

# 侵食地形の復元と地形学的問題点

志保井利夫\*

(昭和46年9月20日受理)

## Geomorphological Problems on the Restoration Maps of Eroded Topography

by Toshio SHIBOI

The Jurassic and Tertiary mountains in the vicinity of Kitami are bounded by volcanic detritals and their secondary sediments. The former, a product of some 29,000 or 30,000 years old Akan caldera, was washed out in mud-flow, on the occasion of rapid recession of the snow-line in the Alleröd time, about 11,000 or 12,000 years ago.

Using such geological phenomena as a time-scale, the eroded topography was successively restored graphically. The secondary sediments show 0.6 cm per year erosion since their original topography was formed. The histories of stream piracy and shoreline are also shown by the restoration processes.

The graphical restoration method is to be useful as a tool for investigation to resolve the Pleistocene and later geomorphological problems.

### 1. 研究の背景

我々がみている陸地表面の地形は、種々な地形作用で形成された初生地形が、すでにその形成中から、大気に曝された瞬間から、風化作用と侵食作用をこうむって来た地形進化の一瞬間の姿であり、この進化は現在もなお、着々と継続されている。

新たに海底から隆起陸化した平坦面を出発点である原地形として、幼年期、壮年期、老年期の地形を経て、準平原なる平坦面として再び海水面まで低下し尽すと言う、河食輪廻の理論は、安定した大陸塊を経験の舞台とした地形学者 (Davis, 1902) にとっては、精巧な考え方であるが、我が国が置かれている地質環境では、この模型によって、原地形を求める事は困難である。

今日の地形の大部分は洪積世以降の進化で作られたものである (Thornbury, 1954)。従って洪積世の気候条件、殊に気温及び降水の量と型が、主として風化作用と侵食作用を規制している。

地形は初生地形、あるいは、ある時点での原地形の表面から、土砂が削除、移動し、その

\* 北見工業大学開発工学科

体積を減じて行く侵食過程で進化する。搬出された土砂は、別の場所へ沈殿、堆積して新しい地形を形成し、ここにも侵食が進行する。新しい堆積地形の形成は、流路の勾配に規制され、流路の勾配は、地質時代において変動する海水面と調和をとって変化する (Davis, 1902)。そしてこれら総ては、進行性の現象であり、今みられる地形の大部分が洪積世の現象であるから、洪積世の時間のスケールに当てはめて考えるべき性質のものである。

成層火山の斜面侵食 (Troeh, 1965, 水谷, 1971), 山地の土砂生産量 (村野, 1963) については数理解説があり, シラス台地の侵食 (矢野, 1962) の研究と共に河川及び斜面の防災工学を立場とした研究である。又排水盆から搬出される土砂量については, ダムの寿命を計算する資料として実測値がある (Judd, Krynie, 1957)。一方実験室内の縮尺模型による流路侵食の再現研究も, 水理学の分野で行なわれている。これらの研究は, 土木工学の問題に焦点を合わせているものであるが, 地質現象として地形の形成過程を考える立場からみると, 地質学的時間のスケールに結びついていない点に難点がある。

洪積世後期, 殊にヴルム氷期中頃の, 今から3万年前までは,  $10^3$ 年の目盛で時代区分, 気候, 氷河, 海水面変化, 文化階梯, 地質現象が編年されている (湊・井尻, 1965, 1966, Flint, 1957)。

北見地方には, 火山灰及びその二次堆積層の台地が広く発達し, これに縁どられた第三紀及びジュラ紀層の山地がある。この火山灰の大部分は, 阿寒カルデラ形成期 ( $29\sim 31 \times 10^3$ 年前) から摩周火山の活動期 ( $7 \times 10^3$ 年前) のものである (勝井・佐藤, 1963)。この間, トッタベツ氷期 II, III の寒冷期には, 海水面は  $-130$  m,  $-70$  m と低下し, 間氷期の温暖期には, 雪線の急速な後退によって大量の土砂を流下している。

一方, 白滝には  $21.0 \times 10^3$  年前, 湧別, 遠軽には  $13.5 \times 10^3$  年前に, 白滝文化層を作った古代人が, 寒冷環境に居住していた。これは,  $9.0\sim 7.2 \times 10^3$  年前の北見, 常呂の縄文時代の古代人が温暖環境に居住した以前の事である。これら古代人が住んで居た頃の北見地方の地形及び海岸線はどうであったか, 地質現象と結びつけて, その進化の過程を考える。

その手段として用いた地形復元は, 5万分の1地形図を出発点として, 作図によった。以下, これまでの段階で得られた若干の地形学的問題点を列挙する。



図1 北見地方の火山砕屑堆積層の分布 (勝井・佐藤-1963による)

Fig. 1. Distribution of volcanoclastic rocks in Kitami Region.

## 2. 地形復元の作図

原地形を求める為に、現在地形の等高線の凸点を結ぶ手法が用いられているが (Troeh, 1965, 水谷, 1970, 村野, 1963), 従来の文献の多くは数理的取扱いに適した模型的地形によっている事と, 原地形から現在地形に至った期間の挙動に触れていない事から, 地質年代をスケールに置いた地形復元としては難点がある。

降水による地表の風化生成物の除去は, 平面乃至凸面の斜面では表層流による。表層流は凹面の斜面の底線に集まり, 流路を作り, 流路は河食によって下刻される。従って, 凸面斜面の凸点を結んだ稜線, 支稜線では, 降水による除去は最少であり, 凹面の底線を結んだ流路に向って累増する。稜線, 支稜線の侵食低下の価は求め難いが, これと流路の低下の相対的な差は, 等高線の凹凸の差で表現される。

等高線間隔  $x$  の地形図  $C_0$  で, 等高線上の  $H_1, H_2, H_3, \dots$  を結んだ沢があるとするとする。その沢を挟んで二支稜があり, 単位凹面地形を作っている (図 2)。この凹面の侵食地形は沢の下刻により, 斜面及び沢頭に進行する。この地形の復元は, 逆に沢及び斜面を埋戻す事によって行なわれる。沢底の最大値  $x$  から, 支稜線の 0 まで, 等高線の曲線に調和して漸移する値で埋戻しを行なう。

即ち, 地形図  $C_0$  の支稜線上の  $H_1+x, H_2+x, H_3+x, \dots$  と沢底の  $H_1, H_2, H_3, \dots$

$\dots$  を各等高線間において, 漸移させて結んで作った, 新しい等高線を持つ地形図  $C_1$  は, 沢底を  $x$  埋戻した復元地形を現わしている。

進行性の現象である侵食作用の, より精密な復元を行なうためには,  $x$  が小さい程よいが, 実際には, 5 万分の 1 地形図で 20 m, 2.5 万分の 1 地形図で 10 m である。従って, 狭い範囲について, 更に良い結果を得るには, 航空写真により, 縮尺の大きな地形図を作り,  $x = 1$  m にする。

次いで,  $C_1$  地形図を基にして, 同じ操作を行ない,  $C_2, C_3, \dots$  と新しい地形図を作っていくと, ある段階で, 特定の範囲の新しい等高線は, 凹面を消して, 直線又は凸面となり, その範囲では等高線は平行となって, 以降変化がなくなる。そして, この範囲では, 等高線が安定する。この時点でこの範囲の地形は原地形に復元されたとする。一般の地形では  $x = 20$  m の地形図で, 20 m 毎に 5 回復元した結果と, 同じ地形図の 100 m 毎の等高線で 1 回復元した結果は, 著しい差が生じる。この差を無視するには, 典型的な成層火山が模型として用いられ

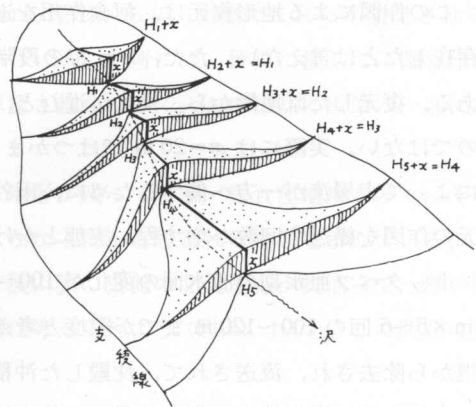


図 2 地形復元のための埋戻作業

Fig. 2. Graphical restoration method of eroded topography.

る(水谷, 1970)。

この埋戻し作業を更に繰返すと、総ての地形は安定し、平坦面(単斜又は水平な)と、凸面のみで囲まれた山塊の組合わせとなる。この山塊の水平断面が円の場合は図

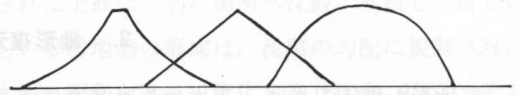


図3 安定した山塊の模型的原地形  
Fig. 3. Models of original stable mountain form.

3の何れかの形に属し、水谷等の数式が適用出来るが、一般には、円とは限らない。

今、問題としている北見地方の洪積世の終わりから後の地形進化を考える場合、古い時代の山塊まで原地形に復元する必要はなく、火山碎屑堆積物とその二次堆積物の原地形を復元させればよい。そして、その時点の古い時代の岩石からなる山塊の地形を知る事、及びその時点以降、どのように侵食されて、今日の姿になったかが分れば充分である。

この作図による地形復元は、河食作用を逆転させているので、作図で復元された地形が必ず存在したとは言えない。ただ、 $x$  m 毎の段階で侵食を逆転させると、こうなった、と言う事である。復元した原地形から、侵食が進むと、必ず今日の地形になると言う程、自然は単純なものではない。実際には  $x=20$  m ではつかまえ切れない要素が多分にある。径数 mm の障害物によって表層流が一方へ偏するために、雨谷を刻む原因となる事もある。よって、この地形復元の作図を繰返す回数が増す程、実態とかけ離れる危険が累増する。

トッタベツ亜氷期の海面の変化が 100~130 m であった事から、この作図による復元も 20 m  $\times$  5~6 回の 100~120 m までが限度と考えてよいようである。この範囲なら、侵食により山塊から除去され、流送されて、沈殿した沖積層との収支も結びつけられよう。

古網走湾の海岸線も、復元結果は、他の地質現象からの推論とよく一致している。

### 3. 寒冷環境を暗示する地形——雪食窪

トッタベツ亜氷期 II, III, すなわちヴルム氷期第 III, IV 亜氷期には、日高山系は山岳氷河を頂き、トッタベツ岳を標式地とする圏谷、氷堆石が作られた。この最寒冷期 (17~25  $\times 10^3$  年前) の雪線高度は、今日より 1,600 m 低かったとされている(湊, 1966, 小林・榎根, 1970) から、当時の日高山系の雪線は 400 m P. S. L. (現海面) 位とみられる。平均気温低下率によると、10~11°C の気温低下となり、ヨーロッパ、北米の中緯度圏でのこの氷期の気温低下が 8~13°C であった事と符合する。

今日の帯広の年間平均気温は北見より約 1°C 高い事、そして当時のオホーツク海の結氷状態を考えると、この気温差は更に大きかったと見られるから、当時北見地方での雪線は更に 200~250 m 低く 150~200 m P. S. L. 位にあったと考えられる。この高度は、北見地方に発達する火山碎屑物の二次堆積層の上限に相当する。

阿寒カルデラ形成に伴われた火山碎屑堆積物 (32  $\times 10^3$  年前, ゲトワイゲル間氷期) の上に積った寒冷期の雪原の縁辺部では、夏期には、下底が昼間多湿となり、融雪流は泥流を流し、

夜間は凍結して岩石の粉碎を行ない、solifluction と rill wash が行なわれた。その特長として粘土を失った分級の進んだ細砂が、雪線の周縁に段丘状に堆積した。

アレレード期(札内川扇状地堆積時代,  $11.0\sim 12.0\times 10^3$ 年前)の温暖期に入ると、急激な融雪は雪線を後退させ、露出した火山碎屑堆積物及び雪線縁辺の堆積物を、大量の濃い泥流の形で押し出し、北見地方で  $130\sim 150$  m P. S. L. に平坦面を持つ広い二次堆積層を作った。

Rock drumlin 状の北見市付近に点在するジュラ紀層の丘群は、この泥流の中の島となっていた。

白滝文化層と縄文時代間の断絶 ( $9.4\sim 11.8\times 10^3$ 年前)は、この融雪による激しい泥流の時代におこったと考えられる。

チミケップ湖を中心とする山塊、仁頃山山塊、湧別川流域には、地形図上  $300\sim 400$  m P. S. L. の所に雪食窪 nivation niche と考えられる地形があり、実際にこれらが望見される。瀬戸瀬山 (900.6 m) の東側、北方の  $700\sim 800$  m P. S. L. の所には、稜線に接して、圈谷崖に似た半円形の急崖が発達しているが、氷堆石が確認されないので、この標高の雪原の一部に氷河が存在したかどうかは断言出来ない。

武利川の兩岸には氷食谷地形と考えられる地形が残って居り、雪食窪地形も多く、その谷頭の武華山、武利岳の東側は、氷河の頭部ではなかったかと思われる地形を示している。

偏西風で運ばれた日本海側からの雪が、背稜山脈の東側の北見地方へ吹溜って、厚い雪原を作り、一部に氷河が作られる条件があった事は考えられよう (Flint, 1957)。この問題は稿を改めて記載する予定である。

$10\times 10^3$ 年前沖積世に入ってから、温暖な気候と寒冷な気候が交互にあった事は、古網走湾、網走湖の貝類の変化から明らかにされているが(湊, 1966)、洪積世末の激しい変動に較べると、非常に平穏になっている。

作図による地形復元で、北見地方の二次泥流堆積面と、雪食窪について、次のような事が示される。

二次泥流堆積層は、雨谷から進化した密な侵食谷で刻みこまれて居り、美幌の南方では、典型的な悪地地形を作っている。この範囲の大部分は、 $20\text{ m}\times 3$ 回の復元作図で平坦面となり、新しい等高線は安定する。侵食期間は  $10\times 10^3$ 年であるから、二次泥流堆積層は、原地形から  $0.6\text{ cm/年}$ の割合で、侵食をこうむって、今日の姿に至ったと言える\*。この範囲に対する  $20\text{ m}$ の復元は  $3.3\times 10^3$ 年に相当する。

同じ復元作図で、ジュラ紀層の山塊は、 $20\text{ m}\times 7$ 回繰返しても、今日みられる主な沢は依然残る。と言う事は、 $23\times 10^3$ 年前(トッタベツ亜氷期 II)、そこには、すでに今日の地形に近い凹凸があった事となり、そこに雪食窪が作られる場所を持っていた事になる。

\* 大湊川上流の成層シラスの土砂生産量は  $744\text{ m}^3/\text{km}^2$ と矢野(1964)は計算している。これを「1カ年の生産量」とすると、 $0.74\text{ cm/年}$ となる。

#### 4. 網走湖の歴史

古網走湾は、中新世の津別層群の堆積盆を引き継いだ。古網走湾は、今日の能取湖と網走湖を併せ、津別付近まで湾入し、藻琴山、木禽岳が湾頭に聳えていた。オホーツク海に出る湾口の西北縁は、古佐呂間湾とを境する、ジュラ紀層の半島が突出し、半島の先端から湾の内側は、丘陵状に津別層が縁取っていた。この半島の東、約10 kmの沖合には、主として津別層から成る、低い二つの島が並んでいた(図4)。

阿寒カルデラ形成に伴う、多量の火山碎屑岩の降下、泥流は木禽岳～藻琴山の斜面を広く100～150 mの厚さで覆い、広大な裾野を作り、沖合にあった二つの島は半島と化した。この時の海水面は120 m P. S. L. 位にあった。

ジュラ紀層の半島の南側も、かつては古網走湾が入りこみ、常呂川の古流路の低地として、狭い水路で囲まれた島であったが、アレード期の融雪でもたらされた二次堆積層で埋立てられ、今日の端野～美幌間の丘陵地を作った。

以降、屈斜路外輪山、木禽岳の斜面は、表層流侵食、雨谷侵食を主とした侵食をうけ、流下した大量の土砂は、オホーツク海の沿岸潮流と湾内環流による漂流作用によって、半島先端から東南に延びる砂嘴を作り、その結果環流が衰えると、湾内に砂嘴を作り、網走湖と能取湖を切断し、能取湖も海から隔てられた。能取湖との切断後は、網走湖の水は、砂洲で結ばれていた二つの島の間に排水路を求め、今日の網走川の河口が作られた。

端野～美幌間の台地は、以降の侵食を十分にさせる背後の集水盆がないため、外輪山斜面の火山灰地帯に較べて、侵食低下がおくれている。

古網走湾が埋立てられて網走湖となった頃(11～12×10<sup>3</sup>年前)の、融雪によって運ばれた侵食土砂生産量は莫大なもので、直接降下したものより遙かに多く、分級された砂質の泥流として流搬され、層理のない厚い砂層として堆積した。これより後(4～7.5×10<sup>3</sup>年前)の二次堆積層は、堆積年輪を示す1～3 cmの厚さの層理を示している。

古佐呂間湾も、古網走湾と似た経過をとって居り、かつては、オホーツク海岸は島が点在し、海岸線の屈曲が著しかったと考えられる(図5)。古佐呂間湾の場合、その埋立に用いられた土砂は、留込薬側から峠を越して計呂地川、床丹川の低地に流入した火山碎屑岩の二次泥流と、仁頃盆地から溢れて流入した二次泥流を源とするので、古網走湾の場合に較べて供給量が限定されていたため、常呂川を除いて、以北西、湧別川までの河川の搬出土砂の供給は急減した。そこで、海水面の連続した上昇によって堡洲が佐呂間湖を形成したのみで、古網走湾のような、甚だしい変化はなかった、と考えられる(Strahler, 1966, Thornbury, 1954)。

地形復元の作図によると、古網走湾の海岸線の変動の歴史が図化出来る。20 m×6回の復元で、湾口に二つの島を持つ古網走湾が作られるが、これは20×10<sup>3</sup>年前(ヴルム氷期第III亜氷期)の事である。

古網走湾の貝類が、アサリ、カキ貝、シジミ貝、ヌマ貝と変わって居り、これが縄文時代の事であるから(湊, 1966), 白滝文化時代には、オホーツク海岸は未だ島と屈曲の多い時代であったと言えよう。その寒冷期にはオホーツク海は、今のカムチャツカ半島の西側のように1年の8~9カ月は水でとざされ、そのため、十勝方面との気温差も今日より大きく、雪原は海岸近くの低地まで延びていたであろう。白滝文化時代の古代人は、このような環境で生活していた。

### 5. チミケップ湖の歴史

網走川の支流チミケップ川の水源に、チミケップ湖がある。チミケップ湖は二又断層(山口・沢村, 1965, 橋本, 1957)の西側に沿う周囲6 kmの湖である。この湖の南方、ケミチャップ川との分水界付近には、河床堆積物があり、この湖がかつてはケミチャップ川へ流れていたのが、後にチミケップ川へ流路を変えた証拠であるとされている(山口・沢村, 1965)。

二又断層は白堊紀堆積後、第三紀層の堆積前を主たる形成期とし、断層の東側が沈下を続け、古網走湾に中新世の津別層群の堆積盆を作った。

洪積世には、木禽岳溶岩流と、阿寒カルデラ形成の際の酸性安山岩の火山砕屑岩の堆積がある。沖積世に入って、160~180 m P. S. L. の高位段丘と40~120 m P. S. L. の低位段丘で示される海水面の変化があった(山口・沢村, 1965)。

チミケップ湖は、以上のように洪積世以降流路の変化をしたとされているが、地形復元の作図作業からも、この事実が認められる。

チミケップ湖の水面は約300 m P. S. L. である。300 m 等高線の成長過程(図6)を現地形を20 m×7回復元した過程からみると、チミケップ湖は次のような歴史を経過して今日に至ったと考えられる。

阿寒カルデラ形成以前には、二又断層に沿って、古二又川が北流していて、開成で常呂川に合していた。その水源は今日の二又盆地の所にあった高原湿地帯で、南側には坊主山がありその南側の高原湿地帯は陸別川の水源となっていた。

当時の古二又湖の水面は370 m P. S. L. チミケップ湖の水面は350 m P. S. L. 位であったらう。

古二又川の下流部が阿寒カルデラ形成に伴う厚い火山砕屑岩の降下と泥流で堰止められると(29~30×10<sup>3</sup>年前)、古チミケップ湖の水面は上昇して南流し、古二又湖へ流下し、古二又湖全体が、陸別川の水源となった。

次いで古網走湾に注ぐ、流路延長の短いケミチャップ川の侵食頭が延びて、300 m P. S. L. で二又に達し、古二又湖を陸別川から争奪し、流路の下刻は急進して、200 m P. S. L. まで下り、古二又湖は姿を消して、二又盆地となった。

これよりおくれ、チミケップ川の侵食頭も340 m P. S. L. で古チミケップ湖に達し、ケ

ミチャップ川から、チミケップ湖を争奪し、今日の 300 m P. S. L. まで水位を低下した。

火山砕屑堆積物で堰止められた古二又川の古い流路のあった所は、ポンタツゴブ川が争奪し、侵食頭はこれと交叉して更に西へ延びた。そして古二又川は全くその旧態を失い、開成峠以北に幅広い谷型を残すのみとなった。

古二又湖、古チミケップ湖共に、かつては恐らくは寒地環境の高原湿地帯であって、東側を境する二又断層によって、当初から規制されていたらしい。チミケップ湖の誕生が、二又断層の形成と直接的な関係があるとする、今日その姿を残している、我国では例の少ない断層湖の一例とみてよいようである。

## 6. 流路の変更と争奪

チミケップ湖の歴史にみられるような、複雑な流路の変更の外に、仁頃山塊の北部には、著しい流路争奪の跡がみられる(図7の左上部)。

仁頃盆地に流下しているルクシニコロ沢の上流部は、かつては、佐呂間川の支流として北流していたものが、ルクシニコロ沢の急速な下刻で争奪され、その侵食頭は、旧流路と交叉して更に西へ延びている。この状態は、5万分の1地形図でも判読出来るが、地形復元の作図作業では、20 m×6回の時に、争奪が行なわれた事が分る。

ジュラ紀層の仁頃山塊の古い流路のいくつかは、かつては北～北北東に流下していたのが、東東南へ流下する沢で争奪された理由は、二又断層の分歧した北延長部でも、東側が大きく沈下を続けた事を立証している。ルクシニコロ沢の流路の下刻はこの東側の沈下によって促進され、侵食頭が西西北に向って急速に延び、北流していた昔の沢の流路を次々と横切って、西へ進んだ事を示している。

無加川は、アレレード期(11～12×10<sup>3</sup>年前)の融雪による激しい泥流の場となっていた頃には、仁頃盆地に注いでいたが、常呂川の下刻が進み、その支流となり、二次堆積層を峠に残して流路を変更した。この無加川が仁頃盆地に注いでいた頃、一時、仁頃盆地の排水は、仁倉川を横切って佐呂間川の下流へ合していたが、これも東流する流路で争奪された。

この事から、流路争奪の現象は、ジュラ紀層の山塊では、中新世以来、二又断層の変動に伴われて進み、火山砕屑堆積岩の二次堆積層の所では10×10<sup>3</sup>年前位まで、活発に続いたとみられる。

## 7. 結 び

以上述べた、地形復元の作図作業で認められた雪食窪(又は圈谷)、網走湖、佐呂間湖、チミケップ湖の歴史、流路の争奪等の地形現象は、現地調査を行なって確認しないと、立証出来ないものである。現地調査の結果については稿を改めて記載する予定である。

北見地方には、火山砕屑堆積層と言う10<sup>3</sup>年の時間スケールに乗せられる地層と、ジュラ



紀層、第三紀層があるので、その地形作用を時間的に対比出来る。しかし地形復元の作図作業は、回数を重ねると誤差が累増するので、 $20\sim 30\times 10^3$ 年以前に遡る事は危険である。この時間は、阿寒カルデラ形成期、白滝文化層の時代を含んでいるから、少なくとも北見地方の古代人が住んでいた頃の地形までは遡って考える事が可能である。

### 参 考 文 献

- Davis, W. M. (1902): Baselevel, grade and Peneplain. *J. Geol.* 10, pp. 77-111, *Geographical Essays*, pp. 381-412 (Grin & Co. N. Y.).
- Thornbury, W. D. (1954): *Principles of Geomorphology*, pp. 17-32 (John Wiley & Sons, N. Y.).
- Troeh, F. R. (1965): Landform equations fitted to contour maps. *Am. Jour. Sci.*, V 263, pp. 616-627.
- 水谷武司 (1971): 地形計測にもとづく斜面発達の考察, 地学雑誌 Vol. 80, No. 3, pp. 28-46.
- 村野義郎 (1962): 山地における砂石の生産に関する研究, 土研報告, No. 114, pp. 1-46.
- 矢野義男 (1964): 特殊土地地帯の防災工法, pp. 44-69 (山海堂).
- Krynine, D. P., Judd, W. R. (1957); *Principles of Engineering Geology and Geotechnics.*, pp. 450-451 (McGraw-Hill, N. Y.).
- 湊 正雄・井尻正二 (1966): 日本列島, 付表, pp. 1-112 (岩波).
- 井尻正二・湊 正雄 (1965): 地球の歴史, pp. 194-214 (岩波).
- Flint, R. F. (1957): *Glacial and Pleistocene Geology.*, pp. 204-205, 302-313, 366-371 (John Wiley & Sons, N. Y.).
- 小林国夫・榎根 勇 (1970): 地学辞典, p. 98, 586 (平凡社).
- Strahler, A. N. (1960): *Physical Geography*, pp. 530-537 (John Wiley & Sons, N. Y.).
- 山口昇一・沢村孝之助 (1965): 5万分の1地質図幅説明書, 本岐, pp. 1-37 (地質調査所).
- 勝井義雄・佐藤博之 (1963): 5万分の1地質図幅説明書, 藻琴山, pp. 8-33 (地質調査所).

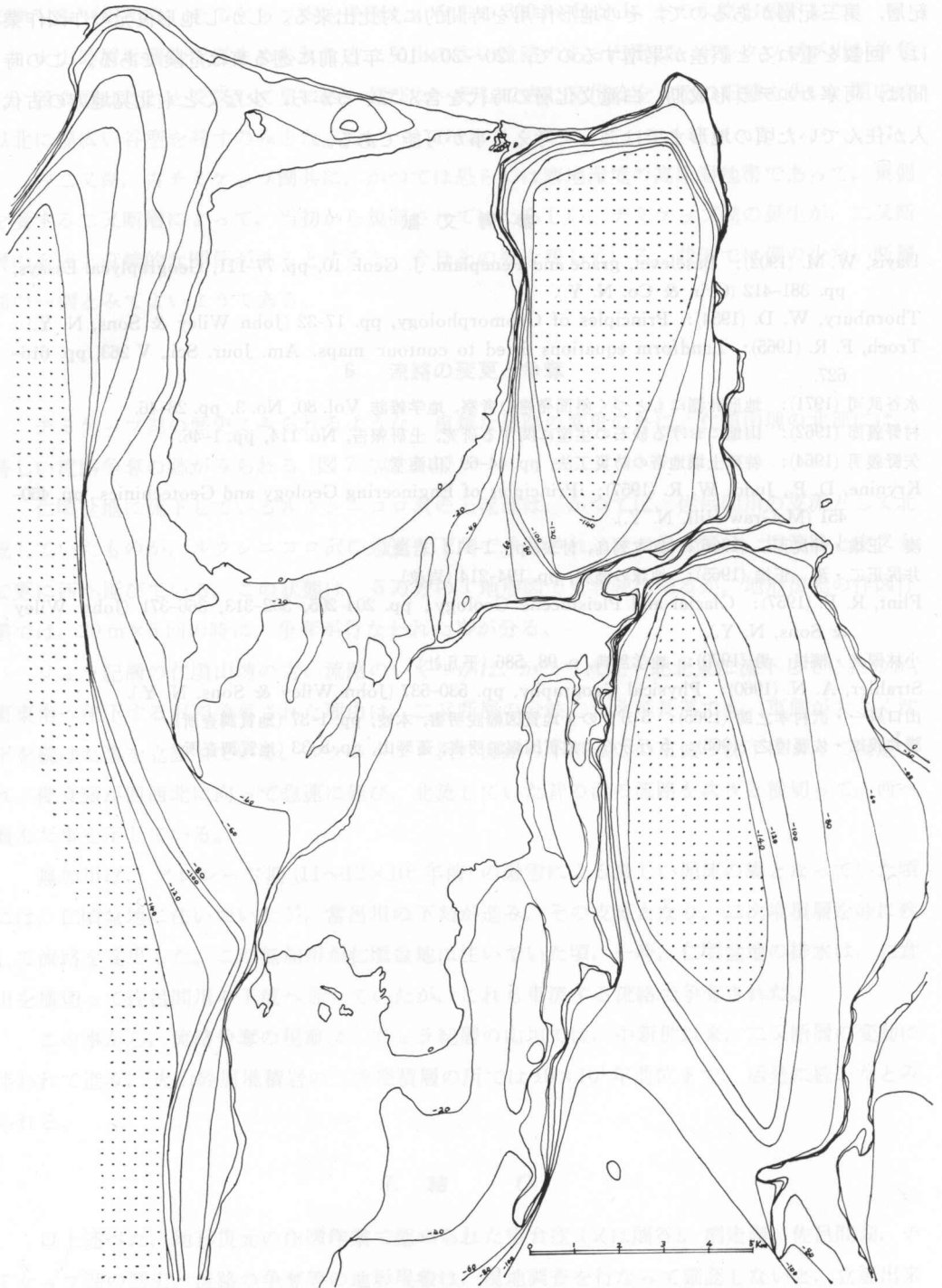


図 4 古網走湾 (-140 m) より現在の網走湖 (0 m) までの変化  
 Fig. 4. Shore line changes of "Old Abashiri Bay" to present Abashiri Lake (-140 m to 0 m)



図 5 古佐呂間湾 (-200 m) より現在の佐呂間湖 (0 m) までの変化  
Fig. 5. Shore line changes of "Old Saroma Bay" to present Saroma Lake (-200 m to 0 m)

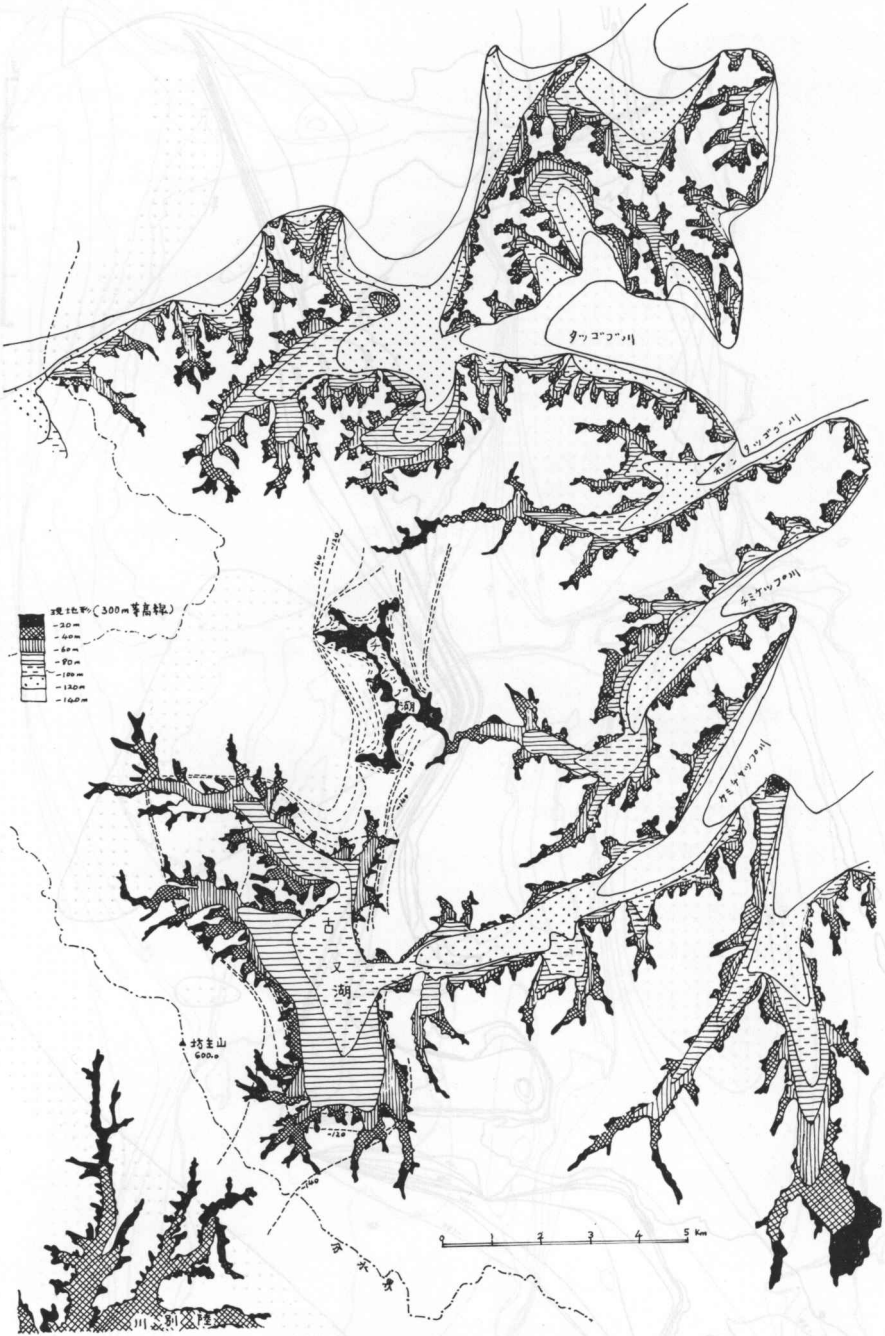


図 6 チミケップ湖の歴史, 300 m 等高線の変化

Fig. 6. History of Chimikeppu Lake, by the progress of 300 m contour line.



図7A Fig. 7A

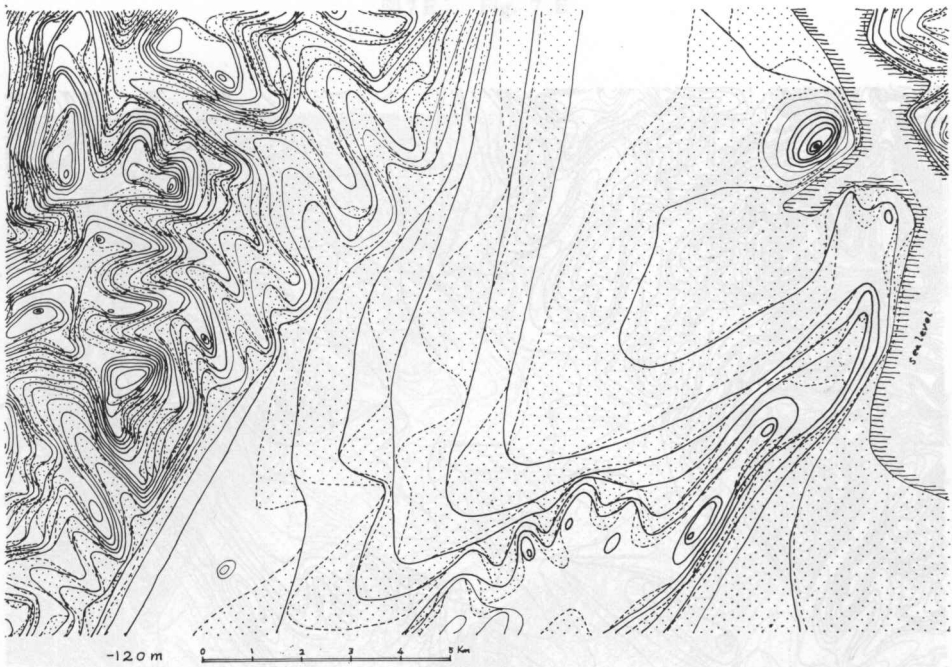


図7B Fig. 7B

図7A-H 仁頃盆地の火山碎屑二次堆積帯とジュラ紀層山地の復元地形 (-140 m) より現在地形 (0 m) までの変化

Fig. 7 A-H Topographical changes of secondary volcaniclastic rock area in Nikoro Basin and Jurassic mountains (-140 m to 0 m)

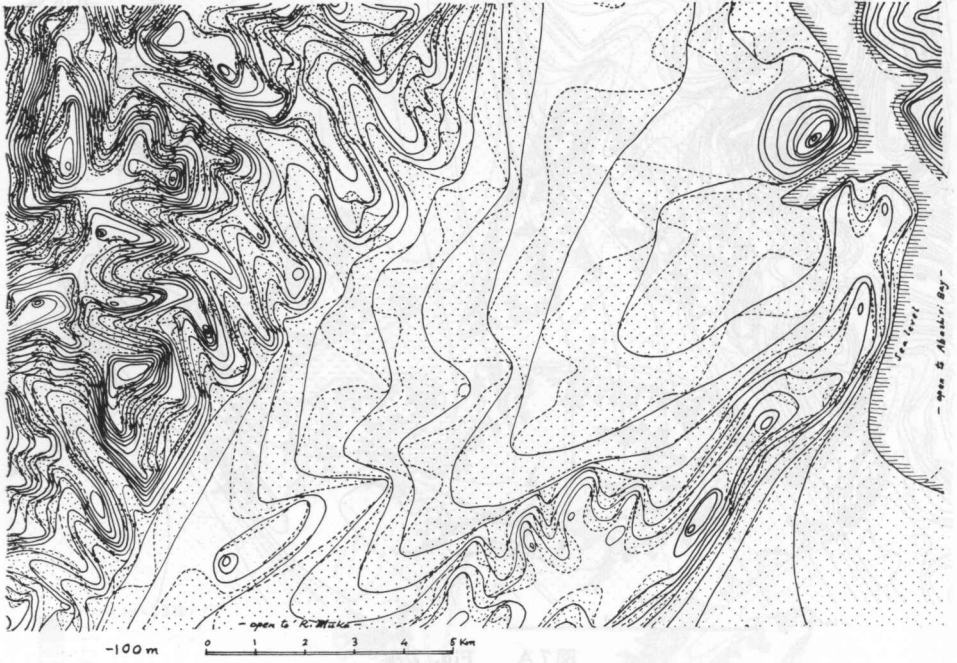


図 7 C Fig. 7 C

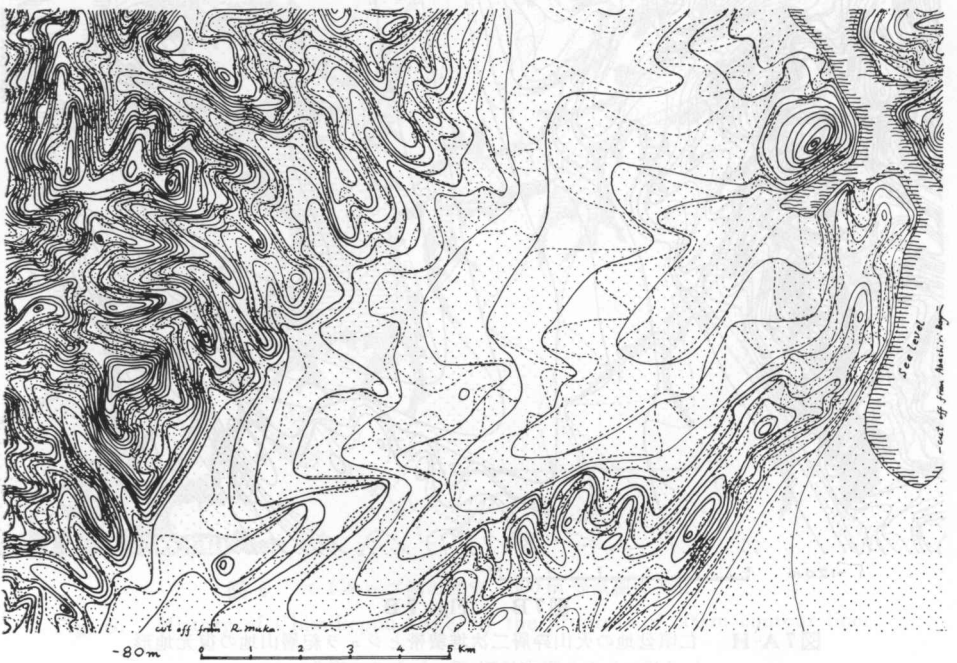


図 7 D Fig. 7 D

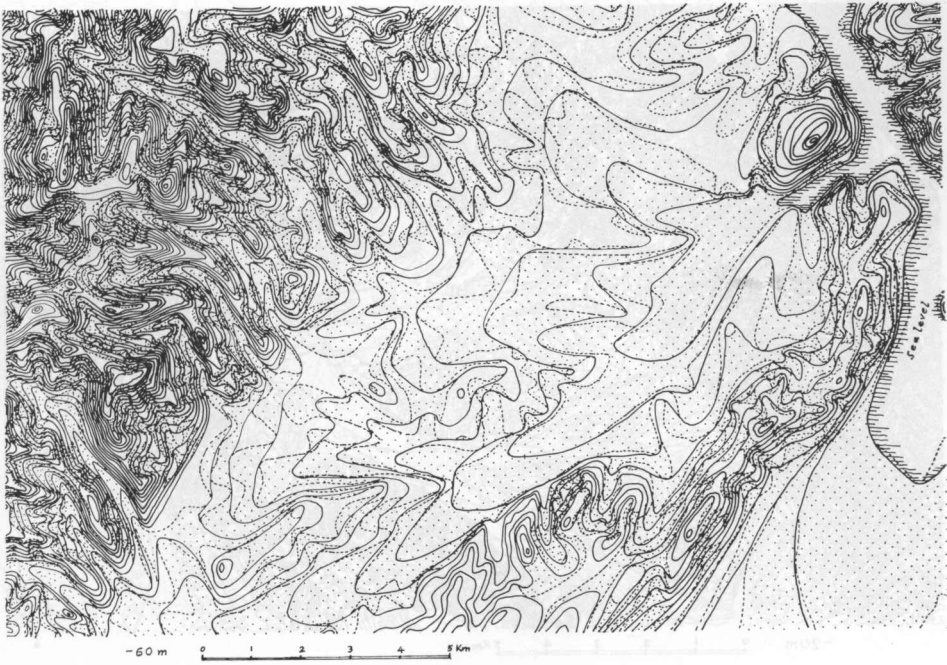


図 7 E Fig. 7 E

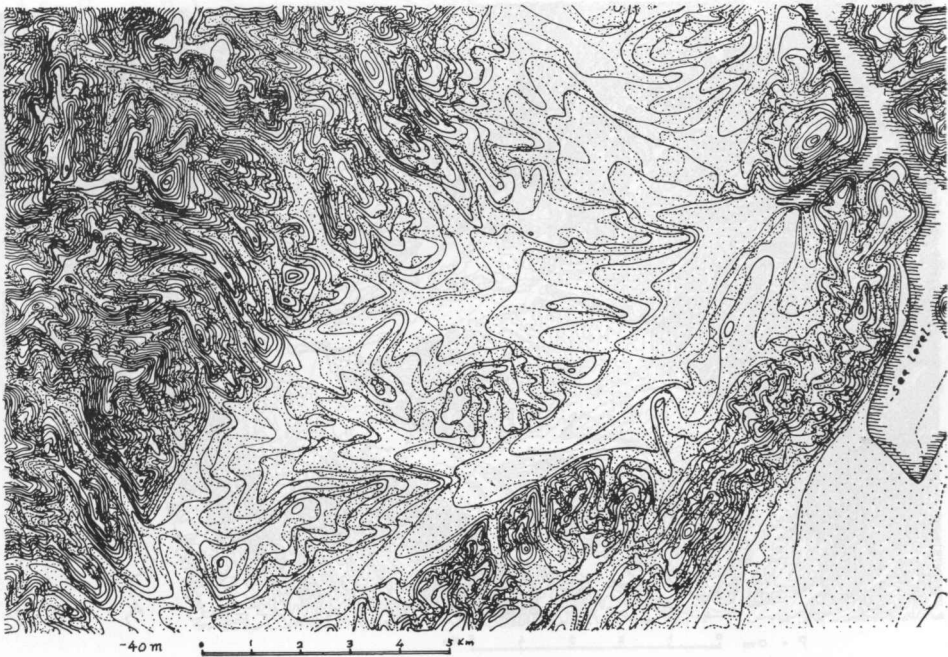


図 7 F Fig. 7 F



図 7 G Fig. 7 G

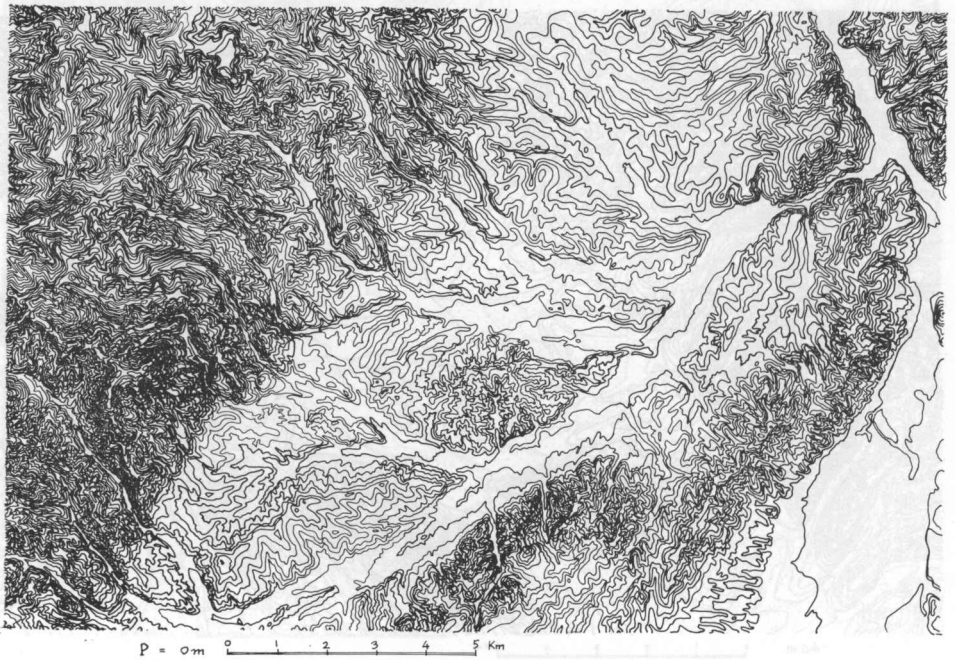


図 7 H Fig. 7 H





図 8 B Fig. 8 B



図 8 A Fig. 8 A

図 8 A-H 美幌南方火山砕屑堆積帯の復元地形 (-140 m) より現在地形 (0 m) までの変化

Fig. 8 A-H Topographic changes of volcaniclastic rock area south of Bihoro (-140 m to 0 m)

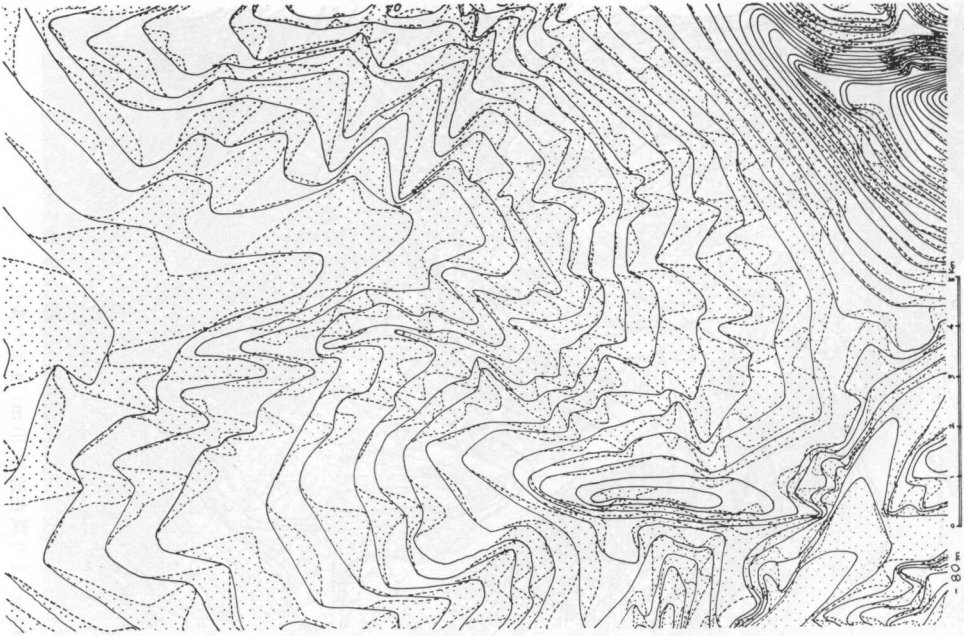


図 8 D Fig. 8 D

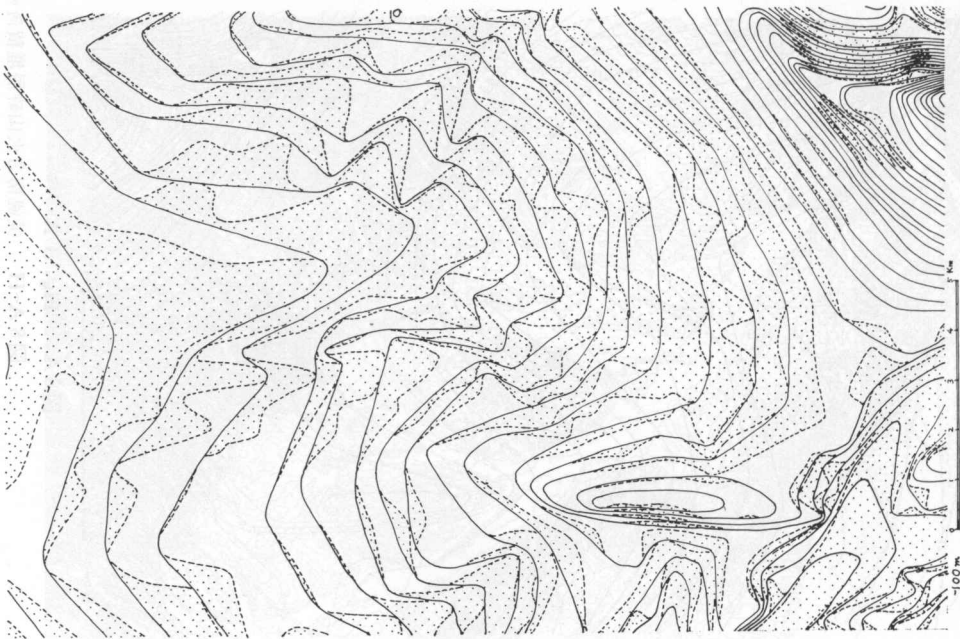


図 8 C Fig. 8 C

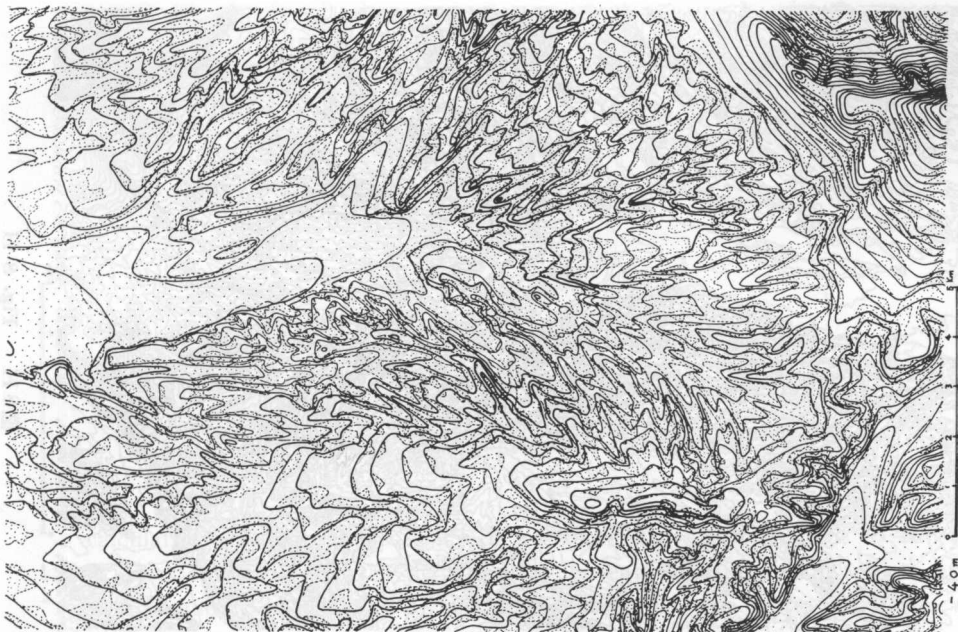


図 8 F Fig. 8 F



図 8 E Fig. 8 E

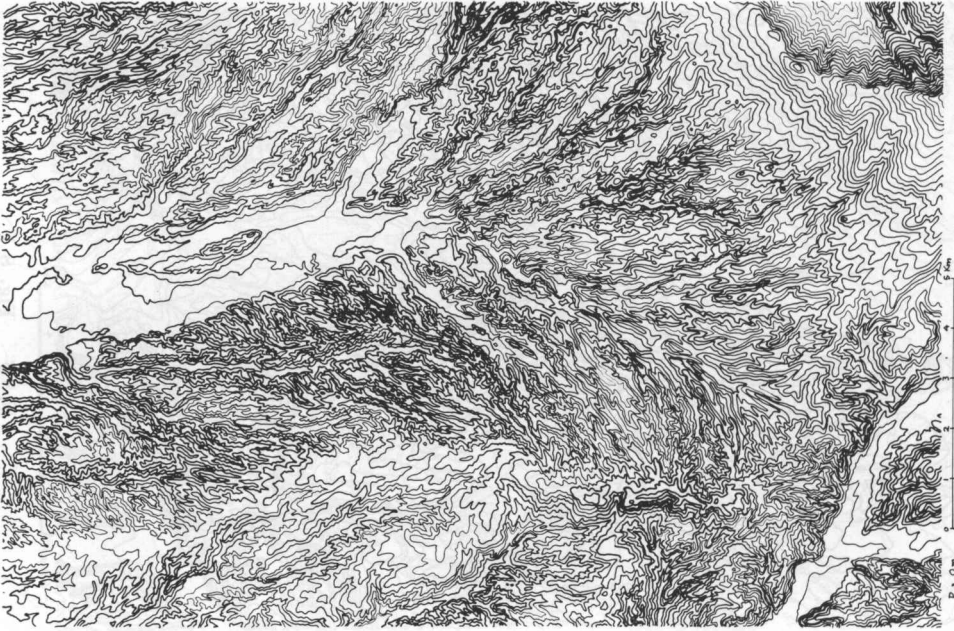


Fig. 8 H

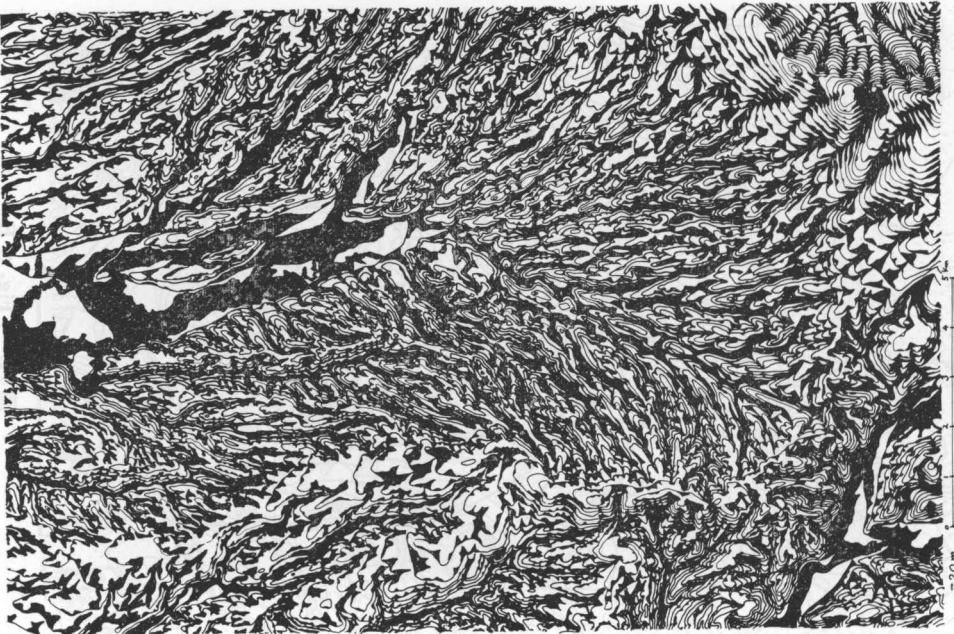


Fig. 8 G