109~4110

縮尺 約 1/25,000

地質 第3紀層および牧野原礫層

Ter 第3紀層

Sg 牧野原礫層（洪積層）

判読 この地域の地質は第3紀層（瀬戸川累層、大井川層群、掛川層群）を基盤として、その上位に洪積世の牧野原礫層が厚く分布するという構成である。牧野原礫層は膨大な規模の礫層で、頂面は写真でも判るように一般に平坦である。この礫層台地が侵蝕を受け下位の第3紀層が顔を出している。写真上からは、これら第3紀層は樹枝状水系パターンを示し、かん木林や、耕地になっている。岩質は比較的細粒物質によって構成され、上位の礫層が透水性が高いのに比べ透水性が低いので、両者の境界近くの保水性が高く、第3紀層が軟弱化していることが多い。このため、上位の礫層をのせたま境界近くの第3紀層から地すべりが諸所に発生しているのが判る。図および写真で弧状のわくで囲んだ部分がその地すべりであるが、これらは礫層の縁辺をとり巻く形に分布し、かつ進行性のものである。上位の礫層台地は日射と排水性に恵まれて日本でも有数の茶畠になっている。

土木地質 東京側から来て大井川をわたるとこの台地にとりつくことになるが、台地の頂面と大井川の面との間にはかなりの高低差があるので、路線は縁辺部を国鉄東海道線のようにう廻するか、斜面をカットで上り頂面にでるか、台地下をトンネルで抜けるかということになる。そのいずれかによって、大井川渡橋地点の選び方も決ってくる。1の場合は地すべり地を切っていくことになり（国鉄は地すべり防止工に多大の努力を払っている）、3の場合、第3紀層の軟弱部を、透水性の高い地層を薄い被りとして通過しなければならなくなる（東海道新幹線がこのルートをとっている）。このため2の条件で最も適当な位置を選定する必要がある。たまたま同じ第3紀層でも瀬戸川累層の部分が地すべりが比較的少ないので瀬戸川累層を基盤として礫層がのっている所を選び、カットで早く平坦面上にのるようにすべきである。

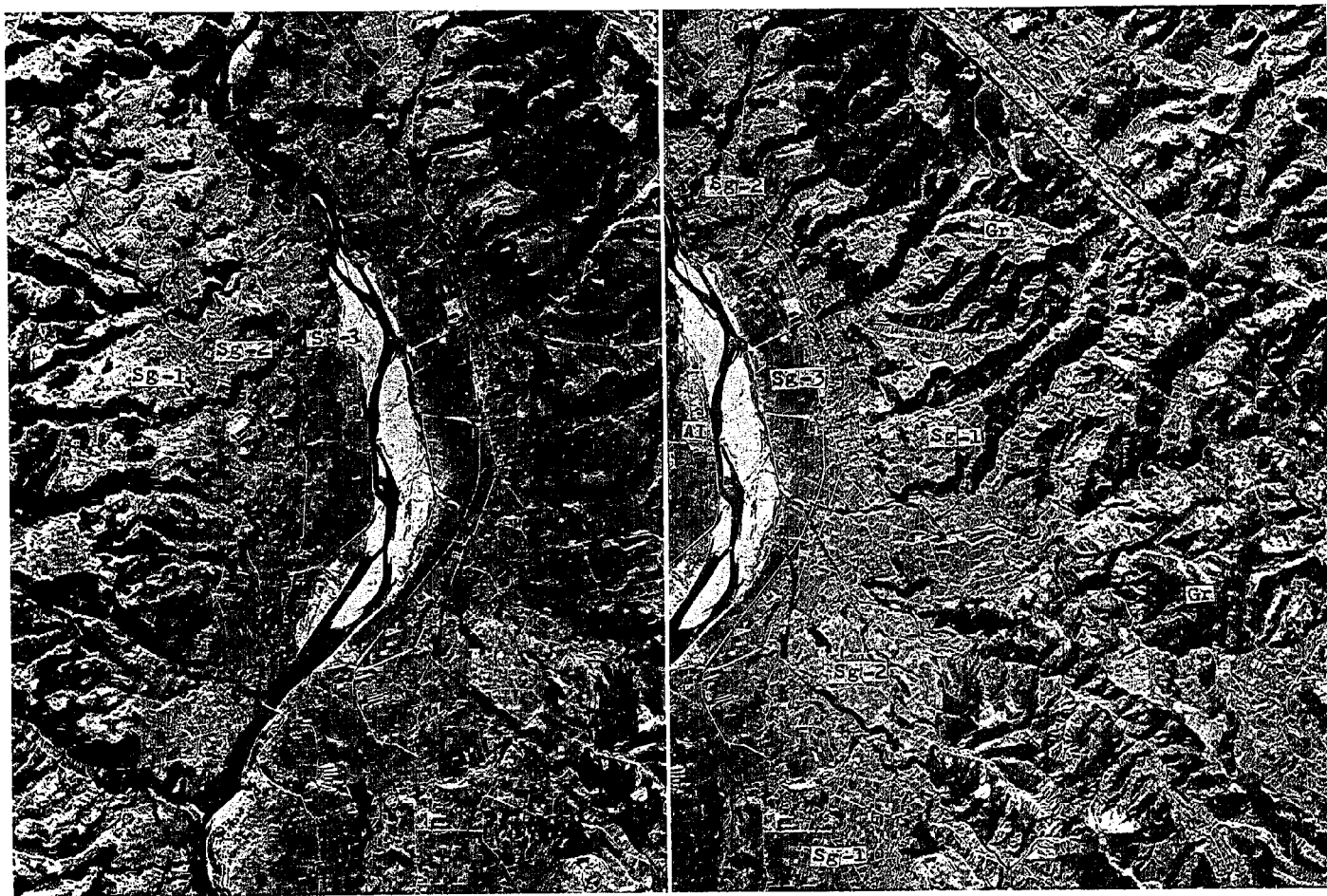


写真-16 河岸段丘

写真-16 河岸段丘

位 置 長野県天竜川上流天竜峡付近

写真番号 中央道 4 WWP 13 16~17

縮 尺 約 1/25,000

地 質 花崗岩および河岸段丘

Gr 花崗岩 (天竜峡花崗岩)

Sg 1 高位段丘 (砂礫)

Sg 2 中位 " (")

Sg 3 低位 " (")

Al 沖 積 層

f 断 層

判 説 この地域は風化した花崗岩が侵蝕を受け、あるいは再堆積により大規模な段丘の発達をみる。高位段丘は、写真をみても良く判るように花崗岩を切った侵蝕段丘で、中位段丘は一部侵蝕、一部堆積段丘、低位段丘および沖積地は堆積面である。

段丘の判説はこのような大規模の段丘が発達する場合は非常に容易であるが、一般に小規模の場合でも、地形面の急換、頂面が平坦で連続すること、現河川の縁辺に発達する等のことから判説が最も容易である。段丘は耕地あるいは果樹園等人工の加った場合が多いので土地利用の面から特徴がある。

写真の右上の斜めの直線状凹部は断層である。

土木地質 前にも述べたように、砂礫段丘上に道路を計画する際の支障は少ない。しかし、ここでは写真をみても判るように、高位の段丘になればなるほど頂面と谷底部との高低差が著しくなり、数多くの橋梁を必要とする。盛土にした場合、洪水時の土砂流が著しいので破堤の恐れもある。一方、低位になれば、宅地、耕地を横切らねばならないことは別としても、高位の段丘面を切るときに被りの浅いトンネルを必要とする。透水性も高いため大断面のトンネルは慎重な検討を要する。高位段丘を通るか低位段丘を通るかは必要とする構造物の大きさと比較してゆく必要がある。

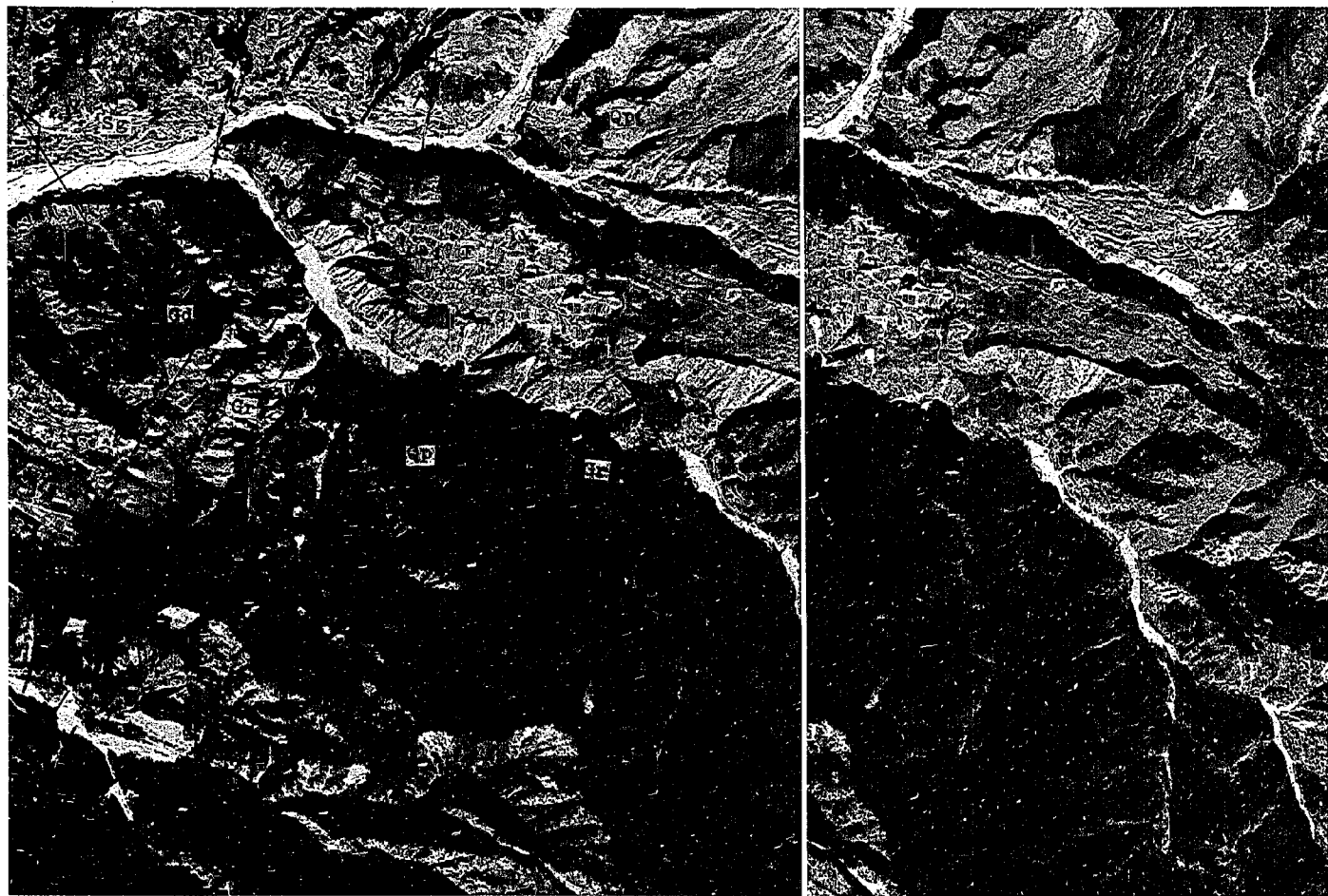


写真-17 河川扇状地

写真—17 河川扇状地

位 置 岐阜県中津川市東霧ヶ原

写真番号 中央道 WWP 14B 52～53

縮 尺 約 1/25,000

地 質 花崗岩質岩および扇状地堆積物

Gr 花 崗 岩

Qp 石英斑岩

Gd 花崗斑岩

F 扇状地砂礫層

Sg 段丘

写真上の実線および破線は推定を含めた断層

判 説 この地域は花崗岩、花崗斑岩、石英斑岩等、花崗岩質岩が広く発達し、それが崩壊して生じた膨大な量の扇状地堆積物が存在する。

これら厚い崩積物からも判断できるように、花崗岩質岩には南—北、北東—南西、北西—南東等の方向性をもつ断層系列があり、もともと破碎されやすい岩質であるから、各所に大きな崩壊を生じている。

写真によっても地域によって崩壊および破碎度の違いがみられ、左上部の湯舟沢で合流する北の冷川と南の温川とでは温川付近の方が著しい。両川の間に来まれる広大な扇状地は霧ヶ原といわれ、風化した花崗岩を被って厚い礫層（一部砂まじり）が発達する。扇状地堆積物のような急速堆積物は一般にルーズな場合が多いが、ここでは比較的良好に締まっている。しかし、側方侵蝕が著しい。

写真の上方や左下方にもみられるようにこのような扇状地はこの付近によく発達するものである。

土木地質 写真の地域に道路を計画するとすると、写真判読の段階ですでに述べたように温川沿いは破碎が著しいので、路線は冷川沿いか霧ヶ原の頂面を通る方が良好である。しかし、これらの扇状地は側侵蝕が著しく、深い谷を造っているので、大規模な橋梁を必要とする。冷川沿いを通るとしても、崩壊、土砂流出が著しいのでカットのノリ面保護や、橋梁取付部の保全が重要な問題となる。比較すると冷川沿いを高い位置で通るのが最も良好であろう。

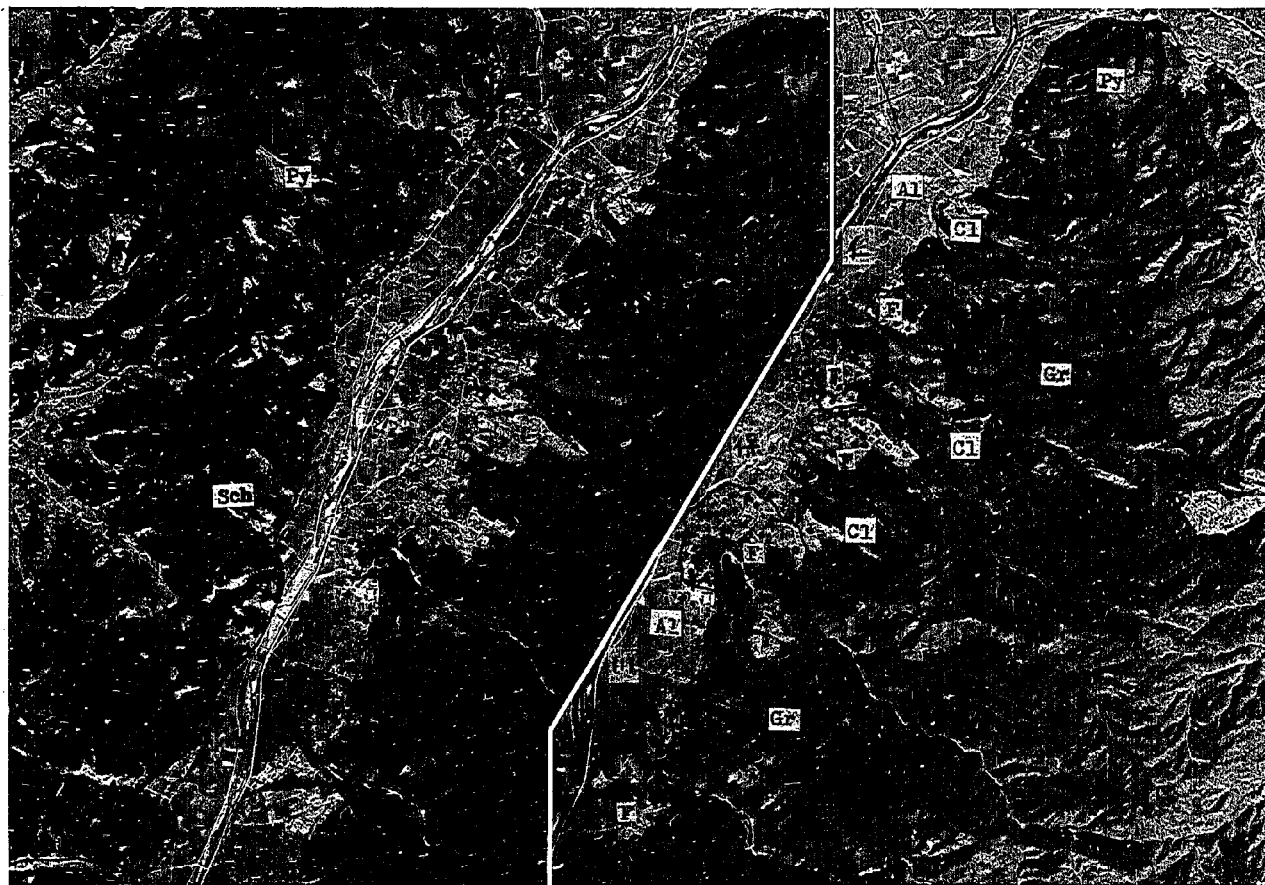


写真-18 扇状地、崖錐

写真—18 扇状地、崖錐

位 置 山口市東北東仁保川筋

写真番号 中国道 C 25 93~94

縮 尺 約 1/25,000

地 質 変成岩、花崗岩、石英斑岩および扇状地堆積物

Sch 変成岩（黒色片岩）

Gr 花 崗 岩

Py 石英斑岩

Cl 崖錐堆積物

F 扇 状 地

Al 沖 積 層

判 読 この地域は黒色片岩、花崗岩、石英斑岩の発達する地域で、過去の山地崩壊が著しく、広大な崖錐や扇状地堆積物が分布している。

岩質判読の上からの相違は、黒色片岩は稜線がやや丸っこく、なだらかな起伏を示す。小溪の切れ込みも多く、かつ幅広い谷底平野を伴う。この花崗岩はマナ化の傾向が少なく、鋭くとがった稜線が細かくひだをきざんでいる。花崗岩山地をきざむ小溪も細かく流路をジクザクに変更する。石英斑岩は写真上では花崗岩とよく類似した印象を与えるが、全体的に尾根や谷の延長が長い傾向が見受けられる。これら岩質上の特徴からも崖錐や扇状地は石英斑岩や花崗岩の所に分布し、特に花崗岩に著しい。崖錐と扇状地では、崖錐の傾斜がより著しく扇状地はゆるい。そのため扇状地は耕地になっている場合が多い。

土木地質 この仁保川筋に道路を計画するとすると、左右両岸で条件がかなり異なる。右岸と左岸では一見左岸（東側）側が傾斜がゆるく山側を通過するのが容易のように見えるが、前述のように固結していない崩壊堆積物が厚く堆積してこれを切っていくことになる。これら崖錐等は継続して現在もお供給されている。ノリ面保護、バンキング流失防止、橋梁基礎の保護等に慎重な配慮が必要である。右岸では、石英斑岩および黒色片岩の山腹を切ることになるが、左岸におけるような二次堆積物は少ない。カッティングのノリ面としては黒色片岩の部分が崩壊や滑動の危険が大きい。しかし橋梁等の構造物は小さくてすむ。

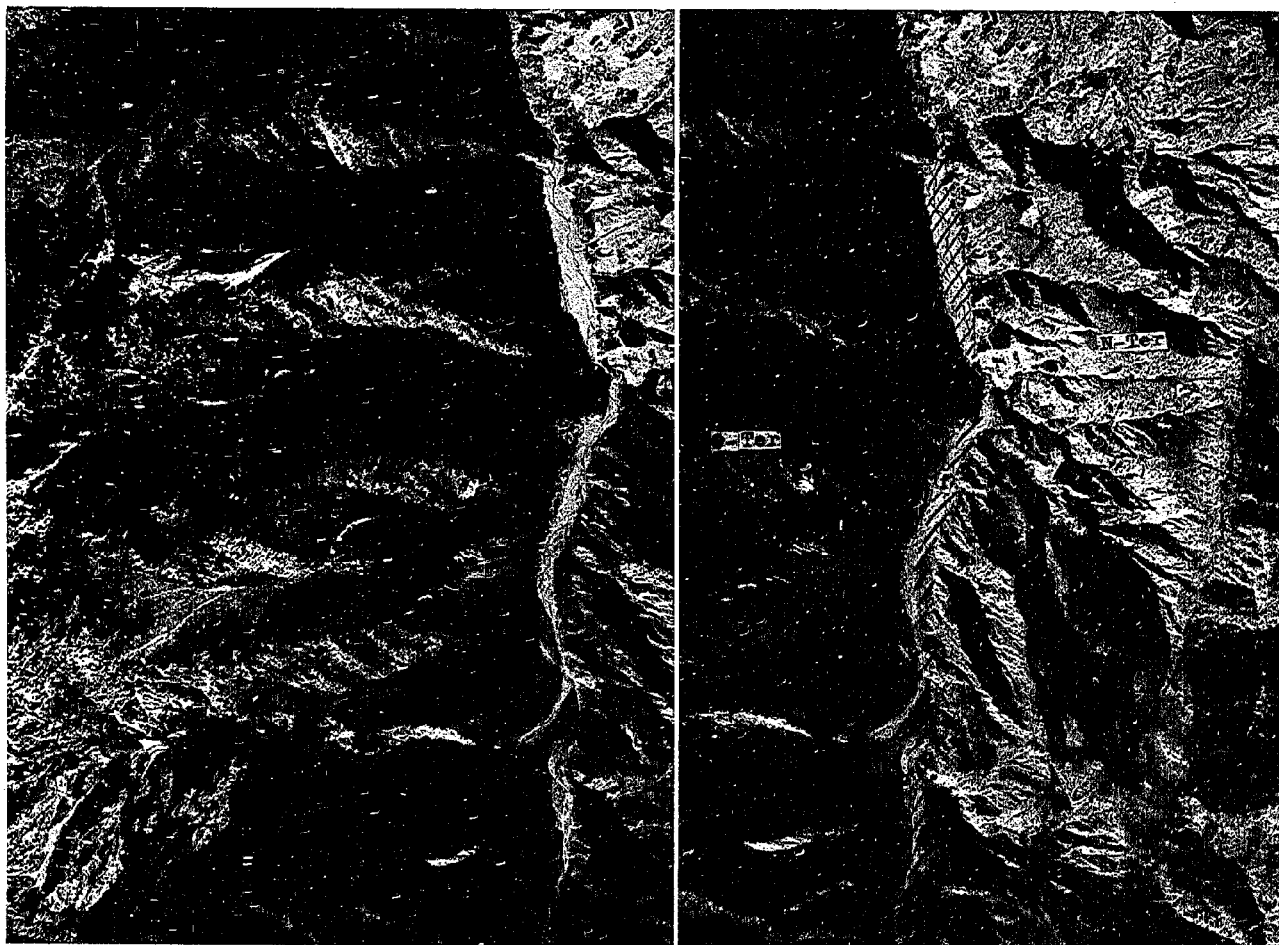


写真-19 崩壊および崖錐（破砕帯による）

写 真—19 崩壊および崖錐（破碎帯による）

位 置 山梨県南巨摩郡早川筋支流春木川

写真番号 中央道 6WW A 8 961~962

縮 尺 約 1/25,000

地 質 第3紀層

P—Ter 古第3紀層（硯島層群）

N—Ter 新第3紀層（御坂層群）

f 断層（静岡—糸魚川線）

判 説 この地域は有名なフォッサマグナの一端である断層静岡—糸魚川線の延長上の一部で、東が御坂層群、西が硯島層群である。日本の地質構造を大きく分けるほどの大きな構造線が存在する地域であるから、断層にそう幅広い破碎帯があり、それにそって大きな崩壊が連続する。このような規模の崩壊が連続するのも珍しい。硯島層群は砂岩が優勢で粘板岩まじりであり、御坂層群は安山岩質凝灰角礫岩が主体である。岩質の違いもあって硯島層群の方が崩壊も著しい。

春木川は河床コウ配が急で、崩壊した土砂礫をそのつど大量に流出させている。写真にみられるように砂防ダムもほぼ満砂状態である。

土木地質 上述のように日本全体の地質構造を規制するような大きな断層は、通常大規模な破碎帯を伴うが、この地域も例外ではない。このような断層部をトンネルで通過するような計画は極力避けるようにした方がよい。また、断層に沿って大崩壊が連続するので断層に沿って山腹を通るような計画にすると、この崩壊防止工が非常に難事業になる。このような場合、断層にできるだけ直交する路線とし断層部を橋梁で通過することが楽である。それにしても橋梁取付部の防護を厳重にし、洪水水量（土砂量も含めて）を予測してケタ高、スパンを決める必要がある。関連工事として上流の砂防工事が必要となろう。

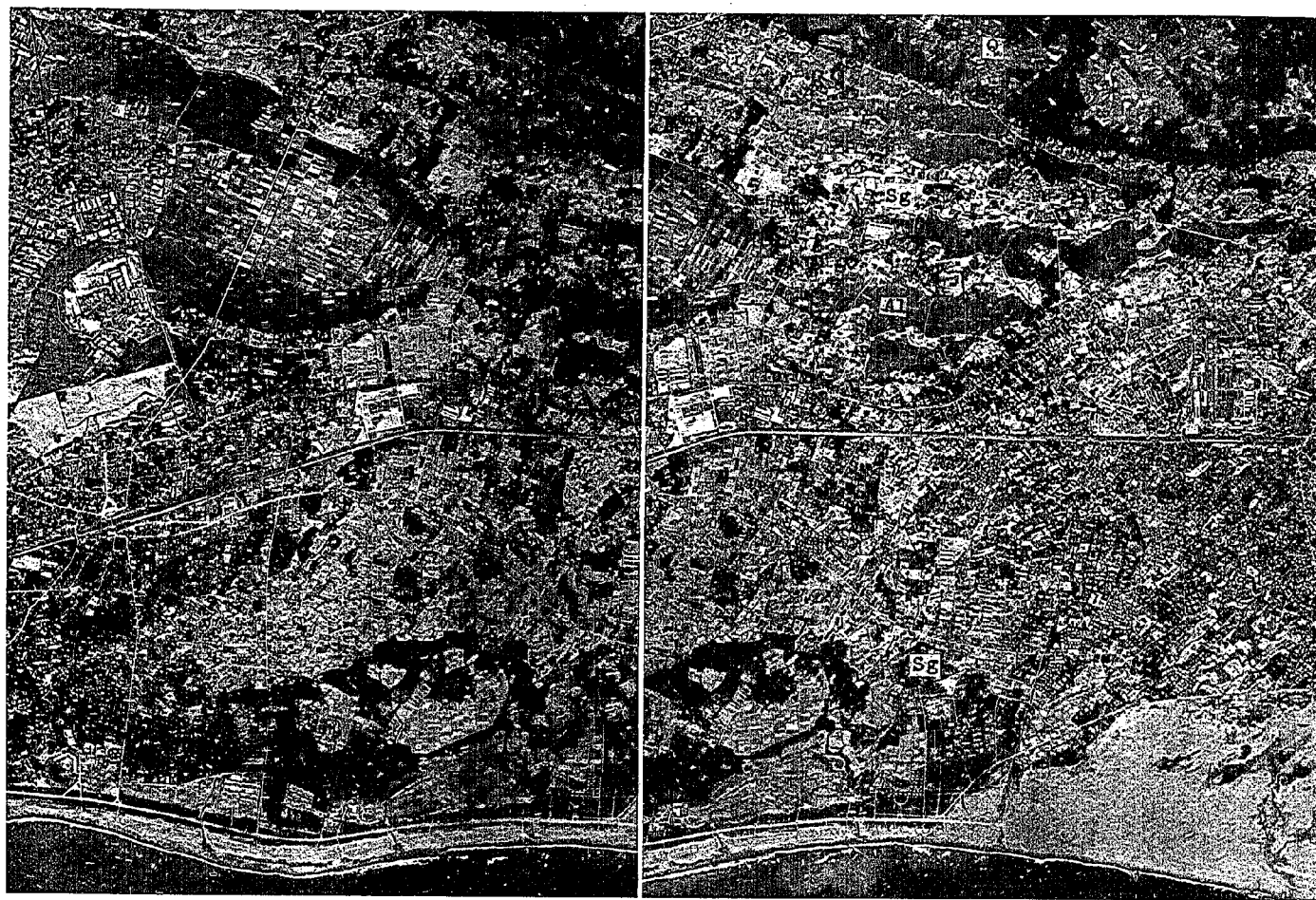


写真-20 海岸内湿地

写真-20 海岸内湿地

位置 神奈川県茅ヶ崎
市一辻堂間
写真番号 東海道 RB
58 114~115
縮尺 約 1/25,000
地質 洪積層および
沖積層
Q 洪積層(下末
吉層相当)
Sg 旧海岸砂丘お
よび砂礫層
Al 沖積層(低湿
地が多い)

判読 写真の地域
は相模湾に面
した海岸地帯
で、写真上部
の台地は洪積
層(下末吉層
相当層)から
なり、沖積層
との間に約30
mの比高があ
る。洪積層の

土木地質

上位は関東火山灰層に被われている。この台地と沖積層との境は崖をもって非常に明瞭に分けられ、恐らく海進期の海岸線で現在の沖積層の位置に波蝕台が広がっていると想像される。台地の崖線を洗っていた海が次第に後退していく際に、前方に砂丘や砂洲(写真上のSg)が生ずると、その内方に滞水域ができ、細粒微粒物質が堆積する。また、有機物(主に水中、水辺植物)の堆積も起る。これらが土木上の軟弱地盤を構成していく。写真上のAlの位置等がほぼそれに相当する。

空中写真および前述の説明によって直ぐ判るように道路を計画する際には沖積層の湿地はできるだけ避ける努力をすべきである。現在の道路(国道1号線を含む)や鉄道(東海道本線)も低湿地をできるだけさけて砂洲の上を通っている。

この地域の西数kmに相模川が流れているが、相模川兩岸の沖積層には5m前後の軟弱層があり、平均粘着力が大体 $0.25 \sim 0.5 \text{ kg/cm}^2$ (N値1~3)とみられる(国鉄東海道新幹線報告書による)。その沖積層の延長であるから、大体同傾向とみなす必要がある。北の台地を通ると、台地の間の谷はやはり厚い軟弱層が予想され、問題は同様である。

海岸の砂丘地帯は地質的には問題は少ないが、飛砂の問題があり、相当の防砂工をしなければ高速運転の際スリップの危険をはらむ。しかし、最も地質的に良好な怪路と思われる所は、すでに鉄道、国道、家屋密集によって占められているので、台地か海岸の比較となる。

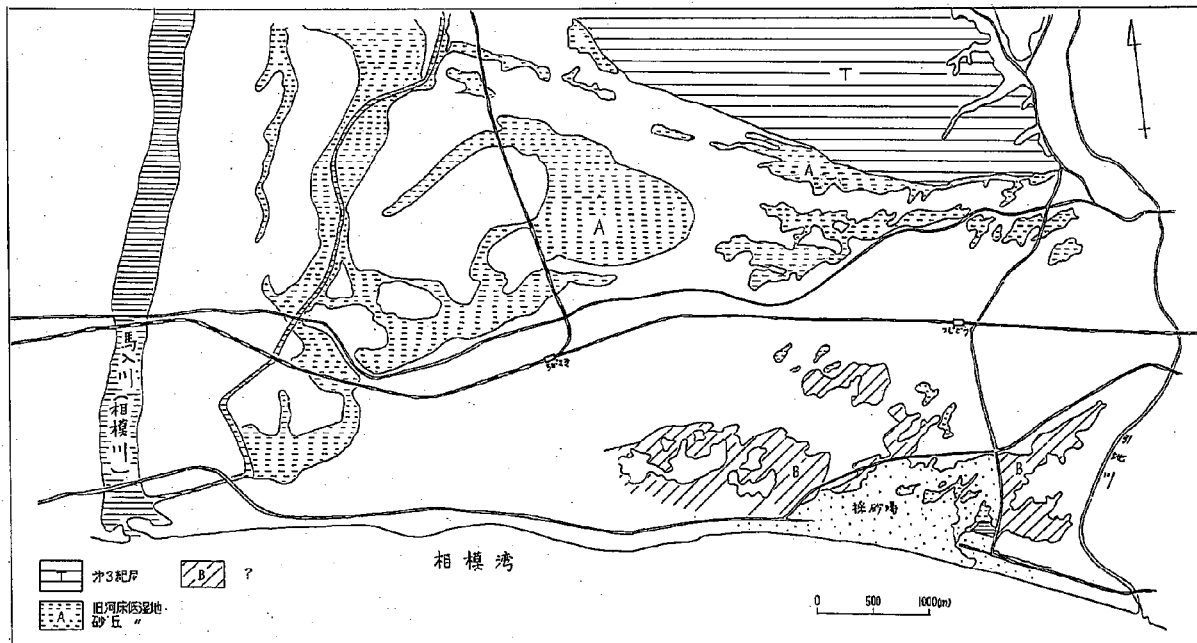


図-5



(44)

写真-21 海岸砂丘および砂丘内湿地

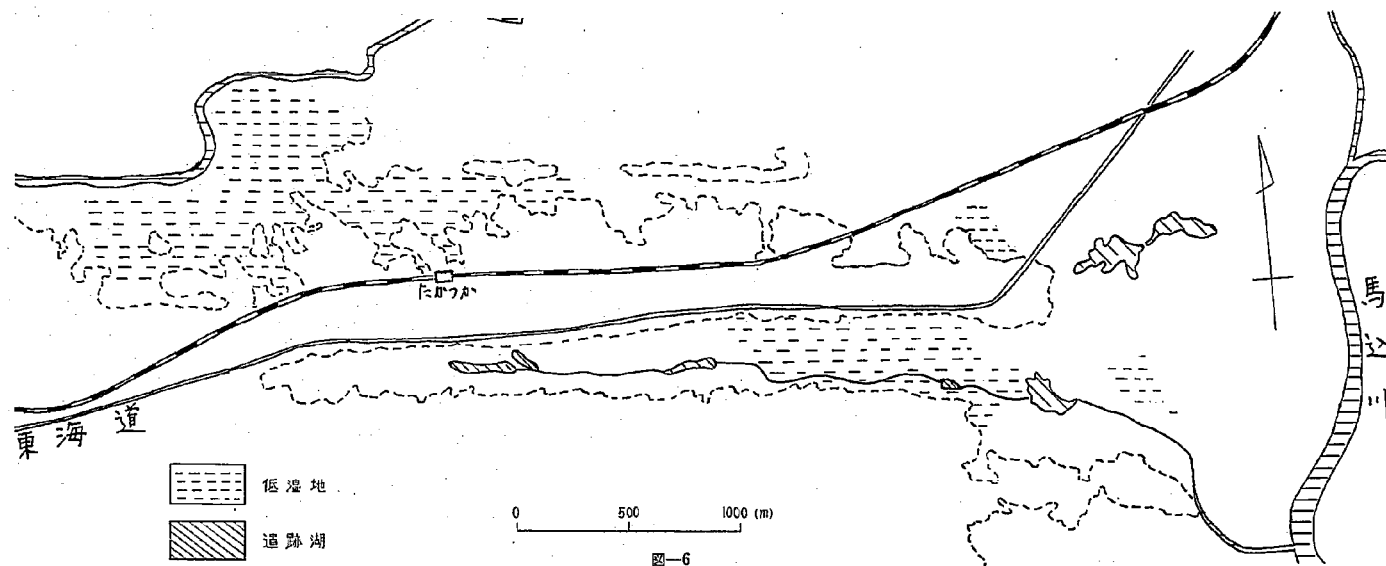


写真-21 海岸砂丘および砂丘内湿地

判 説

位 置 浜松市街西南西

写真番号 東海道 C 17 76~77

縮 尺 約 1/25,000

地 質 沖積層(ごく一部洪積層)

A 遺跡湖、滞水した低湿地

B 砂丘間低湿地

C 砂丘前進のパターン

D 旧砂丘と新砂丘の前進方向の
違いを示す部分

土木地質

この地域は浜松市街の西南西で遠州灘に面した海岸地帯である。写真でもよくわかるように遠州灘に面した海岸には砂丘がよく発達している。砂丘の裏側(陸側)には滞水域を生じ低湿地を生じている。写真上で海岸線にはほぼ平行に走るブライトーン(白部)が短冊状パターンを示す部分(C部)が旧砂丘でその間黒い線状部が延長するのが防砂林である。海岸の砂丘地と国道が走る旧砂丘との間(B部)や写真の右端(東端)の馬込川にはさまれたダークトーン(暗黒部)が低湿地で、その中の滞水部分がA部で示されている。このダークトーンの部分には必ず軟弱地盤が存在する。写真上のD部は現在の砂丘でよくみると判るようにB部で示した砂丘の延長方向と、現海岸線の延長方向がわずかに斜交する。これは、沿岸流の砂粒運送能の違いを示すものであろう。一般的に遠州灘の砂丘の発達状況は東が開いていく傾向がみられ、かつ時代が新しくなるに従って砂丘間の間隔が狭くなる傾向がある。

この地域で土木地質的に問題になるのは前の20や後の22とほぼ同様で、できるだけ砂丘の裏側の低湿地にかからないようにして、旧期の砂丘にのるように計画線を選定すべきである。



写真-22 海岸扇状地および内湿地

写真—22 海岸扇状地および内湿地

位 置 福岡県古賀町北部
写真番号 九州道 KU 61—3 C 41 4. C 40 3
縮 尺 約 1/10,000
地 質 冲積層
F 扇状地堆積物
Sb 砂丘
Pe 旧潟湖堆積物—低湿地

判 読 写真の地域は福岡市の北方で玄海灘に面した海岸地域である。風化著しい花崗岩質岩からなる後背地から大量の砂の供給を受け、広大な冲積扇状地（F）が発達しているが、その最先端部に相当する。この扇状地が海まで達し、海岸砂洲（Sb）の発達により開析谷がせきとめられて潟湖（Pe）が形成され、海面低下によって陸化したことがよみとれる。このような場合、20および21でも述べて来たように、旧潟湖には粘土質な軟弱層が当然予想される。写真上でAで示した部分は砂地盤であるが、耕作していない部分で雑草の生育状況の相違が黒いもやもやしたパターン（いわゆる火星の運河状）として表われている。これは恐らく浅い地下水脈の道路を示すものと思われる。このように写真上の植生の相違（この場合生育状況の相違）が地質的判読要素として表われるのは日本では例が少ないものである。

土木地質 このような地域に道路を計画する際には、先に述べたように、できるだけ旧潟湖上を通過することを避けるべきである。地質的には砂丘上の防砂林のすぐ裏を通過するのが最も賢明である。ここではその部分が宅地化されていて条件が悪いが、種々の条件で旧潟湖を切るようなコースをとらざるを得なくなれば、事前に土質調査をして、土工計画を樹てるべきである。事実写真上で病院の東の谷（Peと記している谷のやや上流）で地表下1mから厚さ約4mの軟かい粘土層が確認された。

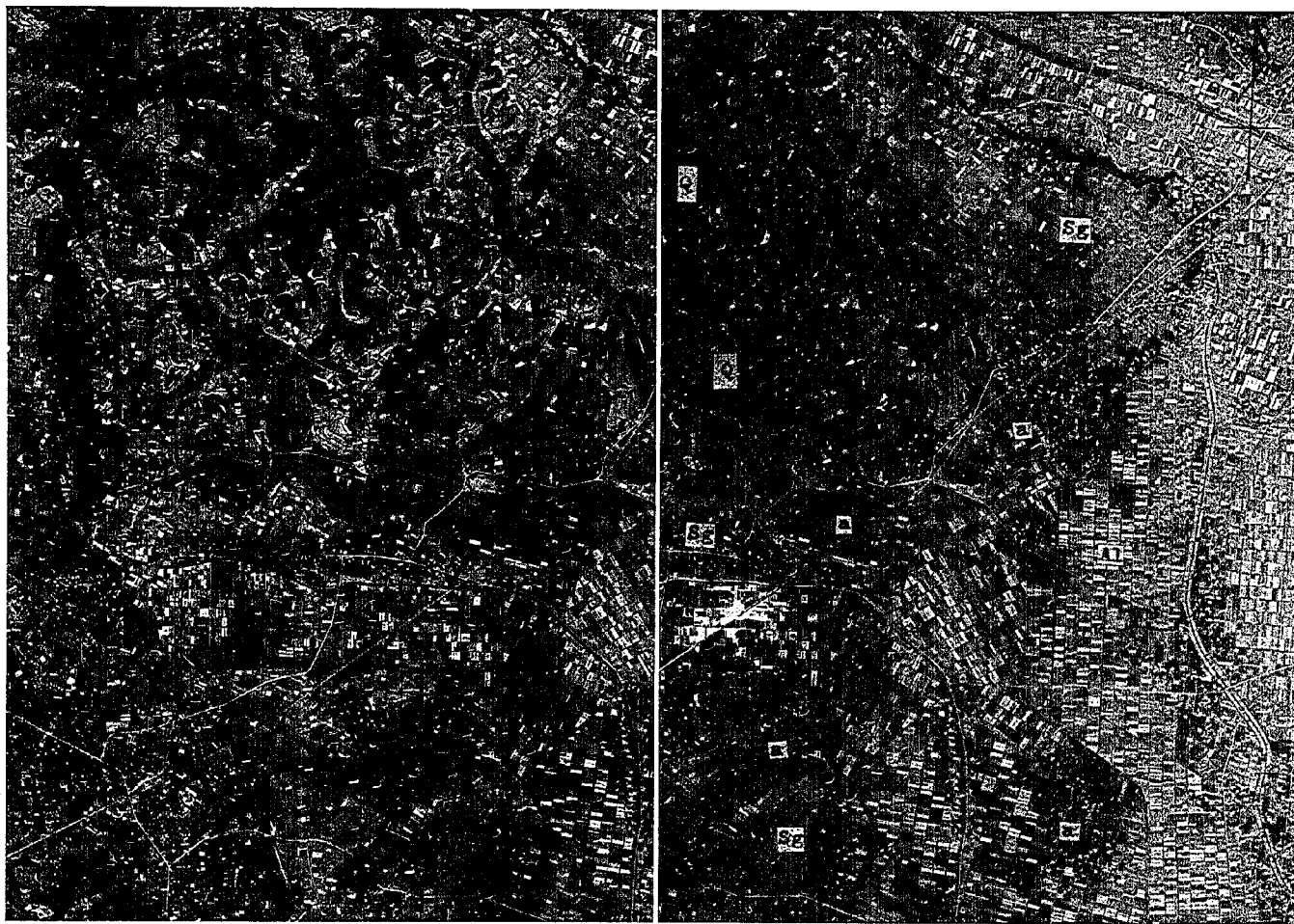


写真-23 河川内湿地および河岸段丘

写真-23 河川内湿地および
河岸段丘

位置 神奈川県伊勢原町およ
びその北東
写真番号 東海道 RB 58
K 368 70~71
縮尺 約 1/25,000
地質 洪積層および沖積層
Q 洪積層(土沢層)
Sg 段丘砂礫層
Al 沖積層

判読 この地域は相模川右
岸の氾らん野およびそ
の後背丘陵地からな
る。Qで示した丘陵は
土沢層と呼ばれる洪積
層からなる。土沢層は
ここでは細粒凝灰角礫
岩、凝灰質砂岩等から
なり未固結である。か
なり著しい侵蝕を受け
谷頭の円い、延長と比
較して幅の広い谷によ
って虫喰葉状のパター
ンを呈している。上位は

いわゆる関東火山灰によって被われている。土沢層の周辺で相模川寄りには低平な頂面の段丘砂礫層(Sg)が発達する。この砂礫層は相模原砂礫層と呼ばれ、相模原台地一円に分布するものである。大礫~小礫で粗砂で充てんされている。Alで示す沖積層のうちaで示すダークトーンの部分は低湿地で軟弱地盤が伏在する。大きな河川(ここでは相模川)にそそぐ支流は大きな河川の洪水はらん物によって一時的にせき止められ、微細粒物質が沈澱し、軟弱地盤を形成することが多い。

土地質

計画線がこの地域のような大河川の近くを通過するような場合問題となることは、木川に注ぎ込む支流の出口や谷部に軟弱地盤が堆積し、それらを最も工費を安く、安全に通過するにはどのような径路を選定し、工法をとるのが効果的かということである。計画線の土質調査は一様にまんべんなくやるより、こういった谷の方に重点をおいて行なうのが効果的である。また、路面高が洪水位とどう関係にあるかということのチェックもこのような地域の計画線調査としてはやっておくべきである。

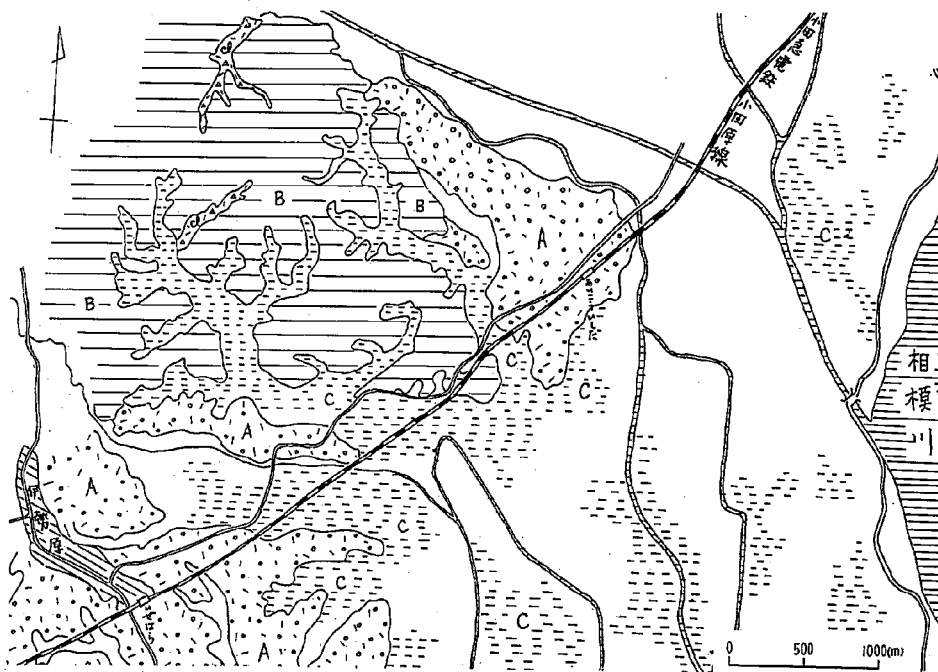


図-7

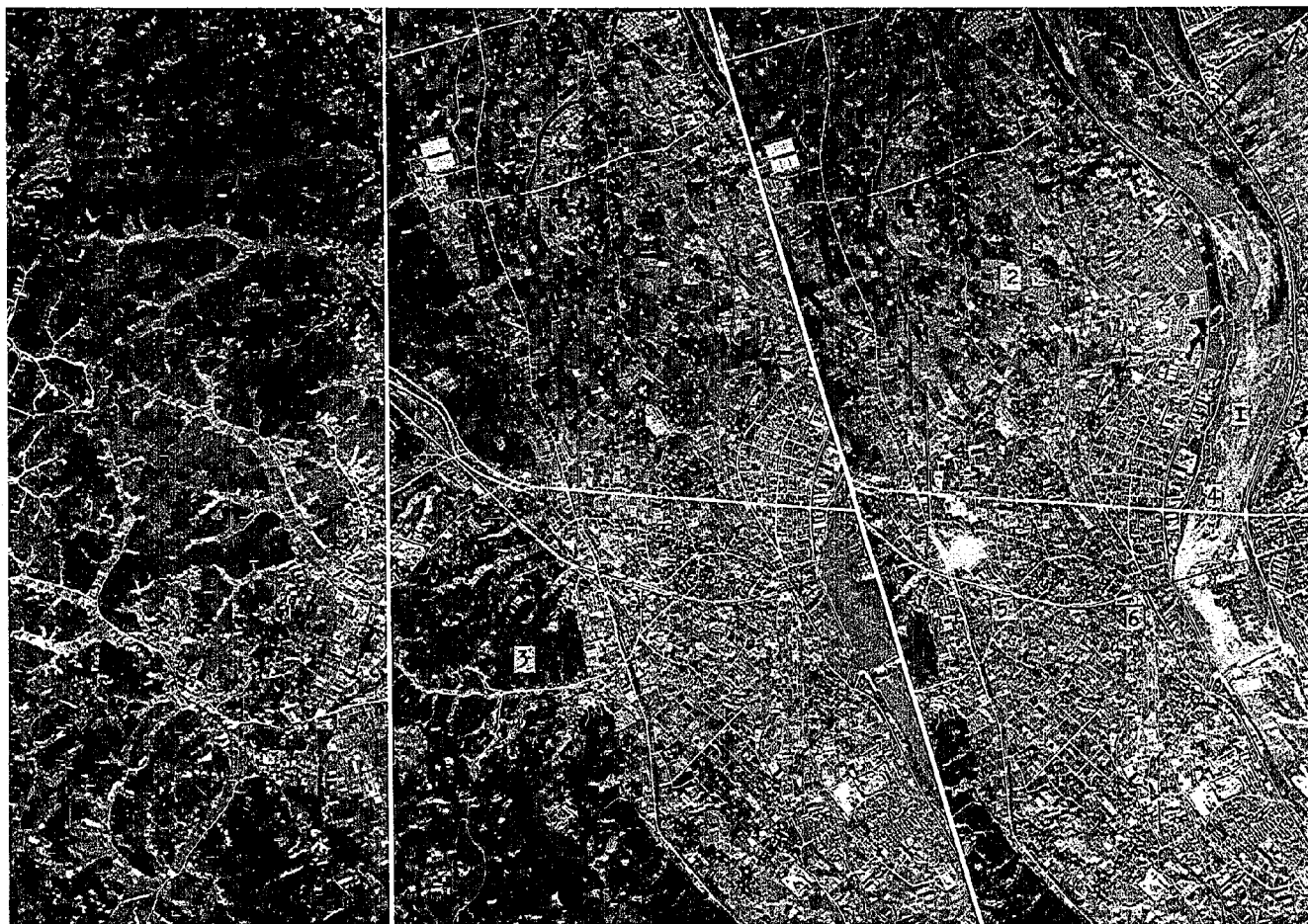


写真-24 旧河床および洪積層 洪積層

(51)

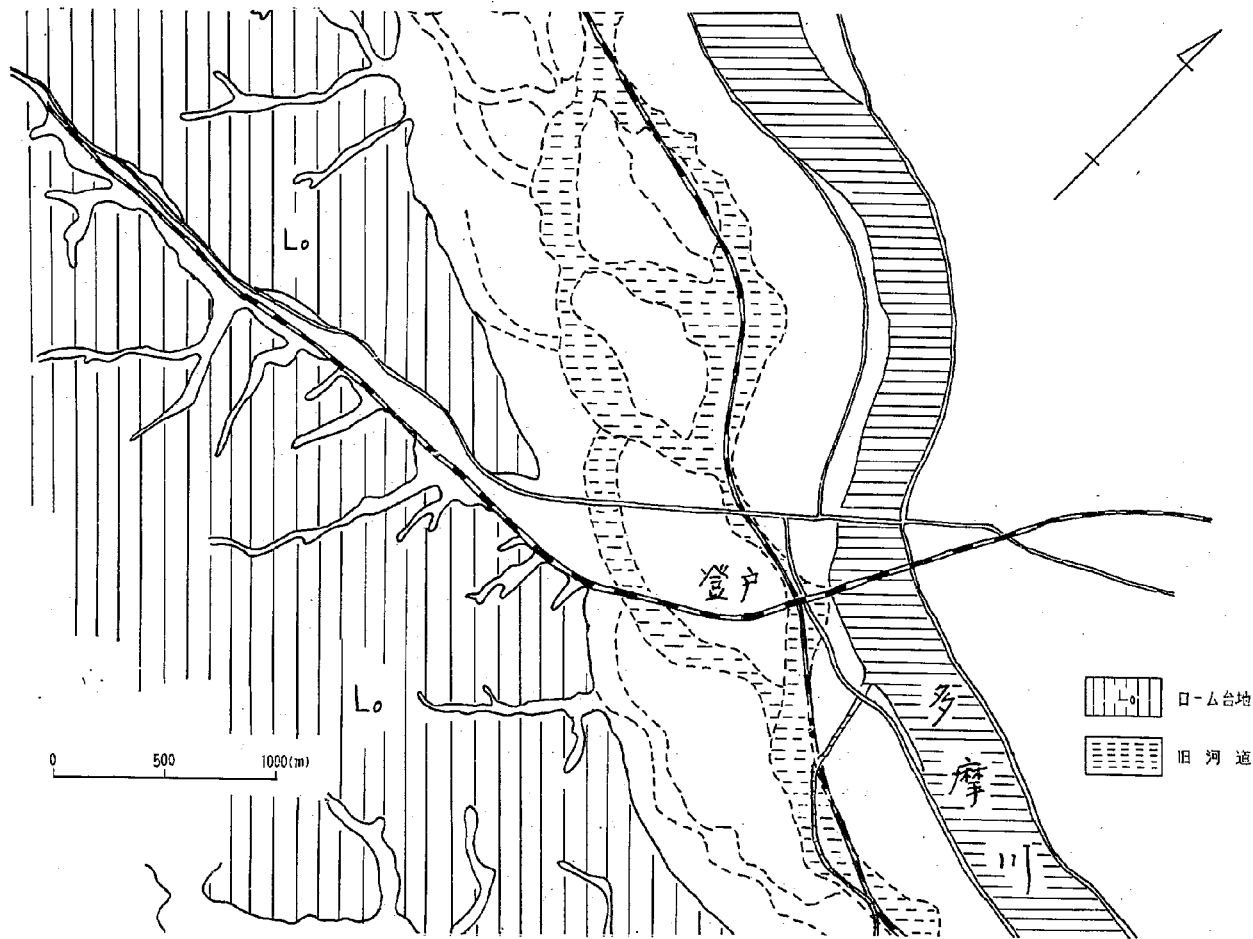


图-8

(52)



图-9

写 真—24 旧河床および洪積層

位 置 神奈川県多摩川右岸（川崎市登戸付近）

写真番号 東海道 K 369 10～11および15

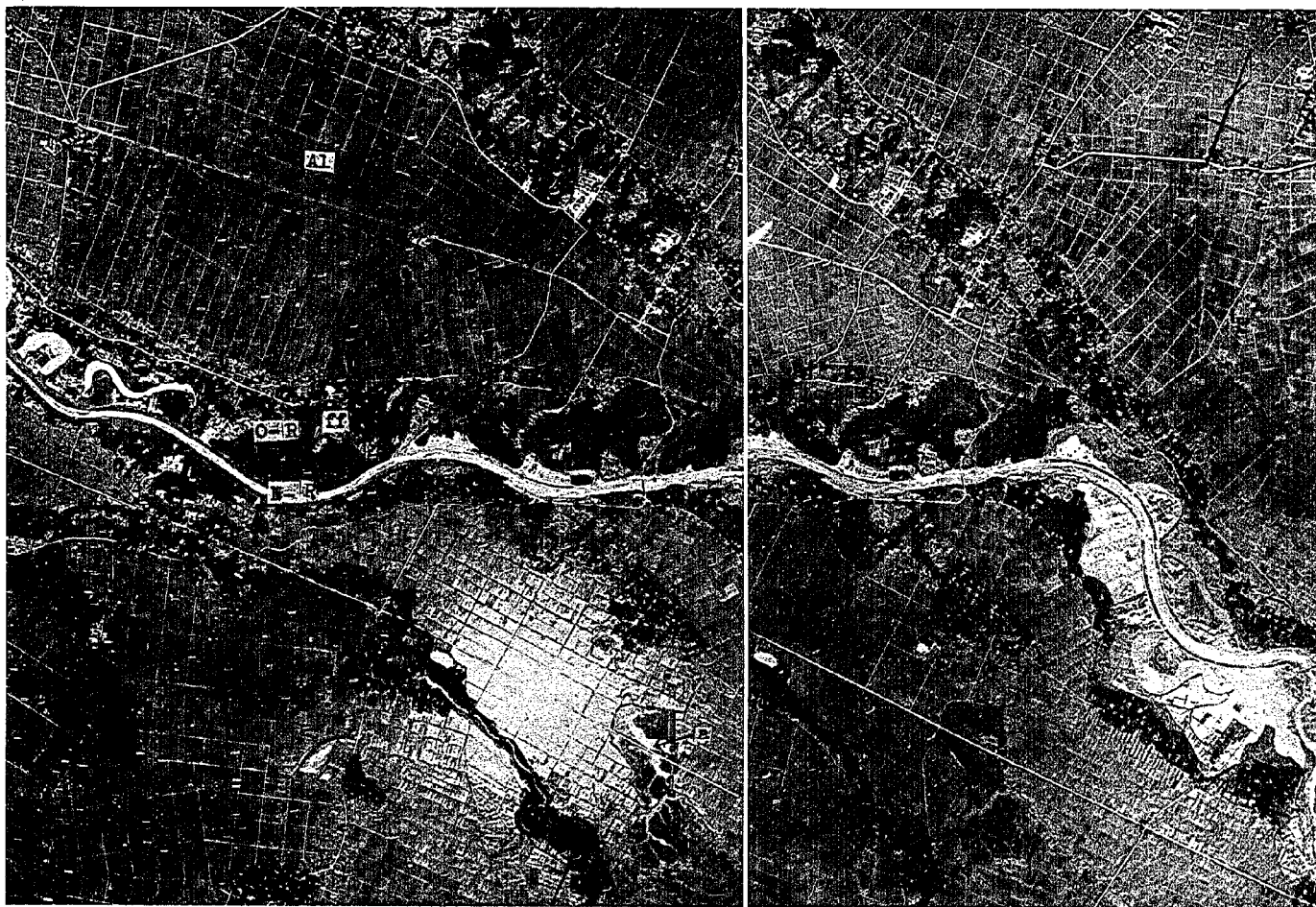
縮 尺 約 1/25,000

地 質 洪積層および沖積層

1. 多摩川現河道
2. 多摩川旧河道
3. 多摩丘陵（長沼砂礫層および多摩ローム）
4. 多摩水道橋
5. 小田急登戸駅
6. 南武線登戸駅

判 読 この地域は写真をみてよくわかるように多摩川中・下流部右岸と、その南西部のいわゆる多摩丘陵地区である。判読図と照合すればよく判るように、多摩川右岸沖積地には、河川工事前の乱流時代の河床痕跡をいくつも追跡することができる。旧河床と旧河床の間の自然堤防地は、若干比高が高く、また砂質土で構成されるので道路や住宅が集中し、旧河床は主として水田になっている。現在の多摩川の高水敷をみると砂礫からなることが読みとれるので、おそらくこの沖積地も主として砂礫からなると考えられる。しかし、旧河道が新しい流路の自然堤防によってせき止められ、滞水域となり、洪水時に粘土シルトの沈澱堆積が行なわれると軟弱地盤を形成する。左（南西）側の丘陵は長沼砂礫層を多摩ローム層（厚15m前後）が被うという地質構成になっており、地形研究者（あるいは第4紀地質研究者）によるいわゆる T₂ 面に相当する。長沼砂礫層は、多摩川よりは礫質で、南西部（一番左の写真）では砂質である。14で述べたように洪積層の未固結層では侵蝕谷の延長の割に幅の広い数多くの支谷を直角につないだ『さんご樹状水系パターン』を呈する場合が多く、この地域でもそうである。（水系図参照）。

土地地質 判読の項で述べたように、旧河床の堆積物の問題と多摩ローム層の路床およびカッティングノリ面の問題がある。旧河床を通過すると計画された場合は路線上でサンプリングを行ない土質試験を行なう必要がある。多摩ローム層はいわゆる『関東ローム層』の最下位層で、関東ロームには含水比、トラフカビリティー等土木工事に問題の大きい要素で特異な性質をもつので、既存の試験値をチェックし、新に試験をする必要がある。



(54)

写真-25 天井川

(55)

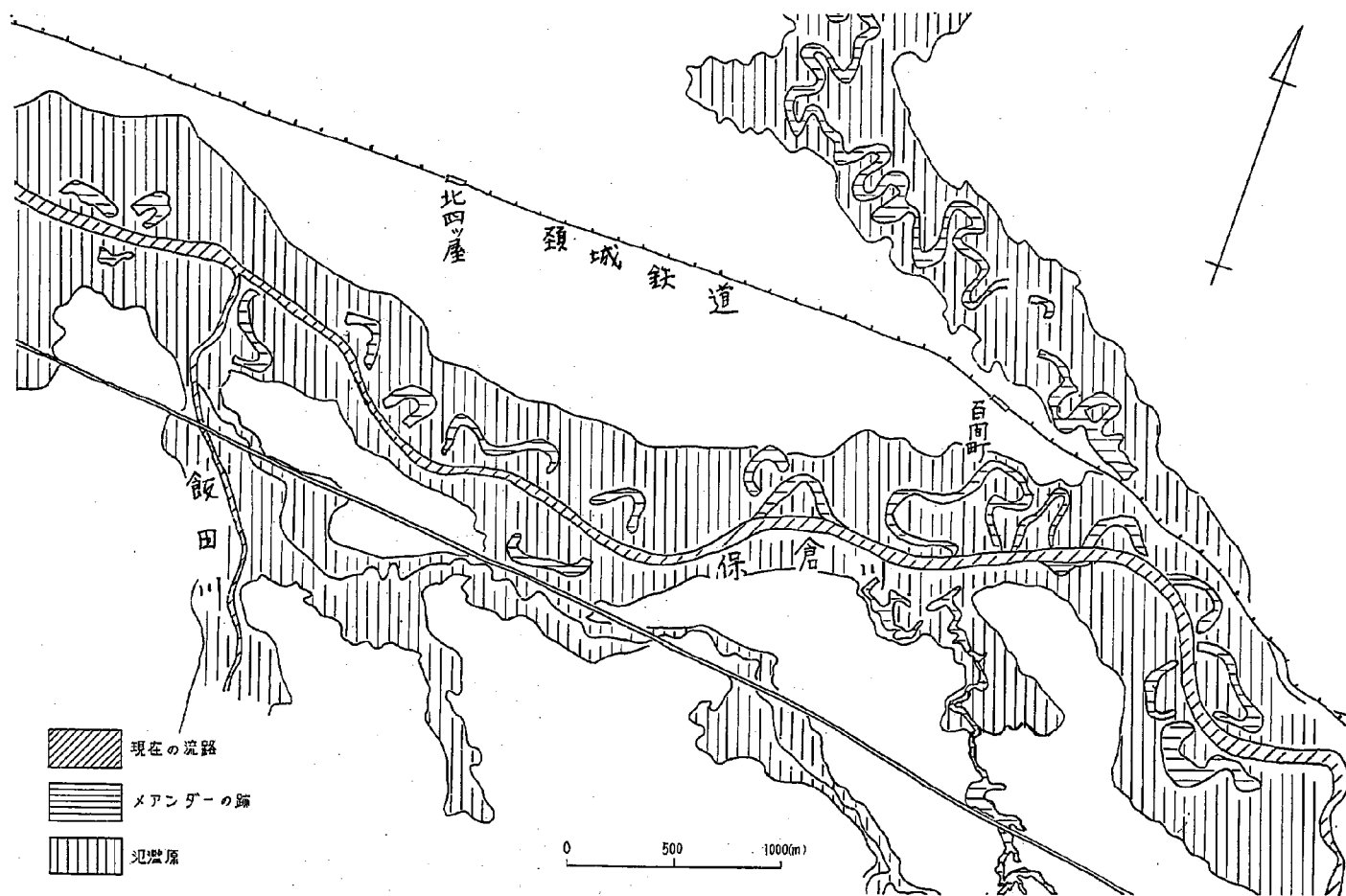


図-10

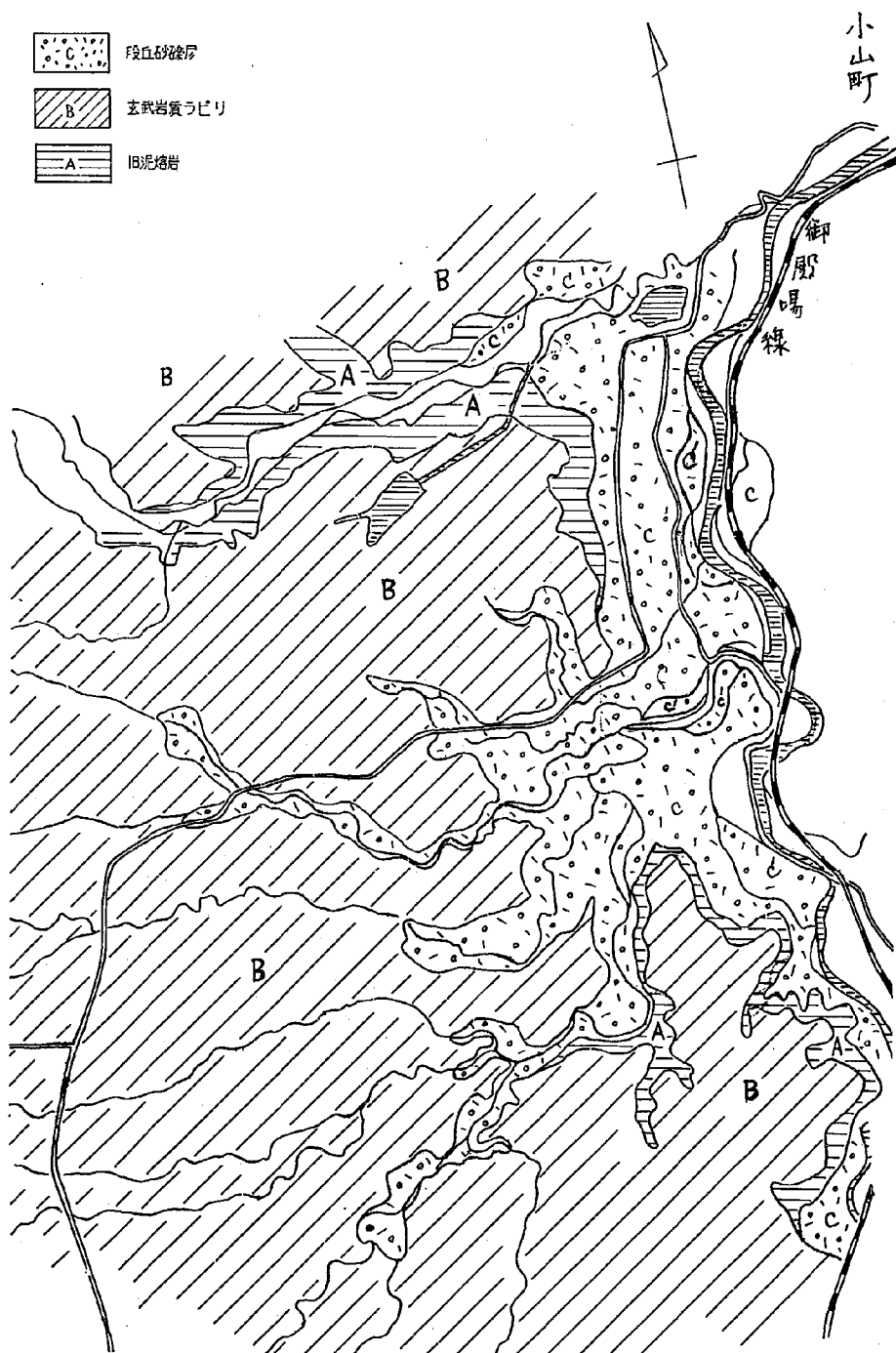


写真-25 天井川

位置 直江津市東 5 km 保倉川筋
写真番号 北陸道 C 11 36~37
縮尺 約 1/25,000
地質 沖積層
Al 沖積層
ff 氾濫原堆積物
Q-R 旧河道 (メアングダーの跡)
N-R 現 〃
a 遺跡湖

判 読 写真の地域は新潟平野の西端で広大な沖積平野の中を保倉川が流れている。コウ配が緩いので保倉川はメアングダーしながら流れ、氾濫、堆積のくり返しから次第に川床が上昇し、その氾濫原堆積物を切り再びメアングダーして流れるということのくり返しを行なっている。現在は沖積層の面 (水田になっている) より氾濫原である自然堤防の面が高く、保倉川は天井川になっている。そして河川改修工事 (ショートカットを主とする) により、旧河道が切れ、旧河道が異常なほどメアングダーしているのと対照的にゆるい大きなカーブをもって流下している。さらに一部の支流は本川の河が高くなったため河水が流れず遺跡湖 (a) 状に滞水池が残っている。これらの関係は、判読図 (図-10) を参照して写真を判読すれば誰でも容易に気づくことである。

土地地質 このような地域に道路を計画する際に問題になるのは河床が高いので天井川を越す場合にその前後の沖積地からバンキングの標高を上げてこなければならず、路面にコウ配がつくことになる。また、洪水防止の河川工事を事前に行なっておく必要がある。このような天井川の多い所は必然的に降雨期の排水が不良で、これが川の自然堤防と道路のバンキングに囲まれた所はさらにその傾向が著しくなる。内水排除と路肩の保護に留意することが必要になる。このように、地質的には一見何の奇もないような沖積地でも、道路を対象として考えると、地質地形的な重要な問題があることに土地地質屋は留意しなければならない。

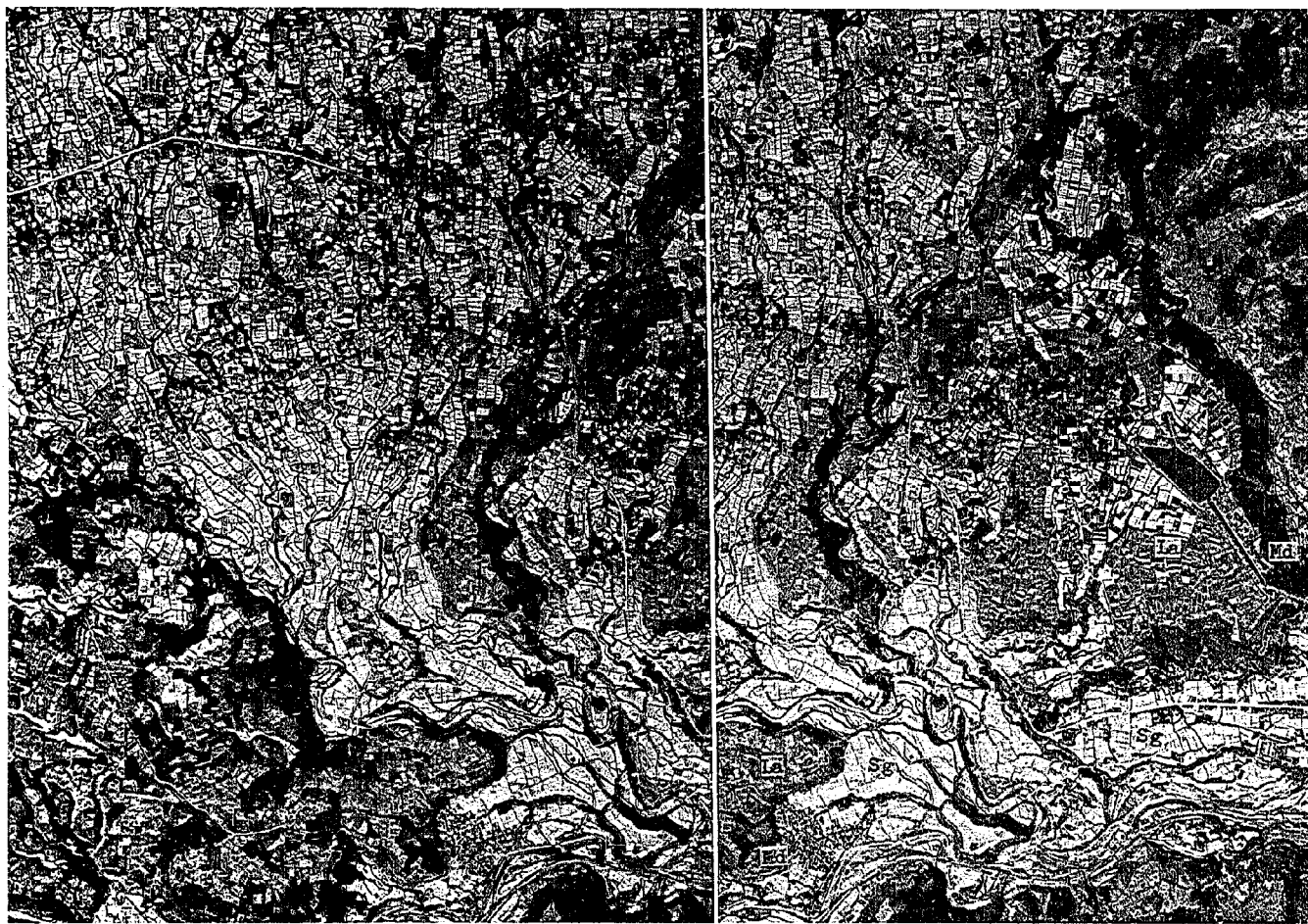


写真-26 火山泥流、火山灰

写 真—26 火山泥流、火山灰

位 置 静岡県（駿河）小山町市街地直南西

写真番号 東海道 K 368 21～22

縮 尺 約 1/25,000

地 質 火山泥流、火山灰および段丘砂礫層

Md 旧期泥流堆積物

La ラビリおよび火山灰

Sg 段丘砂礫層

判 読 この地域は写真—6のすぐ北の地域で、同様に富士山の火山抛物体の東側末端に相当する。ここでは、先に火山灰と角礫が入りまじって水とともに押し出されて堆積した火山泥流（Md）の台地状の地形ができ、さらにその上に火山灰およびラビリ（暗色玄武岩質の火山源粗粒物質）（La）が厚く堆積し、下（東）部の御殿場線沿いには諸所に河岸段丘（Sg）が発達している。火山泥流堆積物はやや固結していて写真の右端および下端で台地縁が急崖となっているのがよみとれる。火山灰およびラビリは全体に非常に緩やかな傾斜でそれでいて不規則な微妙に変化する小起伏があり、未固結で軟かいため水流は細かく数多くに分れ、ちょうど女性の長い乱れ髪状のパターンで流下していて、分布地のほとんど全域が耕地となっている。白輝部の勝ったトーンからもうかがえるように透水性よく乾燥性の土地となっている。これらのことがらから一見似ているように見える扇状地と明らかに識別することができる。

土木地質 このような新しい時代の火山性未固結堆積物は、たとえば写真—24のいわゆる関東ローム層も同様であるが、土木地質上非常に面倒な問題をもっている。そして、日本全国的にみて、それらの分布はがなり広いので道路を計画しようとする際にぶつかるケースも多い。まず風化すると非常に扱い難い粘土になる場合が多い。吸水膨張、圧密沈下、工事用機械の使用運行の困難さ等種々の悪条件が重なる。また、未風化でも、未固結で孔隙率が高く、軽く軟かいので路床材としても不適當で、パンキングのノリ面の維持もうまくいかない。

この地域のような場合、そのような目からの地質調査を詳細に行なって、できるだけ風化して粘土化した箇所をさけ、段丘を通過する区間の長いルートをとるように計画選定すべきである。



写真-27 鉱害および地盤沈下

写真27 鉾害および地盤沈下

位置 福岡県中間町南西 3 km, 遠賀川左岸
 写真番号 九州道 C 36 27~28
 縮尺 約 1/10,000
 地質 古第3紀層および沖積層
 Gr 花崗閃緑岩 (地域では南西すみに極小範囲の分布)
 Ter 古第3紀層 (直方層群) (砂岩、礫岩が主)
 a 鉾害地 (×印)
 b 低湿地 (・印)
 c 水が貯った凹地 (黒塗つぶし)
 d 旧新入炭坑坑口

判読

この地域は筑豊炭田の一部で、遠賀川の沖積平野に石炭を夾む古第3紀層からなる丘陵が点在するといった地形を示す。写真の下端のボタ山や炭住街から容易に判るように、旧三菱鉾業新入炭坑として石炭採掘を行っていた所で (写真撮影当時は採掘中であつた昭和38年閉鎖) 石炭採掘に伴う種々の地表面変化が判る。まず石炭を採掘する際石炭とともに炭層の上下の岩石 (ボタと呼ばれる) が地上へ持ち去られることから、空洞あるいは、人工充てん個所の上の地表が沈下しはじめる。その結果沈下の著しい所は排水不能になり耕地や宅地として不適当になり放置されて荒地や池になる。一方地上へ運び出されたボタは集積して捨てられ人工の山ができる。この地区の古第3紀層は走向が北西-南東で北東にゆるく傾斜 (30°前後) する地質構造を持つ。坑口dから斜坑がはいりしばらくしてから石炭が採掘されはじめ、そのために坑口から水平距離100m くらいの所から鉾害沈下がはじまり、それが走向の方向に連続するのがわかる。aの部分のほとんどは、そのため耕地が水のたまった荒地に変わっている。さらに石炭採掘が深部までおよびおそらくこの付近の遠賀川左岸の沖積層が全体に沈下したと思われ、耕地は排水不良になったものと思われる。このため、cの部分に人工掘削し、排水を集中して貯水池とし、掘削した土砂を沈下地に盛って耕地の区かく整理を行ない現在写真にみるような整然たる土地区分にしたと判断される。また遠賀川の沖積地には、ソーラ層と呼ばれている一種の泥炭層が介在し、その前後の黒色粘土とともに含水比が高く、圧密沈下が著しい。

土地地質

含水比の高い所は光線吸収能が高いところから、写真上で他と比較してダークトーンとして表われる。この写真で黒点を打った所 (b) がそれである。前にも述べたように、このような軟弱地盤は本川へ流れ込む支川の流域に著しい。写真の右上部に円弧状のパターンが識別できるが、これは旧遠賀川がSSで示す古第3紀層の砂岩質丘陵部にあたって左 (西) 側へ流路を転じて流下していたことを物語る旧河道で、南側の弧状の民家集中は、当時の自然堤防上に後世民家が建てられていった古人のちえを知ることができる。この付近は地表面近くは砂まじりの傾向を示すとしても沖積層全体の深さはかなり深いと考えるべきであろう。また流路のぜん進的変更によって、自然堤防の上流側では内水排除の不十分さから当然軟弱地盤ができていると考えるべきであろう。

第4紀の地質現象は地形として残っている場合が多いので、当然また写真判読が有効な対象であるが、沖積層の地盤沈下についてもまたその例にもれない。土地地質の項として述べるべきこともすでに前の判読の項でふれてしまった点が多いが、写真に示すような地域に道路を計画する場合、問題になる最大の現象は地盤沈下であり、工費、工法、ルートは皆その結果に左右される。ここの地盤沈下は大きくわけて、石炭採掘に伴う鉾害沈下とソーラ層を中心とする軟弱地盤沈下である。パンキングによって沈下が起るために構造物を考慮すると基盤までの深さ、すなわち沖積層の厚さが問題になる。鉾害沈下は地下深所の現象によって引き起され、軟弱地盤によるものは、地表近くの問題であるから、原因や対策も異なり、当然両者が重なって、倍加することもあり得る。

幸い鉾害沈下の方は石炭の採掘が中止になれば、数年で落ちつくので、写真の地域で地盤沈下として問題になるのは、ソーラ層等軟弱地盤の問題である。これは地表面近くでそれら軟弱層が存在する可能性が大きい小さいかは、写真判読で可能であるが、詳細な計画を樹てるためには多くのボーリング資料に頼らざるを得ないし、土質試験も必要になってくる。ここに写真判読による地質調査の限界もある。

土質調査の結果、たとえば標準貫入試験値 (N値) が5以下のものが地表近くに厚くある場合、パンキングによる通過は非常に困難で、構造物という線も考えられる。その際にもボーリング資料によって、沖積層の一番浅い所、狭い所をあたり、路線選定をする必要がある。

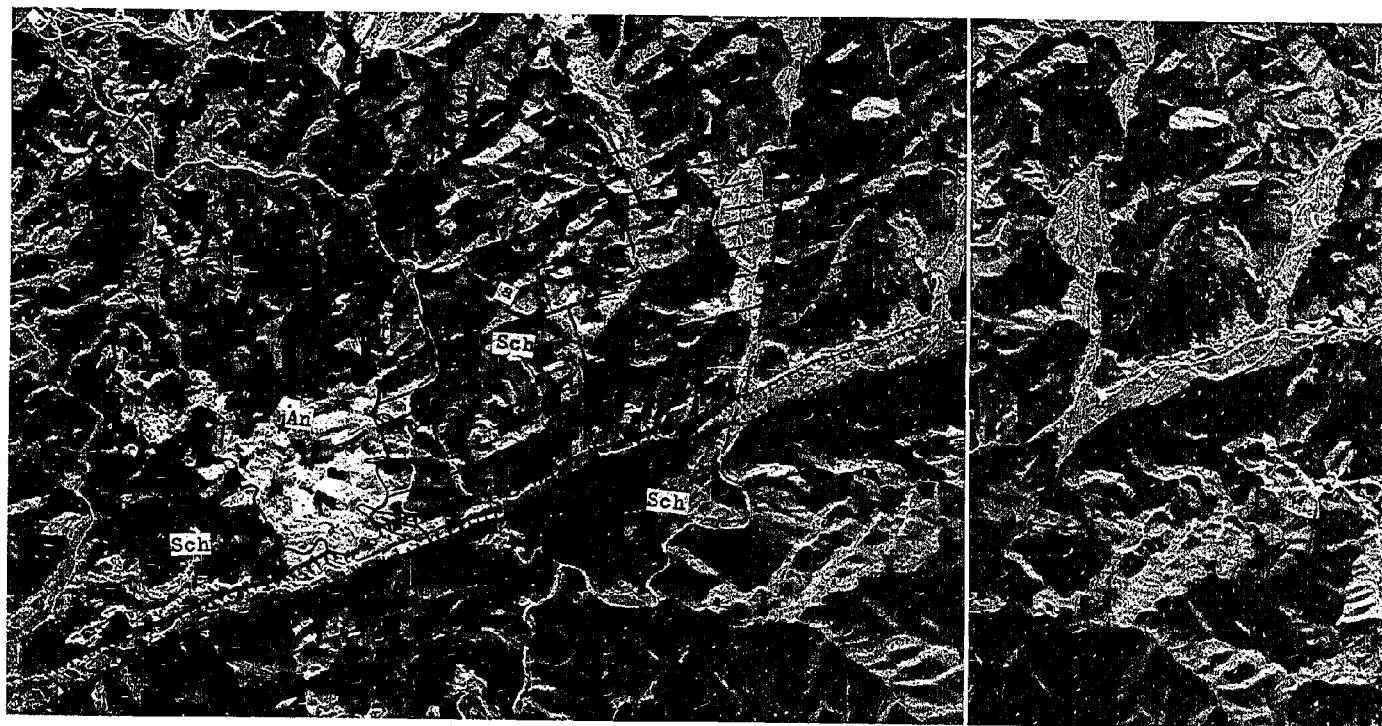


写真-28 断層

写真-28 断 層

位 置 山口県鹿野町西南 4km 千石岳付近

写真番号 中国道 C 21 12~13

縮 尺 約 1/25,000

地 質 変成岩および安山岩

Sch 変成岩 (黒色片岩)

An 安山岩

判 説 この地域は山口県および北部九州に広く分布するいわゆる三郡変成岩が発達する所で、ここではほとんど黒色片岩からなる。黒色片岩にはかなり規則的な割れ目が数多く発達し、写真上で lineament (線状構造) として表われている (一点鎖線で示す)。このようなことから黒色片岩は風化が深い。この黒色片岩には写真の左下から右上にかけて幅 100~150m の破碎帯をもつ顕著な断層が発達する。断層の方向は lineament とほとんど一致する。断層によって破碎された部分が差別侵蝕を受け、断層に沿った谷地形 (直線谷が多い) ができるのはよくある例で、特に写真の地質判読の際最も容易に識別できる事例の一つである。

おそらくこの断層に関連したものと思われるが、断層のそばに安山岩が片岩を切って噴出している (An で示す、千石岳である)。安山岩は片岩より比高が高く急峻な地形を形造っている。安山岩と片岩を識別するにはこの地形傾斜選急点を追跡すればよい。安山岩の貫入によって、周囲の片岩がゆるみ、風化して透水性の違いもあって安山岩との境界付近から安山岩を中心として弧状の小地すべり発生の配列をみることができる。

土木地質 この写真にあらわれている断層は、地質が片岩であることから破碎著しく、幅も 100m からあるものでは道路計画上重要な問題をもつ。破碎の状況は安山岩の東の峠部でわかるように破碎粘土化が著しい。左上方 (西側) の谷から右側 (北東側) の谷へ通るような路線を計画するとすると、問題になることは、西側から谷沿いに来て安山岩に近づくとき地すべりがあるのでできるだけ右岸側か沖積地を通るようにすべきである。北東側の谷へ出るためには線型やコウ配の関係からどうしても黒色片岩中をトンネルで通過せざるを得ない。このトンネルの東口は大きな断層に当ることになる。この断層の破碎帯の規模をみると右側 (北東側) ほど破碎の程度が小さくなる傾向がみえるので、断層谷への出方はできるだけ右側で出るようなトンネル位置を計画すべきである。その際、トンネルの方向とはほぼ一致する lineament (a) があるのでその直下を通ることは避けるべきである。断層谷へ出てからは破碎帯の山腹をカットで通ることはできるだけ避けて、沖積地を通るようにすべきである。

(64)

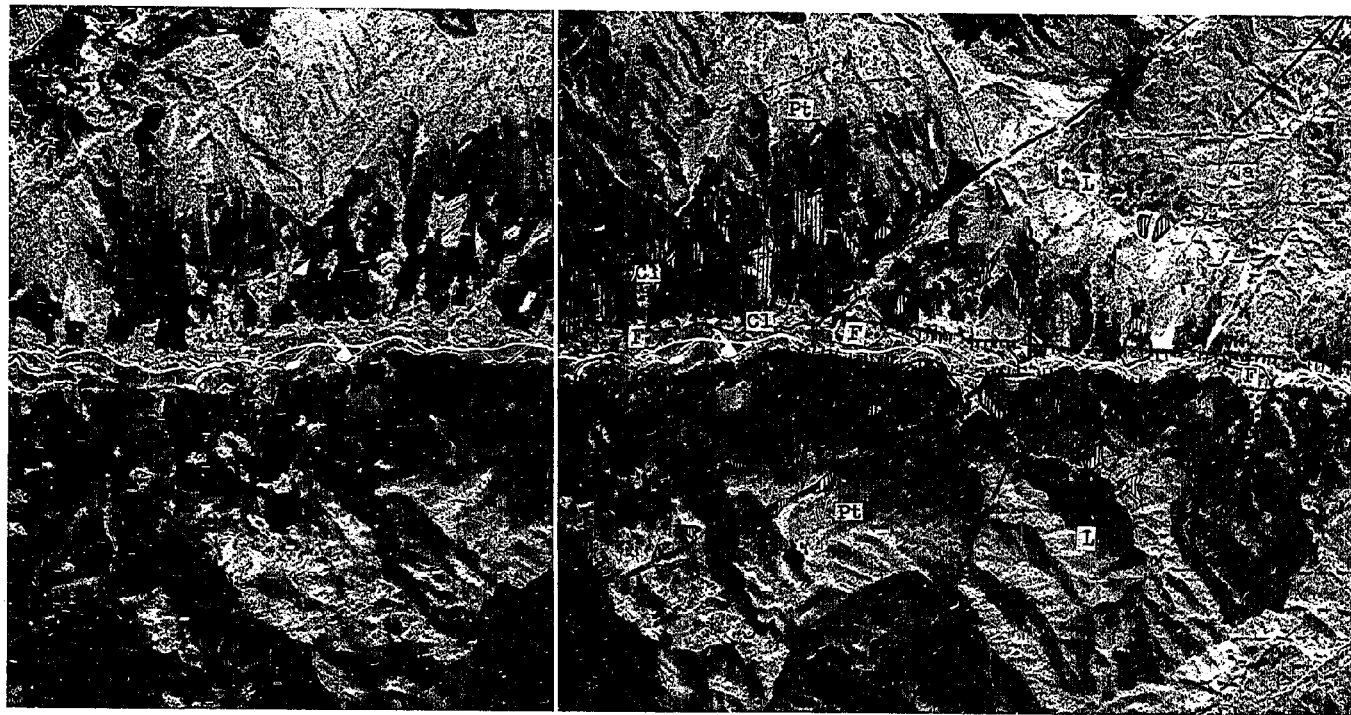


写真-29 断層

写 真—29 断 層

位 置 山口市東北東約 25km 徳地町羽高

写真番号 中国道 C 19A 33~34

縮 尺 約 1/25,000

地 質 玢岩および流紋岩

Pt 玢 岩

L 流 紋 岩

F 扇状地堆積物

Cl 崖錐堆積物

判 読 写真の地域は玢岩と流紋岩が接し、それらを切って大きな断層が走っているところである。この断層は中国地方特有の地質構造である北東—南西の方向性をもち、延長約 60km にも達する顕著なものである。かなりの区間で佐波川に沿っているところから佐波川断層と呼ばれている。前の写真—28で述べたと同様に、ここでも断層は破碎帯の部分が侵蝕され、直線谷を作っているのがよく判る。さらにこの断層の周縁の山腹の荒廃も著しく（崩壊地を縦線部分で示す）、河川への土砂の流出堆積も著しい。玢岩と流紋岩の境界は両者の岩質が類似することあって写真上では明確にはわかりがたい。佐波川断層による段違いは小さいようである。

玢岩および流紋岩は、一見しておのの岩質を判定できるほど明確な information を与えてくれないが、ここでは、玢岩は稜線が不規則にまがり、谷や鞍部追跡線にも規則性がないのに比べて、流紋岩では lineament として追跡できる規則性が比較的顕著であるという違いには気づくことができる。特に a の地点ではそれが著しい。崩壊地は空中写真では一目瞭然で空中写真の利用対象として最も有用なものの一つである。

土木地質 このような断層に沿った直線谷は地質を事前に考慮しないと、線型や距離をかせげる点から不用意に計画線を設定しやすい。しかし、この場合、断層に沿って山腹をカット、バンクで行くとなると、ノリ面の維持が大変であり、掘削時の土量も膨大になることを覚悟しなければならない。そして、往々にして断層の延長上のコル（鞍部）をトンネルで通過するような計画になりがちである。他の比較線を検討するか、カットを止めて沖積地を通り、トンネルは鞍部直下を止めて、延長が長くなっても山側へ入れるべきである。

(63)

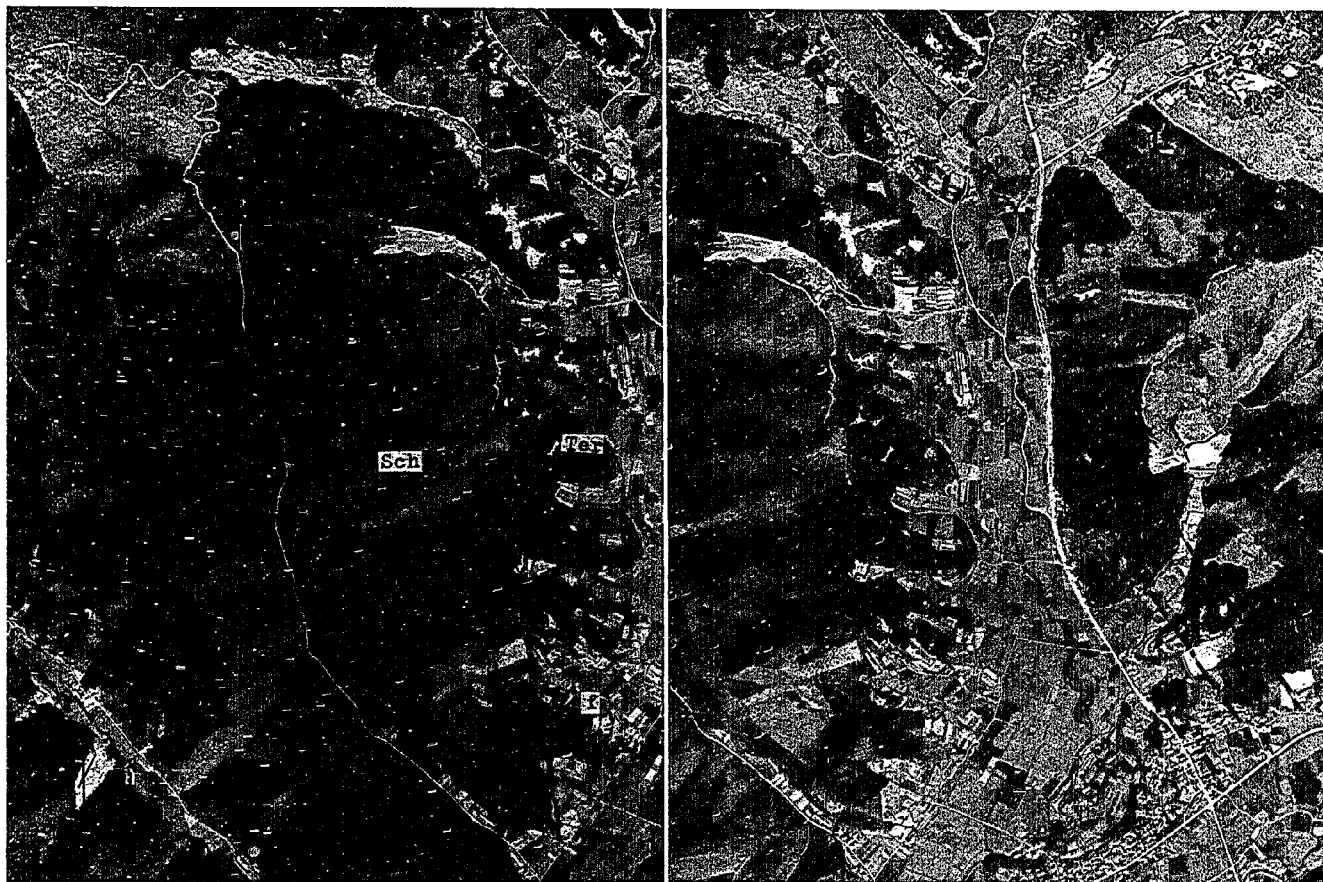


写真-30 断層

写真-30 断 層

位 置 福岡市香椎東部 5km 山田

写真番号 九州道 C 4 A 20~21

縮 尺 約 1/10,000

地 質 変成岩および古第3紀層

Sch 結晶片岩および緑色片岩（三郡変成岩）

Ter 古第3紀層

判 説 この地域は福岡市街の北東部で、古第3紀層と変成岩（北では花崗閃緑岩）とが接するところである。ここでは両者は断層関係で、写真上で明瞭にその断層を認めることができる。変成岩は走向北～北東で西に 60° 前後の傾斜をするが変化する。第3紀層は北～北西の走向で、東に 30° あるいはそれ以下の緩い傾斜を示す。写真上での特徴は、変成岩地域は比較的大きい起伏を示し、地層の傾斜側（西）へは急、反対側（東）へは緩い傾斜をなしている。第3紀層はより小さい起伏でシルト質が多いので軟かいため侵蝕が著しい。両者の尾根の向きも異なり斜面の傾斜も変わる。これらの違いを直線状に追跡できるので、ここでの断層の位置確認は非常に容易である。破砕帯の幅は小さい。

土木地質 この地域に道路を計画する場合、南北方向と東西方向とでは条件が異なる。南北方向は谷筋に平行で、冲積層の場合は最も問題は少なく、第3紀層になるとカット、バンクになるが、膨張性シルト岩を突むのでカットもバンクの材料としても良好といえない。断層上を通すのはいかに破砕帯が小さいといっても、破砕風化はあるので何もその上を通過する必要はない。変成岩の場合は、地形の傾斜面から考えても、安全性と土量の点から稜線の東側を通すべきである。東西方向だとトンネルになるが、その際第3紀層や断層上に東坑口を設定することは避け、トンネルが変成岩中のみを通るような位置選定をすべきである。

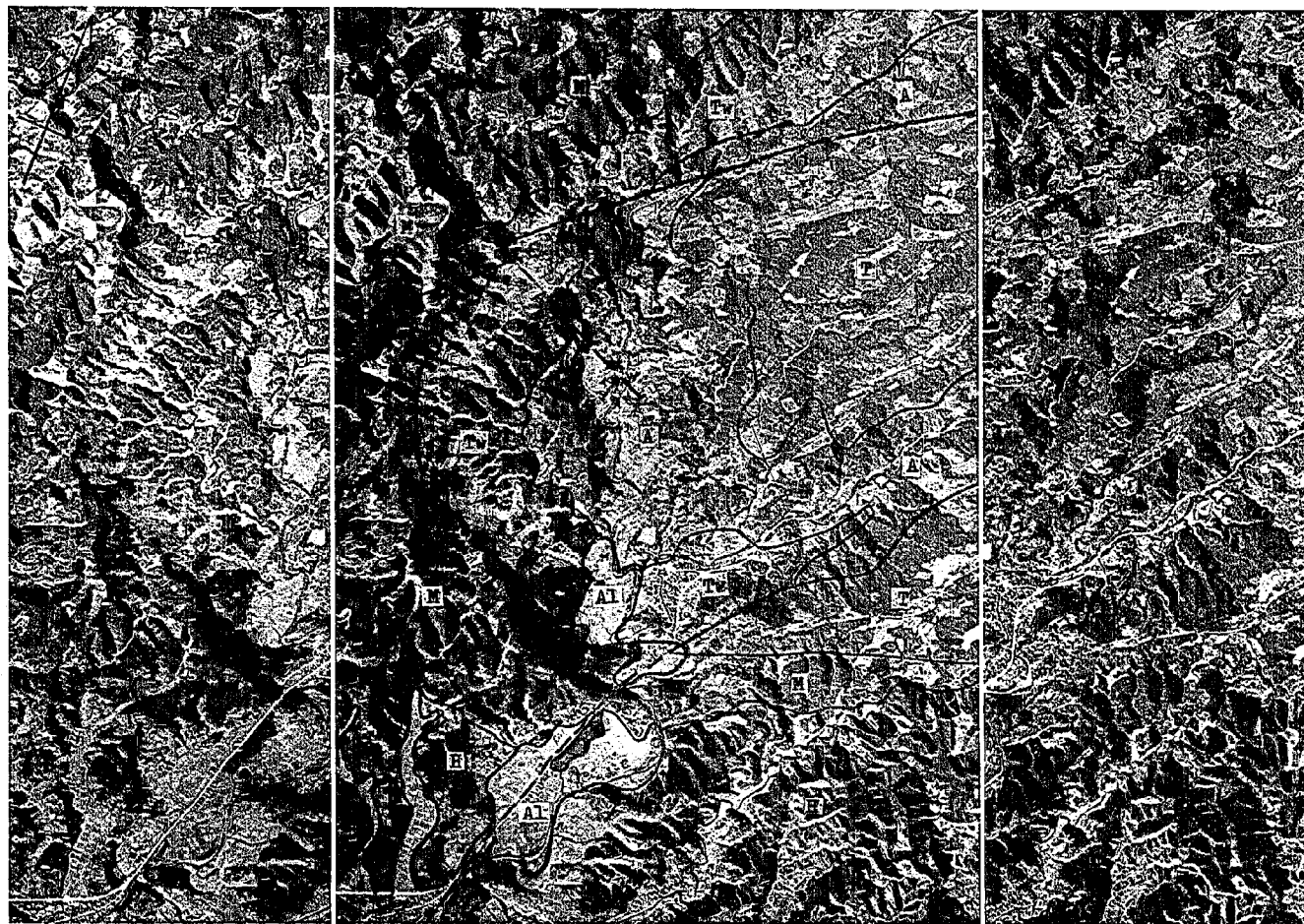


写真-31 褶曲構造

(69)

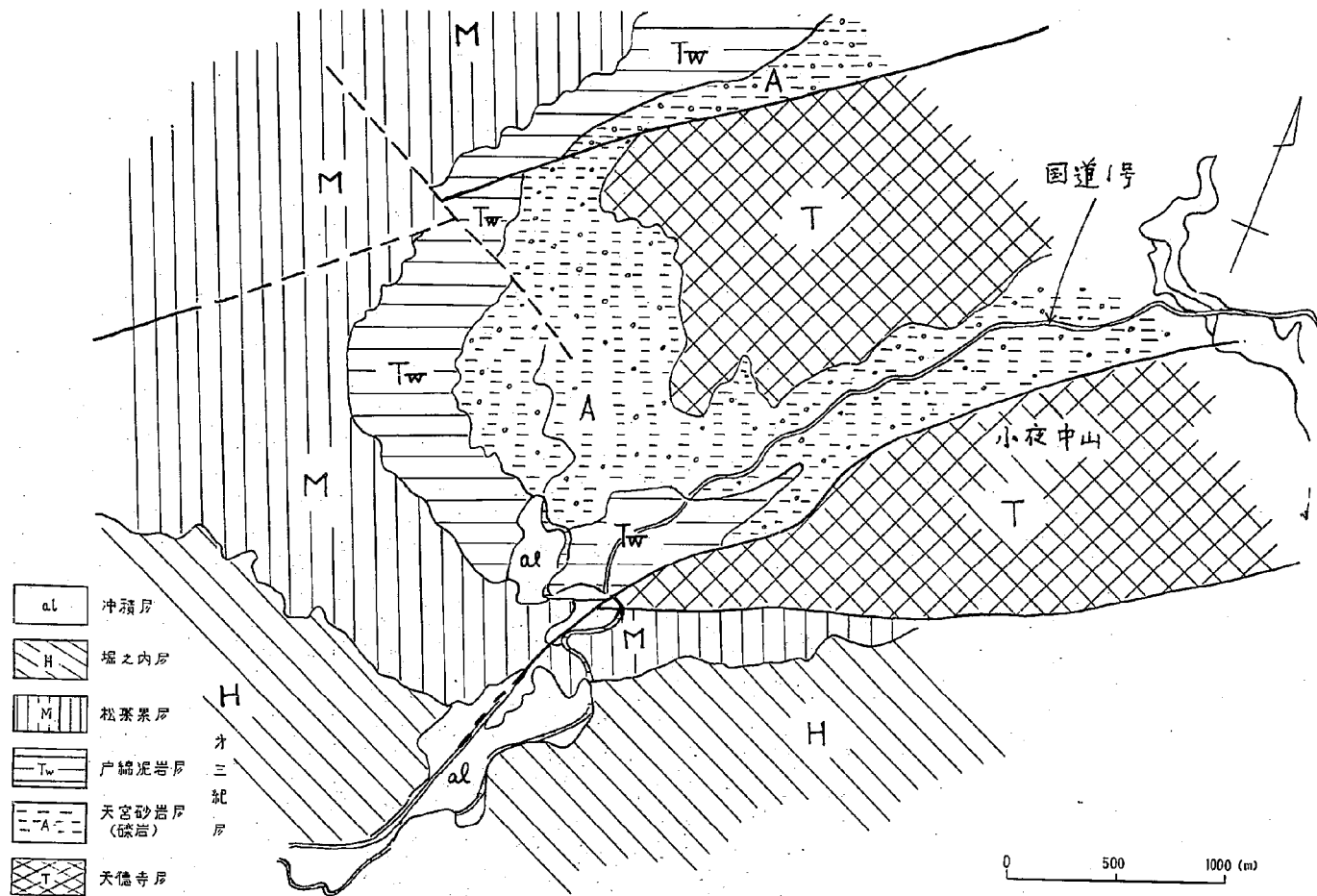


図-12

(70)

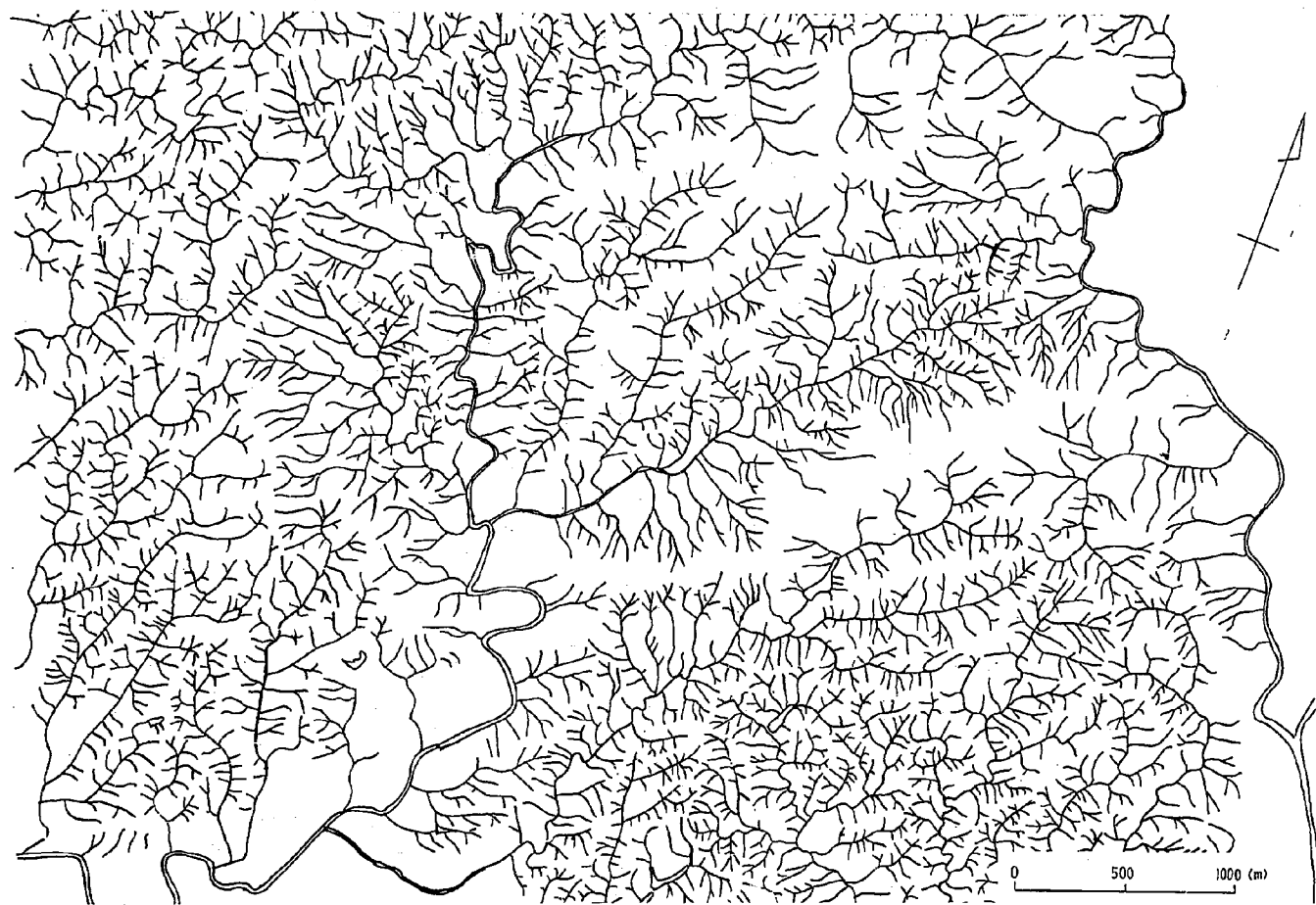


图-18

写真—31 褶曲構造

位 置	静岡県小夜中山付近		
写真番号	東海道 C 21 4103~4105		
縮 尺	約 1/25,000		
地 質	古第3紀層および新第3紀層		
T	天徳寺層（瀬戸川累層群）	古第3紀層	
A	天宮砂岩（礫岩）層（倉真層群）	新第3紀層	
Tw	戸綿泥岩層	〃	〃
M	松葉累層	〃	〃
H	堀之内層（掛川層群）	〃	〃
Al	沖積層		

判 説 この地域は大井川右岸の第3紀層が広く発達する低山性山地で、写真および判読図でよく判るように大きな背斜～ドーム構造がみられる。各地層間の侵蝕特性の相違と、同一地層ではその特性が連続に追跡できることから、写真上でその構造を明瞭に判読することができる。褶曲地形がこのように明瞭にのこっているのは北海道を除いて日本ではまれな方であろう。芯にあたる天徳寺層はなだらかな丸みをもった山頂が特徴的な低山性地形を呈し、やや硬質な泥質岩を示す。天宮層は天徳寺層から一段低い地形を呈し、下部は天徳寺層に近い硬さであるが上位に行くにしたがい軟かくなり、侵蝕を受ける。戸綿泥岩層はシルト岩～泥岩で無層理で軟かい。写真上で最も侵蝕された姿を呈し、水系はドームの中心に向い、密度が高い。地すべり地形もみられ、これらのことからこの岩層の性状が写真上でよく識別できる。松葉累層は侵蝕抗力が大きく戸綿層等と比べて一段と急峻な地形を形造る。これはこの岩層が凝灰質で硬化されることに起因する。堀之内層はこれまでの地層より一段と新しい時期のもので、層理の発達した泥質岩で、ゆるい水平に近い傾斜である。このためかなり侵蝕を受けているが、稜線は比較的鋭い角度を呈する。やや軟かい泥質水平層の侵蝕特性である。

比較的地質構造が複雑で、地表の被りの多い日本で、写真判読によって地質構造を知るのは困難が無理とされていたが、この地域の判読はこのことに対して一つの希望でもある。

土地質 この地域には旧東海道および国道1号線が走っている。旧東海道は天徳寺層の尾根の上を通っているが、1号線は天宮層の谷部を通る。天宮層とその上位の戸綿泥岩層は岩質が軟かく、地すべりやカットのノリ面崩壊を生じている。特に褶曲軸や断層の近くは破碎している可能性が大きい。

できるだけ天徳寺層を通るようにした方がよいのだが、コウ配や線型の関係が無理であれば、現1号線と似た位置をとらざるを得ないだろう。

褶曲構造の発達する地域では、褶曲のみでなく断層も発達することが多いので、断層の位置、性状に十分注意して、路線選定および工法を検討すべきであろう。また、褶曲軸の近くは他と比較して破碎されている傾向も多い。この点にも留意すべきである。

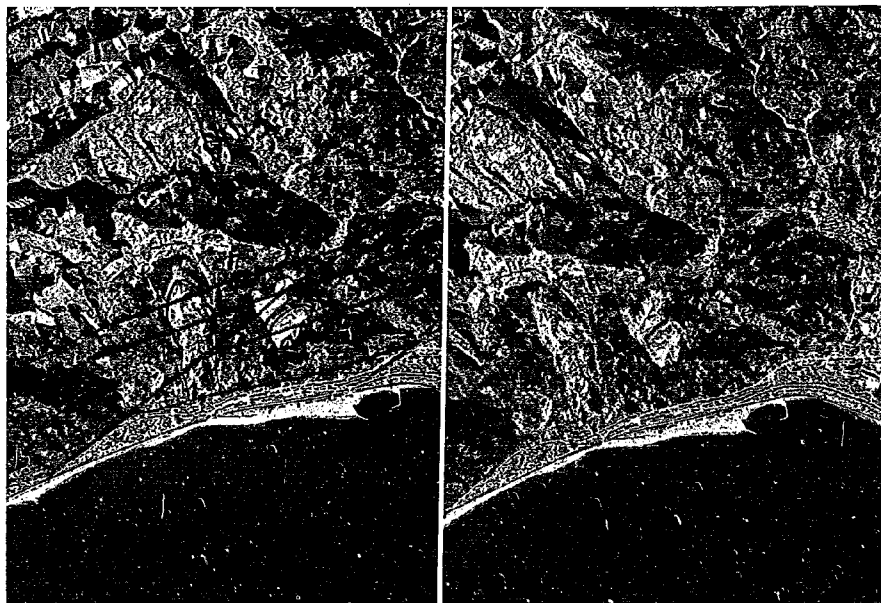


写真-32(その1) 地すべり前

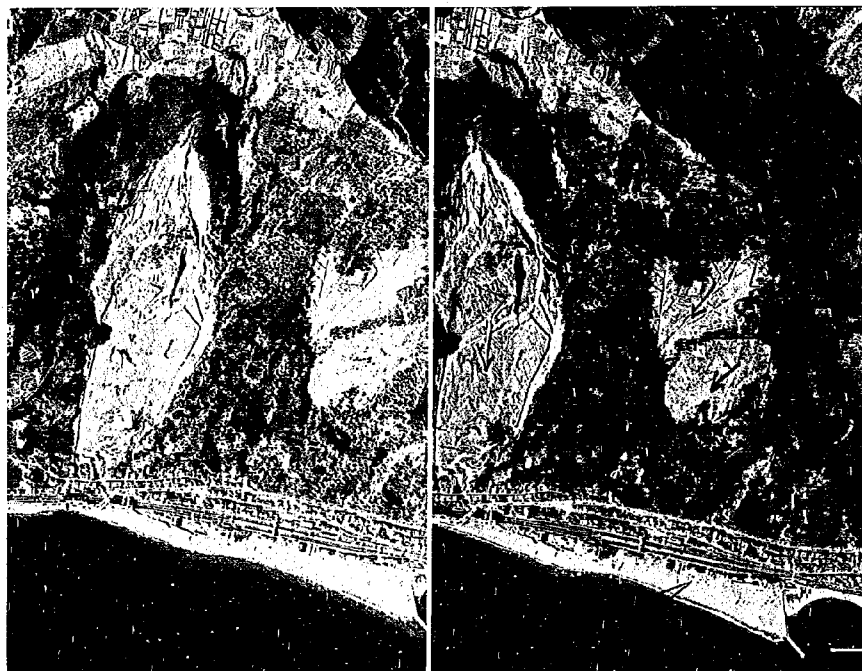


写真-32(その2) 地すべり後

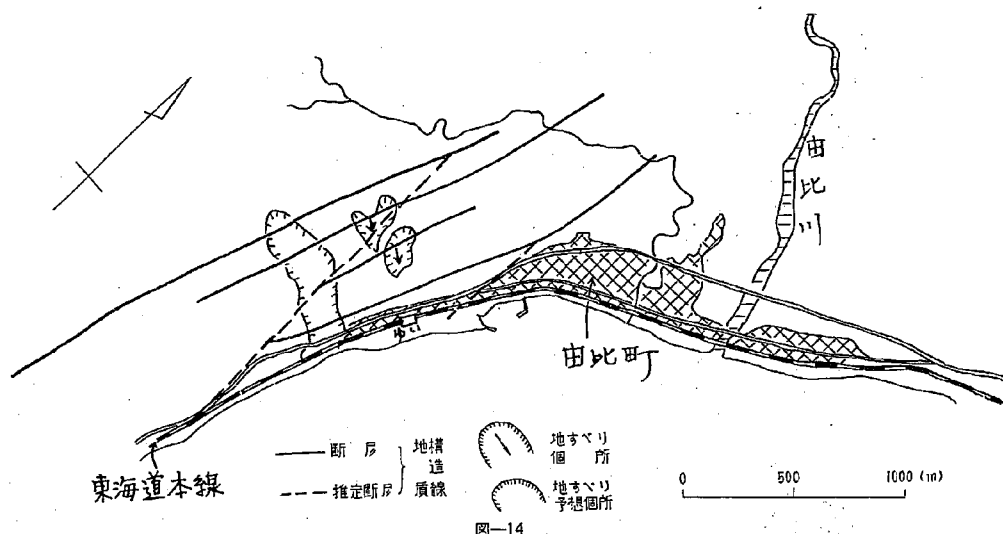


写真-32 地すべり

位置 静岡県由比町

写真番号 その1 東海道 C 29, 4212~4213, その2 由比 C 1, 2~3

縮尺 その1 約 1/25,000, その2 約 1/10,000

地質 新第三紀層

上位 浜石岳層 礫岩, 砂岩, 凝灰角礫岩を主とする。

下位 小河内層 泥岩を主とする。

判読 地すべりが発生したのは昭和35年3月14日である。

その1(地すべり前) 由比町寺尾地区に地すべりが発生する以前に、写真でもよく判るようにすでに地すべり地形がみられる。この付近は、山の高所が浜石岳層(凝灰角礫岩他)で、低所が小河内層である。小河内層には写真にも記入しているように南北性の数本の断層が発達し、付近の泥岩は破碎され、断層間のブロックも複雑なモメをしている。このような破碎された泥岩に上位の浜石岳層中に貯留された地下水が、供給され境界付近が不安定になっている。すでに上位にクラックが発生しているのが読みとれる。北側の2箇所はすでに地すべり処理工(排水溝が主)がなされている。

その2(地すべり後) 国鉄東海道線や国道1号線を切断する可能性があると騒がれた大地すべりが発生し、その後の処理工が行なわれている時点での写真である。すでに下半部では堆積した移動地塊が除去され、排水溝が設置されはじめている。上半部では掘削された移動地塊が掘削されつつある。この地すべりは崩壊性地すべりですべり面は急角度である。その1とその2の両者の地形をみくらべると、地すべりの危険性の予知と規模の判断が容易であるが、すでにその1の段階の写真でこの地すべり発生の予想はできる。地すべり発生前と後の写真を比較検討することは地すべりの研究には、ぜひ必要なことである。

土木地質 この写真の地域のように急峻な山が海岸近くまで迫っていて山麓部に民家が集中している場合、ここに計画線を設定しようとするれば、山体をトンネルで通過するか、海岸を埋めたてて行くかということになる。国鉄新幹線は前者をとり、東名道路は後者をとった。トンネルの場合、泥質岩中に断層があり、かなりもめていると予想された。トンネル掘削に際しては、この泥質岩は予想どおり著しくもめていて壁ぶくれする箇所もあったが、幸い湧水がほとんどなく比較的問題なく通過できた。これは、上位の浜石岳層中の水が、地すべり付近で止まり、トンネルの位置まで来なかったことを物語る。しかし、この地質状況で湧水があればトンネルは非常に困難であったと考えられる。

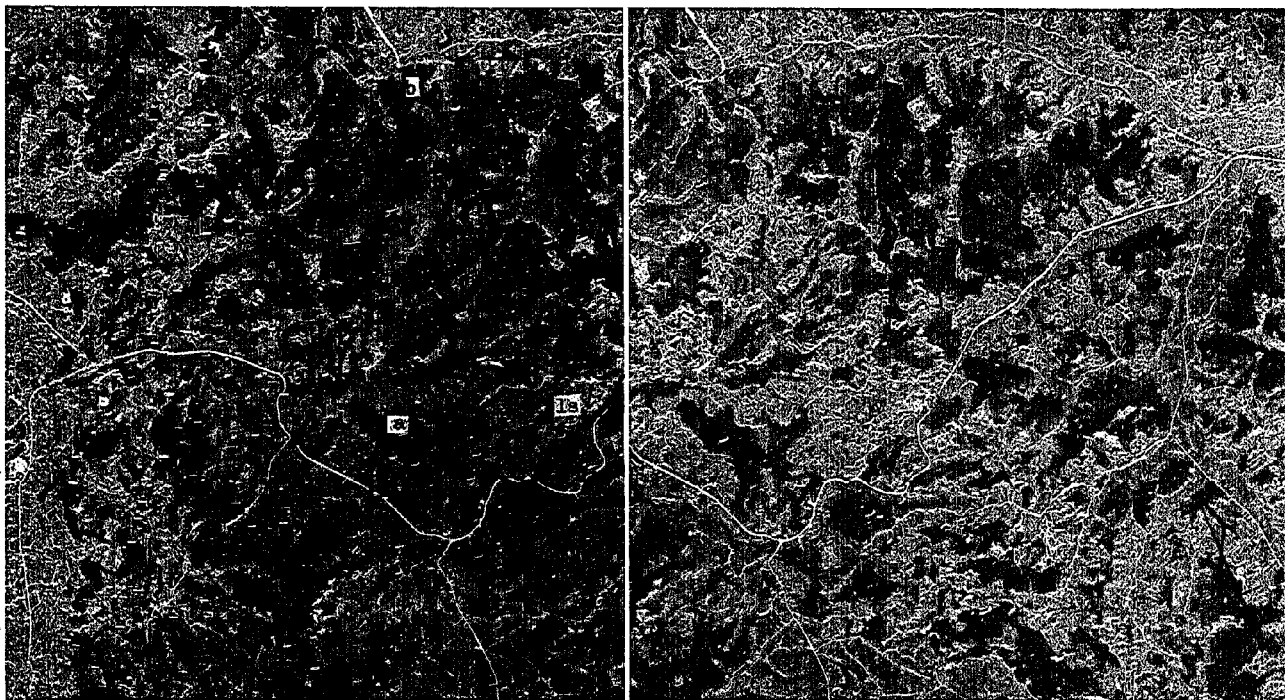


写真-83 地すべり

写真-33 地すべり

位 置 神戸市街北方20km市原

写真番号 中国道 4, 8405~8406

縮 尺 約 1/25,000

地 質 新第3紀層

a 砂礫質 } 神戸層群 (新第3紀層)
b シルト質 }

ls 地すべり地

判 読 この地域は神戸市周辺に広く分布する神戸層群の一部である。全体に軟かく、間に凝灰岩を夾む場合が多い。そのため水田耕作等耕地化が進むと同時に地すべりを多発している。緩傾斜地の水田耕作と地すべりは切っても切れない関係があるが、ここでも水田のためのため池や、常時冠水が地すべりを誘発しているといえる。さらに、原岩の土質的要素もこれらと関係が深く、写真をみてもわかるように耕地も地すべり分布も北半分より南半分に多い。写真の地域の神戸層群は、北半 (a 地区) では砂礫質で南に近づくに従ってシルト質になる (b 地区)。一番大きい市原部落のもの (ls の記号がある所) は耕地、民家、県道に被害を生じているのがうかがわれる。この地すべりは面積も小さく、動きも緩慢なものが多いが、全体的に不安定な感じの斜面が多い。地層は全般に非常に緩い傾斜である。砂礫質からシルト質へかけては漸移的である。

土木地質 地すべり地に道路を計画する際には、できるだけ地すべりを避けるのは自明の理である。すでに地すべりを起しているものを処理して通すことは困難で手間のかかる場合が多く、若干延長が長くなっても避けて通ることの方が得策である。ここでは、a 地区を通るより b 地区を通るように計画線を選定すべきである。しかし、それでも2,3の小さな地すべりは避け得ないだろう。その際むしろ地すべり土塊を掘削除去して不動塊に路床をおくことの方が簡単である。その他押え盛土や排水溝が必要になり、カッティングの工程順序も誤りのないようにすべきである。

(96)

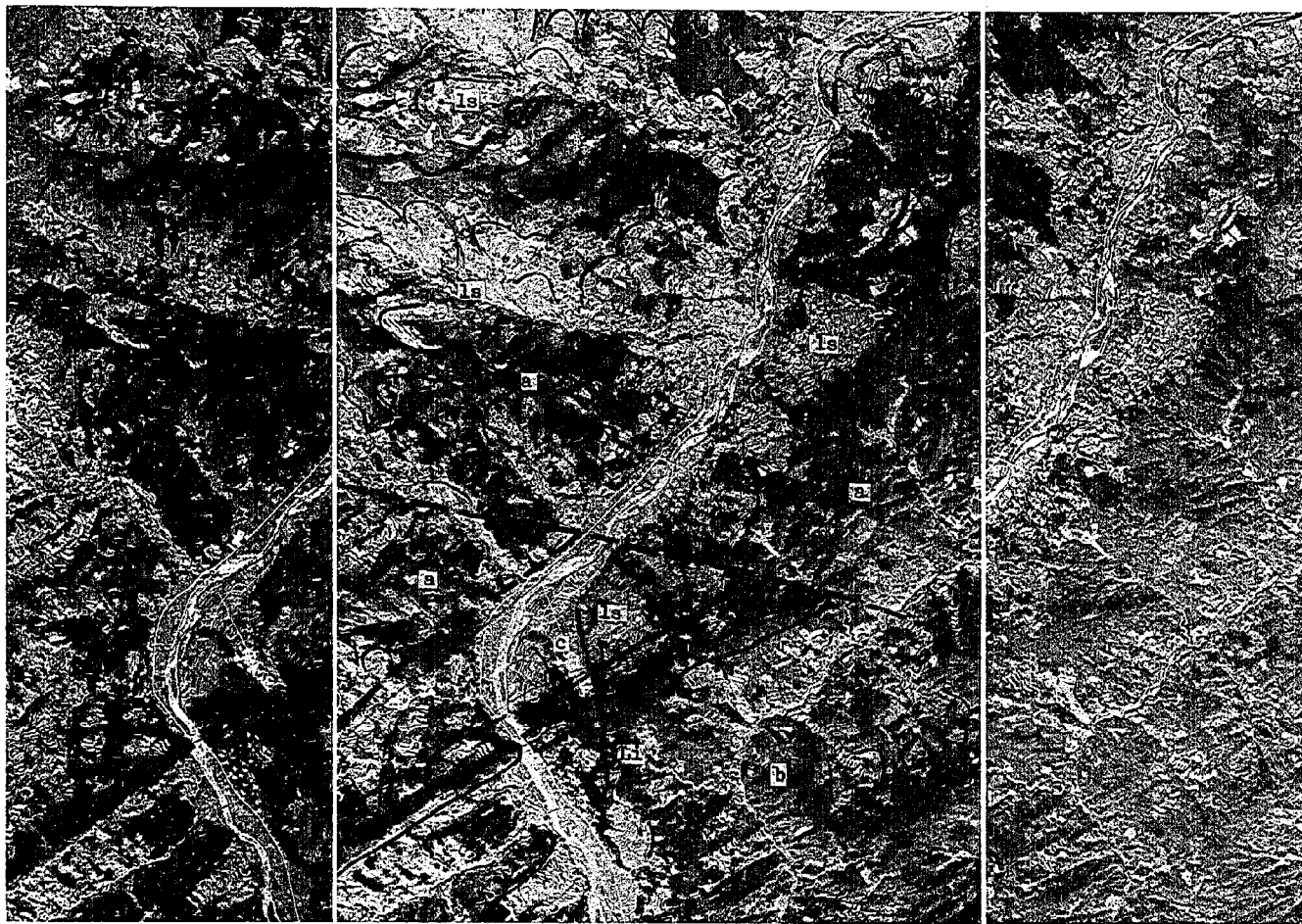


写真-34 地すべり

写真-34 地すべり

位置 新潟県名立町南 10km 花立峠
写真番号 北陸道 C 12 3~5
縮尺 約 1/25,000
地質 新第3紀層および流紋岩岩脈
a 中越層群 西山層
b “ 椎谷層
Li 流紋岩
ls 地すべり地
c 新しく発生した地すべり

判読 この地域は名立川流域で、名立川の下流には江戸時代に多数の死者を出した有名な名立崩れの地すべり地がある。写真の上部(北)(a)では西山層が分布し、下部(南)(b)では椎谷層が分布する。西山層は走向NW—SEで東側に傾斜する。均質な灰〜黒灰色砂質シルト岩である。椎谷層は堅硬な粗粒砂岩と頁岩の互層で、走向NE—SWで東に急傾斜する。走向方向に流紋岩(Li)の細長い岩脈の貫入があり、走向方向の構造線が考えられる。流紋岩は椎谷層の互層と比べると格段に堅硬であるため、きわだった尾根状の突出として容易に識別できる。岩脈はこうに、写真上で明瞭に判読できる場合が多い。写真上でよく判るように、この地域は非常に数多くの、また、規模の大きい地すべりが発達する。馬蹄型のクラックが地形上で段落の形で存在するのでこのくらいの大きいものでは一見して識別できるものである。これらの地すべりは一度に発生したものではなく、順次横へあるいは上へと拡大していっている、前の馬蹄型パターンを次の地すべりの馬蹄型パターンが切っている。おおむねこの地すべりは耕地になっているが、耕地としての整備の度合、地形の安定性、植生の生育状況、民家の有無等により、地すべりの新旧や安定性を判断する。現地踏査で確認すべきことであるが、写真の判読の過程でかなりの所までの調査ができるので、現地踏査に代り得る作業量が多い。ここではcで記した所が最も新しく発生した地すべりである。

土木地質 前にも述べたように、地すべり地は触れないのが一番賢明である。特にこの地域の地すべりのような大規模なものは、その滑動を止め、あるいは再発を防止する工事を完全に行なうのは相当困難である。そのようなことからできるだけ沖積地へ下りて通すようにしたい。しかし、計画線のとり方によっては地すべり地を止むを得ず通過せざるを得ない場合が起り得る。この際は慎重な検討を要しよう。比較的安定性の高い地すべり地を選ぶとか、トンネルで地すべり地の下をくぐるとかの考慮も必要となろう。地すべりの頭部に盛土をしたり、末端を切ったりしないような注意は必要である。しかし、いずれ細かい調査をしなければ地すべり地の通過は簡単に決められないと思う。

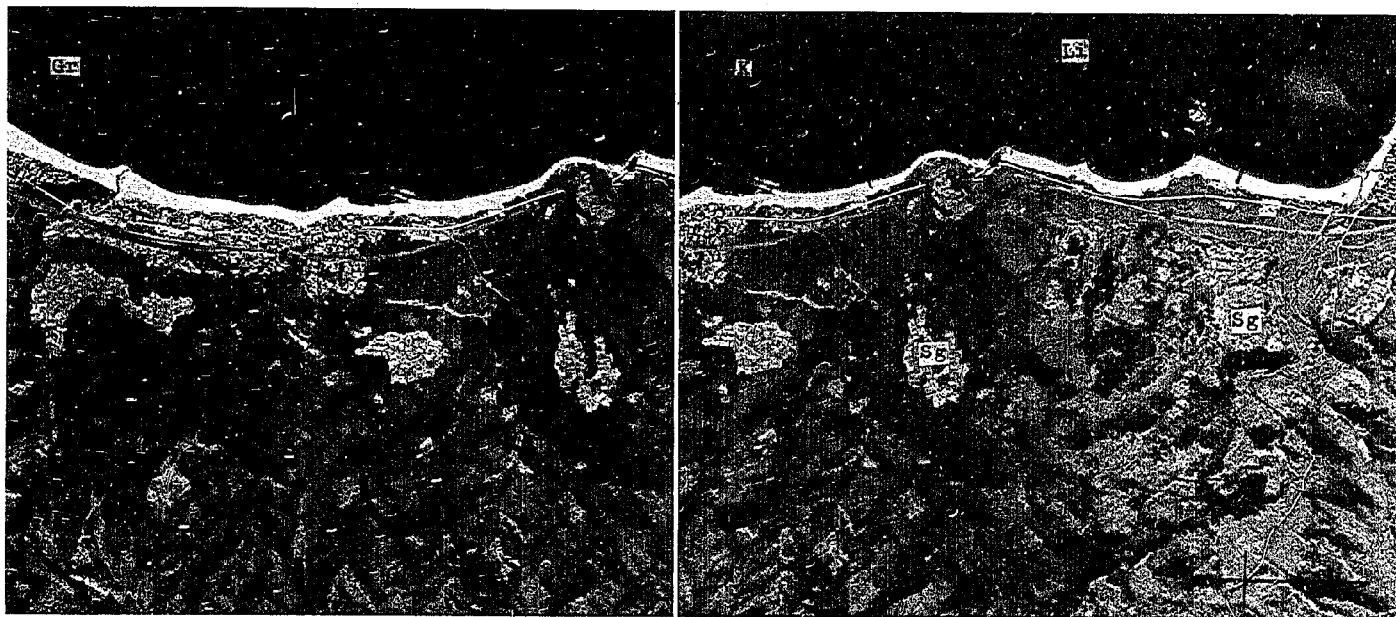


写真-35 海底

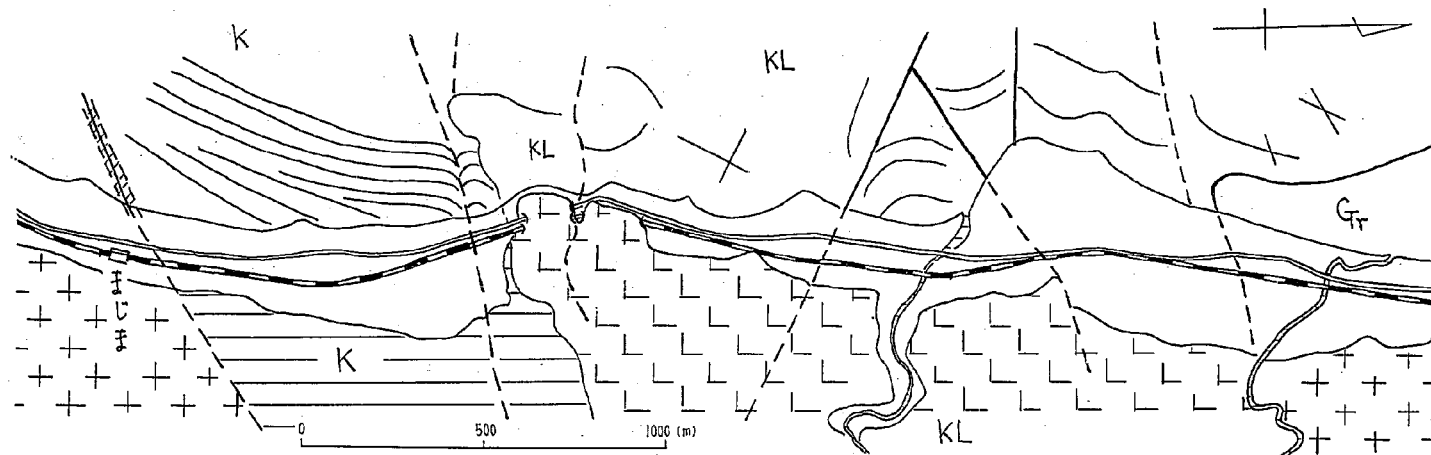


図-15

(79)

写真-35 海底

位置 新潟県村上市北北東 6km 間島海岸

写真番号 新潟地震 村上 240~241

縮尺 約 1/20,000

地質 花崗岩, 流紋岩および新第3紀層

Gr 花崗岩

Li 流紋岩

K 鹿ノ瀬層(新第3紀層)

Sg 海岸段丘

判読

この地域は、羽越本線沿いに村上市から北へ行った海岸線で、写真そのものは新潟地震直後に災害の有無を知るために撮影を行なったものであるが、たまたま海岸線で海面下の地質および地質構造がよく判読できるので例としてここにあげたものである。判読図を参照してみていただくとよく判るように、左(南)で花崗岩(Gr)と鹿ノ瀬層(K)(おそらく砂岩、シルト岩互層)が断層で接し、鹿ノ瀬層(K)を流紋岩(Li)が貫入しているのが判読できる。鹿ノ瀬層や流紋岩中には断層も識別され、特に鹿ノ瀬層中の断層は成層した構造がひきずられ曲っているのがみられる。鹿ノ瀬層は成層した構造が特徴的で、容易に識別できるが、花崗岩と流紋岩と一見見分け難い。しかし、流紋岩は節理の特徴から方向性が顕著であるからその点で花崗岩と識別することができる。海岸には波蝕による海岸段丘が形成され、頂面のそろった平坦面が海岸線に並ぶ。このように海水の透明度は意外に高く、数m~10mの海底の地質および地質構造が判読できるので、むしろ陸地で地質解析するより、海岸の海底から類推の方が容易である。海岸近くの計画線調査で地質調査を必要とする際は、海岸線まで撮影しておいた方が、地質調査のためには非常に有効である。

- 花崗岩 Gr
- 石英粗面岩と流紋岩 KL
- 第3紀層(鹿ノ瀬層) K
- 断層
- 推定断層
- 岩石の割れ目
- 地質構造

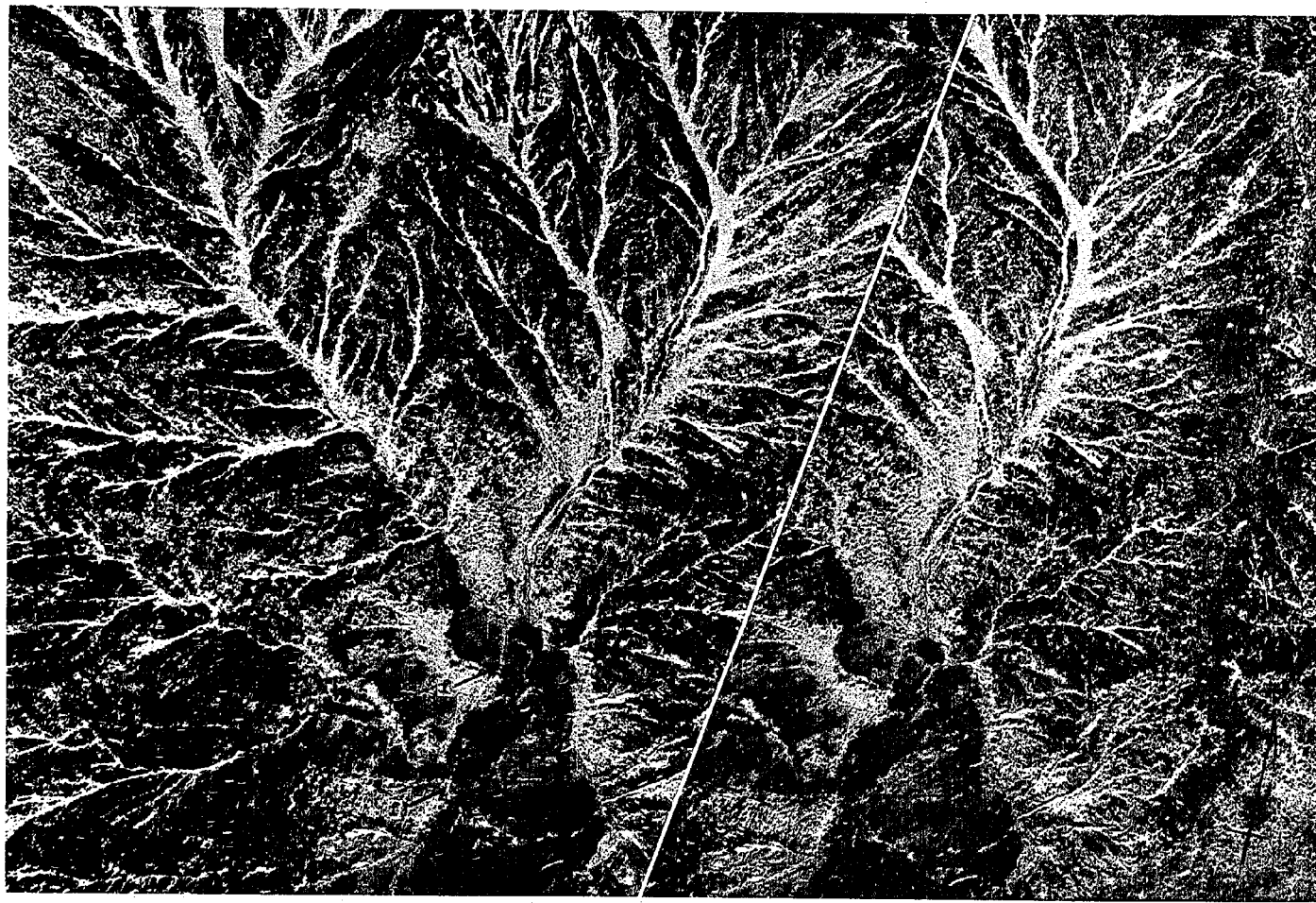


写真-36 雪

写 真—36 雪

位 置 静岡県大井川上流右岸上河内沢
写真番号 中央道 6 WW A 8, 945~946
縮 尺 約 1/25,000
地 質 中生層
f 断層

判 読 この地域は大井川上流、赤石山脈南端の標高 1,000~1,500 m の山地である。季節は11月末で新雪の直後の写真である。空中写真で地質判読を行なう際に、地質構造を知るために水系図を作成することがしばしば行なわれるが、ここでは雪がそれを作ってくれている。

新雪が植生の少ない沢筋を鮮明にあらわし、流路や幅の変化までも表現してくれている。積雪調査や雪崩調査以外では一般に雪は写真上の映像を被い、有害な場合が多いが、この写真の場合のように時期的なチャンスをねらえば、使える場合もある。

f の位置は断層を表わすコルで、トンネルを計画する場合、この断層の所在に注意してかかるべきである。