秋田県岩見川流域およびその周辺の段丘について*

内 藤 博 夫**

Terraces along the Iwami River, Akita Prefecture,
Northeast Japan
Hirō NAITŌ

The author investigated terraces developing along the Iwami River, southeast of Akita City. The results are summarized as follows. (Refer to Figure 7, a model cross section of terraces.)

The terrace surfaces of this region are classified into 8 levels. The highest and Tsubakidai (the fourth from the higher) terrace surfaces were formed at the stages of transgression. Each of them is the upper surface of littoral or estuarine deposits about 50m thick. Most of the other terraces are of fluvial origin and top of them consists of a veneer of gravel. Their surfaces were formed at the stages of regression.

The properties of the terraces of this region, near the coast of Japan Sea, resemble to those of some regions on the coast of the Pacific Ocean, where the formation of terraces is often considered to have relations to the glacial eustacy.

1. は し が き

秋田市南東方の雄物川下流部とその支流の岩見川沿いの段丘を調査し、この地域の最近の地形発達過程をある程度明らかにし得たので、ここに報告して御批判を仰ぐ次第である。

この地域の段丘については杉村 (1952)、関 (1956) らの地盤運動との関連について考察した報告があるが、その地形発達については十分明らかではなかった。筆者は東北地方日本海側の各地の地形発達史を明らかにすることを意図して調査を行っているが、いわゆるグリーン・タフ地域というような大きくは1つの構造単位に含まれる地域の中において、比較的大きな河川の下流部の段丘地形という点だけ見ても、かなりの地域差が認められることを重視して、その地域差が第三紀以来の構造運動の一環としての最近の地盤運動の地域差とどのように結びついているかを明らかにしたいと考えている。こ

* この研究の概要は日本地理学会1965年春季大会において報告した。(1965. 5. 11. 受付)

** 東京都立大学理学部 Fac. Sci., Tokyo Metropolitan Univ.

の報告もそのような点を具体的に明らかにするための1つの資料にすることを意図している。

この研究を行うに当っては、佐藤久教授、吉川虎雄教授をはじめ東大地理学教室の方に終始指導して頂いた。とくに鶴見英策氏には卒論の資料を見せて頂いた。また秋田大鉱山学部藤岡一男教授、秋田県狩野豊太郎鉱務課長、石油資源開発KK池辺稔探鉱部次長、同秋田鉱業所木下浩二探鉱課長、東大工学部河井興三助教授には調査地の地質について教えて頂き、かつ資料を見せて頂いた。以上の方々に厚くお礼申上げる。

2. 調査地の地形・地質概要

第1図に調査地周辺の接峯面図と地質構造の概略を示す。秋田平野の南と東には標高60~150mの丘陵地が広く発達し、これを挟んで北には太平山を中心とする1000m前後の山地、南には由利、河辺両郡の境をなす300~400mの低い山地がある。段丘はこれら丘陵地を切って流れる雄物川とその支流沿いに分布する。岩見川沿いでは雄物川との合流点近くから岩見三内にかけて左岸に階段状にかなり連続的に分布する(岩見三内より上流では三内川と大又川に分れるが、なおしばらく上流まで段丘が続く)。一方雄物川沿いでは曲流の内側にとびとびに分布している。秋田平野周辺では雄物川、岩見川沿い以外には秋田市街北東の手形付近から上流の旭川沿いに若干段丘がみられるのみで、秋田平野の大部分は沖積低地によって占められている。

調査地一帯は第三系の比較的緩い褶曲構造の地域で、西縁部を除いて、他の大部分は和田北東の高岡付近を通る北北西—南南東方向の軸をもついわゆる和田(向斜)盆地の中に入る(村山, 1924. 河井, 1948)。向斜の中心部には上部鮮新統鮎川層に対比される亜炭などを含む陸成ないしそれに近い汽水または海成の地層が分布し、両側にしだいに古い地層が出て、岩相も砂岩から頁岩に移行する。調査地西部は軸が末戸台を通るほ

第1図 接峯面と褶曲構造

点線は太平山周辺の花崗岩分布地域界。
秋田県鉱務課(1957)による。

第2図 雄物川下流部および岩見川沿岸の段丘面分布図. 数字は地点番号.

第3図 岩見川沿いの段丘面縦断面図

ぼ南北方向の背斜部に当り中部中新統女川層まで露出する。和田盆地から北東へ太平山地に向つては女川層などを経て下部中新統門前層まで出ており、太平山地の先第三系花崗岩に断層で接している。横手盆地から北西流して来た雄物川も、太平山地から南西流して来た岩見川もこれらの構造を横切って流れている。

3. 雄物川下流部と岩見川沿いの段丘

この地域の段丘は主として和田南方の岩見川左岸を標式地として、上から高位段丘Ⅰ、(段丘面は高位Ⅰ面。以下同様)同Ⅱ、同Ⅲ、椿台段丘、上野台段丘Ⅰ、同Ⅱ、宝竜崎段丘(末戸台北縁部に標式地をおく)、赤平段丘(和田より上流の赤平、曾場の集落がのる段丘)の8つに分けることができる。このうち宝竜崎段丘は主として雄物川沿いに分布し、他は主として岩見川沿いに分布する。第2, 3図に分布図と岩見川沿いの縦断面図を示す、以下各段丘について順次記載する。

1) 高位段丘Ⅰ 和田南方の岩見川左岸に階段状に発達する段丘群の最高位に位置する。標高120m強でわずかながら平坦面の残っている最高位の段丘である。loc. 114, loc. 122で段丘堆積物と思われる新しい堆積物が第三系の泥岩の上ののっているのがみられる。厚さは各々約17mと12m強。砂と礫の互層でシルトを若干挟む。礫が優勢だが pebble が大部分で、マトリックスは石英が多く雲母を含む花崗岩質の粗砂である。最大礫径 30cm 前後で cobble のすくなくない部分もレンズ状に入る。高位Ⅰ面が上記の堆積物の堆積面か、またはそれを若干切つた侵蝕面かははっきりしない。

2) 高位段丘Ⅱ 和田南方で標高90~100m台である。loc. 116で構成物質を見ると上から褐色粘土 1m弱、かなり風化して切れる礫の多い最大径 30cm の礫層 5m、粘土・砂・礫の互層10m、以下第三系泥岩である。上部の大きい礫層は高位Ⅱ面の形成にあずかった段丘礫層と思われるが、その下の互層は高位段丘Ⅰでみられた互層と対比される可能性がある。もしこの対比を認めるとこの互層の厚さは40m強に達する。なお高位段丘Ⅰと同Ⅱの間になお1~2段の段丘がところにより認められるが、分布がわずかで、段丘堆積物も高位段丘Ⅱのそれによく似ているので、一括して図示してある。岩見川より上流の方では大張野の東から岩見三内の東にかけて分布する標高130~160mの段丘

を高位段丘Ⅱに含まれるものとした。いずれも表面から2 m位は褐色粘土で、その下に最大径40~50cmの風化した礫層が出る。段丘堆積物はあまり厚くなく10m前後と思われる。上・下流の対比は下位の段丘との比高と礫の風化度によるものであまり厳密なものではない。

3) 高位段丘Ⅲ 標高80~85mで寺村の東から坂本の南にかけてかなり連続的に分布する。loc.134では泥岩の上にいる厚さ19mの段丘積物の下部5mがみられる。一様な礫層で最大径30cm, 10cm前後のcobbleが多い。マトリックスは石英の多い粗砂。礫種も花崗岩礫が多く50%前後を占め、他は泥岩、凝灰岩、安山岩、流紋岩などである。この礫種組成は岩見川系の各段丘礫層についてほぼ同様である。ただし礫径の小さい部分では花崗岩礫の比率が減る傾向がある。loc.7では最上部の褐色粘土層の下に約3mの礫層がみられる。同じく最大径30cmだがpebbleが多く、loc.134よりやや小さい。マトリックスも同じく粗砂だが、やや風化して粘土分が多い。礫の風化度もloc.134よりやや大きく、花崗岩以外でも凝灰岩、安山岩の一部がもろい。

石油資源開発KKが二の台で掘った数本のshot holeの資料をみると、いずれも段丘堆積物の厚さは17~19mで、最上部2 m位は粘土、以下はほぼ一様な玉石混りの砂利になっている。結局二の台付近の高位段丘Ⅲの段丘堆積物は厚さ18m前後で、そのうち上部2 m位は粘土、以下は最大径30 cm位の礫層とみることができる。

4) 椿台段丘 岩見川左岸椿台では標高60~65 m, 右岸末戸台では45~50m強である。厚い礫・砂・粘土の互層で構成され、椿台面はその堆積面と考えられる。この地層を椿台層と呼ぶことにする。椿台層は第三系を切った谷を埋めて堆積しており、椿台段丘より高い段丘あるいは丘陵にはも

第4図 椿台層の柱状図

(上) 白熊の谷沿い。第三系を切った谷をうめっている。

(下) 末戸台北部。(水平方向のスケールは上だけに通用)

第5図 椿台層基底の高度分布と当時の岩見川の流路

数字は基底高度 (m), 矢印は想定流路 (本文参照).

(1) > 30m と < 20m の境

(2) 椿台段丘より古い段丘と丘陵

られ、砂土 (ないしシルト) は水平な細い層理をなすことが多い。一般に東部では礫が多く、西部では砂・粘土が多い。今のところ貝化石はみつけない。第4図に白熊付近と末戸台北部の柱状図を示す。

椿台層基底の谷の位置をみるために第5図を示す。これを見ると当時の岩見川の谷は高位段丘Ⅲの北に隣接して西に向うが、椿台から先は安養寺の西から大きく北に曲って寺沢の北を通つたか、鹿野戸を経て雄物川に合流したか、2つのルートが考えられる。ところが鹿野戸の西の雄物川左岸の loc. 279で宝竜崎段丘の段丘崖基部にみられる礫層は最大径 24cm, 花崗岩礫の比率44%で、雄物川系よりも明らかに花崗岩礫が多く (雄物川系は同じ位の大きさの礫層で 20% 以下), 岩見川から供給された礫層であることを示している。したがって宝竜崎段丘の段丘礫層ではない。この位置で海拔10m位の高さに岩見川系の礫が供給された時代は段丘分布かかみて椿台層の時しか考えられない (位置からいって椿台層より後ではなく、高さからいって椿台層より前ではない)。したがって上記の2つのルートのうち鹿野戸を通るルートをとった方がよいと考える。

5) 上野台段丘Ⅰ 和田南方では椿台段丘の北側に隣接し、標高40~50m強、末戸台では椿台段丘の南側につき、標高40m前後、上流では大張野で65~80mある。表層の1~2mの粘土質の部分を除くと段丘堆積物は最大径 30cm 前後の礫層である。礫層の厚さはどこでも 5m程度である。

6) 上野台段丘Ⅱ 上野台段丘Ⅰとの比高は末戸台、上野台で5m強、大張野では10m前後である。段丘堆積物の岩相は上野台Ⅰとほぼ同様 (最大礫径は大張野北部で45cm, 岩見三内より上流では60cm以上), 厚さは末戸台から大張野南部までは5m前後

もちろんみられず、より低い段丘崖に露出するときは上に不整合に、より新しい段丘堆積物がのる。分布は白熊から鹿野戸へかけての岩見川左岸と末戸台が主で、他に雄物川左岸や岩見川のより上流にも認められる。厚さは白熊より西で50mは前後で、基底高度は椿台周辺では15m位だが末戸台では不明である (沖積面より低い可能性がある)。岩相は礫・砂・粘土の互層でまれに亜炭を挟む。砂礫の部分ではしばしばクロス・ラミナがみ

だが、大張野北部では13~14mとやや厚くなる。ただし厚い礫層の下部は椿台層に当る可能性が大きい。椿台層は上流では礫が大部分を占めるようになり、より新しい段丘礫層が上にのる場合、それとの区別が難しい。loc. 222 ではすでに境の認定に苦勞している。

7) 宝竜崎段丘 末戸台北縁の宝竜崎付近と雄物川左岸の小山付近に分布する。分布からいうと雄物川左岸の方が広いが、末戸台の方が他の段丘との関係がよくわかるので、宝竜崎の名前をとった。標高は25m前後である。loc. 236 でみると、段丘堆積物の厚さは約8mで、上部1mは砂混りシルト、以下は砂礫層で砂の多い部分と礫の多い部分とが層理をなす。礫は最大径12cmで上野台Ⅰ、Ⅱの段丘礫層に比べて小さい。基底には50cm以下の泥岩の塊が点在する。基盤は椿台層の砂層で不整合面はほぼ水平である。小山付近でもほぼ同様な岩相の堆積物がみられる。厚さは10m以上、下限不明である。これに対比されそうな段、丘およびそれより若干低い段丘が雄物川沿いで最も発達が良い。

8) 赤平段丘 この段丘この段丘は岩見川の赤平よりも上流にだけ分布する。沖積地との比高は岩見三内で13m、曾場で6m、赤平の南で比高を失う。段丘堆積物は厚さ6m以下の礫層で上部に若干細粒物をのせる。最大礫径は岩見三内で60cm強、曾場で45cmで現河床とほぼ変りない。

4. 沖積層について

秋田市街地付近の第四系についてはボーリング資料を用いた狩野(1964)の詳細な報告がある。これによると秋田市街地付近では第三系を切った海拔-70m程度の谷を埋めて第四系が堆積している。層相は粘土ないし砂が主で礫は基底部を除きすくない。途中にとくに不整合らしいところもないので全体がいわゆる沖積層と思われる。埋没段丘は識別されていない。

一方秋田市街の南の仁井田付近では石油資源開発KKのshot holeの資料をみると、国道の北側にある程度の掘りをもって深度21~26m(海拔-14~-19m)に2~4mの厚さの礫層が分布する。その下まで掘ったところでは第三系が出ており(多くは礫層で掘止め)、国道の南では同じ位の深度では粘土か砂が多く礫はほとんどないから、上記礫層が沖積層の中に挟まれるとは考えにくい。沖積層基底の谷ができる以前の段丘礫層と考えるべきであろう。この埋没段丘は岩見川上流の赤平段丘にほぼ対比される(鶴見、1961)。

岩見川沿いのいくつかのボーリング資料から沖積層の厚さ(第三系までの深度)をみると、四ツ小屋(1)で57m、豊成(2)で45m、和田(3)で28m、坂本(4)で20mである(岩相は礫、砂、粘土の互層)。これを縦断面図(第3図)に入れると赤平面の延長より低くなる。これらの点がそれぞれの場所で横断をとったときの最深部に当るとはかぎらないが、とにかく沖積層基底の谷底は赤平面をさらに切込んでいることはたしかである。

第6図 手形山周辺の段丘面分布図

5. 手形付近の段丘

前述のように秋田平野北部では段丘の発達がよくない。なかで秋田市街北東の手形付近には若干の段丘がある。上から第1段丘（標高100m前後）、第2段丘（80m強）、第3段丘（65m）、第4段丘（55m）、第5段丘（35～40m）、第6段丘（20m）の6段が識別できる。第1段丘は手形山の稜線をなし、平坦面はかすかに認められる程度である。第2段丘以下は第1段丘の西側と南側に階段状に分布する。

高位3段の段丘堆積物は最大径30cm強の礫層で上にいくほど風化がすすんでいる。第

1段丘では東側斜面では礫層は厚さ5m位だが西側斜面では10m以上（下限不明）である。第2、第3段丘とも段丘堆積物の厚さは不明である。第4段丘は厚い礫・砂・粘土の互層で構成されている。礫が優勢で（最大径30cm）砂・粘土はレンズ状に挟まれるようである。この互層は第4段丘を構成するほかに、第5段丘の一部において段丘堆積物の基盤となっている。基底高度は20m以下である。岩相や谷を埋めていること、高度などから椿台層に対比できる。したがって第4段丘は椿台段丘に対比される。第5段丘の堆積物は厚さ6～7m、上部1m前後の細粒物を除き、あとは最大径約30cmの礫層である。第6段丘の堆積物もほぼ同様で厚さ3～4mである。

6. 地形発達史の考察

以上の記載をもとにして地形発達史の考察を試みる。

段丘堆積物は次の2つの型にわけられる。A：最大径30cm前後以上の亜円礫を主体とするほぼ一様な礫層。B：礫・砂・粘土の互層でAよりも細粒であり、垂直、水平方向の変化が大きいもの。椿台層、宝竜崎段丘堆積物および高位段丘Ⅰの堆積物がBであり、他の高位段丘Ⅱ、同Ⅲ、上野台段丘Ⅰ、同Ⅱ、赤平段丘の段丘堆積物はAである。厚さはAがおおむね10m以下（高位段丘Ⅲでは18m前後）、Bが椿台層と高位段丘Ⅰで50m前後（後者は記載の項で述べたようにならずしも確かではない）、宝竜崎段丘で前後である。Aは明らかに河川堆積物であり、厚さも考慮して、Aで構成される段丘面は岩見川などによって作られた河成の侵蝕段丘面と考えられる。これに対しBはAよりも運搬力の弱い環境下で堆積したことは明らかであり、岩相からみて浅海ないし河口性の堆積物と考えられる。椿台層の場合には谷を埋めた堆積状態からみて、溺れ谷のようなところに堆積したと考えられ、高位段丘Ⅰの堆積物の場合もほぼ同ようなものであ

第7図 段丘模式断面図

高さは椿台付近のもの。凡例は第4図に同じ。

ろう。いわゆる沖積層もこの範疇に入る。宝竜崎段丘堆積物の場合は深い谷を埋めたというようなものではない。

以上のような段丘面形成過程を相対的な海進海退と結びつけると次のような地形発達史が考えられる。第7図に模式断面図を示す。高度はとくにことわらないかぎり椿台周辺の現在位置で考える。

i) 標高80 m以下の谷が切られる。

ii) 海進があり、この谷を埋めて礫・砂・粘土互層が堆積し、おそらく堆積面として高位Ⅰ面（高位段丘Ⅰの段丘面）(120 m) が形成される。

iii) 海退があり、岩見川が延び出し、下刻を行い、その間の若干の河床安定期に高位Ⅱ面(90m), 高位Ⅲ面(80 m) が形成される。さらに下刻がすすみ、椿台層基底の谷地形ができる。

iv) 海進にうつり、溺れ谷を埋めて椿台層が堆積し、堆積面として椿台面(60m) が形成される。

v) 再び海退が始り、岩見川の下刻がすすみ、その間の河床安定期に上野台Ⅰ面(45 m), 上野台Ⅱ面(35m) が形成される。若干の海進(ないし海退の停止)があり、宝竜崎面(25m) が形成される。さらに海退がつづき、赤平面(-10m?), 沖積層基底の谷底(-30m. 秋田市街地では-70m) ができる。

vi) 海進にうつり、溺れ谷を埋めて沖積層が堆積し、堆積面として沖積面が形成される。

手形地区では第2, 第3段丘面はiii), 第4段丘面はiv), 第5, 第6段丘面はv) の

時期に形成された。第1段丘面はii)かiii)かわからない。

なおこれらの段丘形成過程と関連して、若干気のついた点について述べる。

a) 段丘の分布状態 これまで述べてきたように岩見川系と雄物川系では段丘の分布状態がかなり違っている。岩見川系では左岸(末戸台だけは右岸)に宝竜崎段丘以外の段丘が階段状にかなり連続的に分布するのに対し、雄物川系では宝竜崎段丘が曲流の内側にとびとびに分布する。第2図には相川までしか示していないが、さらに上流に向けて横手盆地の入口まで同様に曲流の内側に段丘が分布し、高度からみて宝竜崎段丘またはそれより若干低い段丘に対比されるものの発達が最もよい。それより高い段丘としては椿台段丘または上野台段丘に対比されそうなものが若干分布する。

このような段丘分布の差がどのような原因に基づくものかは今のところわからない。流路周辺の地質構造という点ではそう大きな違いはないから、おそらく河川自体の性質が効いてくるのではないかと推量している(岩見川の方が勾配が大であり、かつ太平山地から直接出てくるから、横手盆地を通ってくる雄物川より砂礫の供給量も多いと思われる。そのような両者間の差が海進、海退に対する反応や流路の移動の型の差と結びつくのではあるまいか)が、具体的つながりはわからない。ただ岩見川左岸の段丘の階段状配列が北一北西下りの傾動の直接の結果であるとは考えない。これに似た段丘の配列は鷹巣盆地の阿仁川右岸においても認められる(内藤, 1963)。おそらく成因的に何らかの共通性があるのであろう。

b) 表層の細粒物質の風化 段丘堆積物の最上部1~2 m程度はおおむねシルト分の多い細粒物質である。高い段丘ほどこれが赤みを帯びてくる。赤平段丘では薄く1 m以下で砂など粗粒のものが多くのであまり比較できないが、宝竜崎段丘では灰白色に若干褐色を帯びることが多く、ところにより明褐色を呈する。椿台段丘、上野台段丘Ⅰ、同Ⅱでは黒土の下の方の細粒物質のうち上部50~100 cm強が明褐色(7.5 YR 5/6~6/6程度)を呈し、下部は灰白色で境は漸移する。高位段丘Ⅲ以上では細粒物質はおおむね全体が粘土化し明褐色ないしやや赤みを帯びた褐色(5~7.5 YR 5/6~6/6)を呈する。この風化度に伴う色調の差は非常に大まかな対比の場合には使えるのではないのではないかと考える。

c) 丘陵地 この地域には定高性をもった、しかし平坦面を全くもたない丘陵が広く発達するが、その形成過程についてはほとんどわかっていない。ここでは本題からはなれるので詳しくはふれないが、ただ段丘より低い部分がすくなくないことには注意しなければならない。例えば岩見川と太平川に挟まれた部分では東部で高度120 m強、西に低くなり秋田平野に臨むところでは60 m前後になる。この高度は高位段丘Ⅲよりも低い。そして鶴見(1961)によれば西縁部でところにより稜線に砂層がみられるほかは全部第三系で構成され、新しい堆積物はみられない。現在の丘陵稜線をつらねた接峯面が、

かって形成された地形面とするなら、その形成期は地盤運動を考えないかぎり高位Ⅲ面（東部でも高位Ⅱ面）より新しいことになるが、それにしても広い地域にわたって開析がすすみすぎている。また段丘より低いところはここだけではなく、横手盆地・秋田平野間のあちこちに複雑な分布を示すから、低いことをいちいち地盤運動のせいにしていては収拾がつかなくなる。したがって丘陵接峯面は一定の形成期をもつ地形面ではなく、段丘面形成当時はもっと高かったのが、その後の侵蝕によって地形の逆転（吉川, 1947）を起したと考えた方が妥当である。その定高性については別な理由を考えるべきであろう。

7. 他地域との比較

中川（1961）は太平洋沿岸各地に発達する段丘について、その性質を調べて、各地に共通にⅠ～Ⅴ面の5段に分けられるとした。すなわち中川によれば、Ⅰ、Ⅲ、Ⅴの各面は間氷期の海岸平野面およびそれにつらなる河岸平野面で、Ⅰ面は沖積世に、Ⅲ面はリス・ヴュルム間氷期に、Ⅴ面はミンデル・リス間氷期に形成されたものであり、Ⅱ面とⅣ面は氷期に形成されたより勾配の大きい河成面である。

中川があげた各地の例がすべて妥当かどうかは別として、岩見川沿いの段丘はおおむね中川の類型にあてはまる（ただし宝竜崎面だけははみ出る）。すなわち赤平面、上野台Ⅱ面、上野台Ⅰ面が中川のⅡ面に、樺台面がⅢ面に、高位Ⅲ面、高位Ⅱ面がⅣ面に、やや疑問があるが高位Ⅰ面がⅤ面にあたる。

しかしながらこのような類型はすでに雄物川沿いではあてはまらず、さらに日本海にそそぐ他の河川の下流部においてもかならずしも成立しない、このことはこれらの地域の第四紀の地形発達に対して海面変化が決定的な役割は果していず、一様な海面変化に対してもある一定の条件が満足された場合にかぎって中川の型の段丘分布がみられるということを示していると考えられる。一定の条件というのが具体的に何を示すかは今の段階ではいえないが、河川の性質については先に述べた岩見川と雄物川の差や大河川と小河川の海面変化に対する反応の差についての野上（1964）の説が参考になろう。また地盤運動についていうなら、調査地域は地質構造からみれば第三紀末以来隆起の傾向にあるところであり、地域内に大きい高度差をもたらすような構造線はなく、かつ第四紀に入ってから褶曲運動の速度も第三紀以降の褶曲帯の中でとくに速いとはいえない（杉村, 1952）、などの性質があげられる。これらの点についてはさらに各地について詳細に検討していきたい。

引用文献

秋田県鉱務課（1957） 秋田県地質鉱産図。

狩野豊太郎（1964） 秋田市街地域の地形および第四系について。秋田地下資源開発

研究所報告, **30**, 21~34.

河井 興三(1948) 秋田県太平山南西麓地域地質調査報告. PEAC報告(MS).

村山 賢一(1924) 和田油田地質図.

内藤 博夫(1963) 秋田県鷹巣盆地の地形発達史. 地理評, **36** (11), 655~668.

中川 久夫(1961) 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大地古生邦報, **54**, 1~61.

野上 道男(1964) 十勝平野の低位段丘の調査から知り得た海面変化と地形発達史の関係(要旨). 地理評, **37** (6), 271~272.

関 喜四郎(1956) 岩見川中流の河岸段丘. 東北地理, **9** (1), 14~17.

杉村 新(1952) 褶曲運動による地表の変形について. 震研報, **30** (2), 163~178.

鶴見 英策(1961) 秋田の地形発達. 東大地理卒論(MS).

吉川 虎雄(1947) 地形の逆転について—遠州牧の原における実例. 地理評, **21**(1), 10~12.

通知事項 本学会入会手続について

本学会入会希望者は所定の入会申込書(学会事務所: 東大地理学教室内に用意してあります)に必要事項を記入し, 会費800円を納めて下さい.

第四紀研究バックナンバー希望の方は前金で学会事務所にお申込み下さい(送料不要).

巻	号	在庫数	売価	巻	号	在庫数	売価
1	1	0	—	2	1	63	220
	2	33	170円		2/3	71	380
	3	33	170		4/5	57	380
	4	40	170		6	78	350
	5	44	170	3	1/2	13	750
	6	74	170		3	68	350
	7	44	170		4	137	400
					5	107	400
				名簿		136	100

第1巻(1号を含む)第2巻一揃売分は品切

以上1965年6月27日現在