

日高山脈周辺の活断層について

On the Active Faults around the Hidaka Range, Hokkaido, Japan

小 野 有 五*

Yugo ONO

I はじめに

活断層に関する研究は近年ますます盛んになりつつあり、特に防災的な観点からもその研究の重要性が強調されてきている。最近の研究については、すでに松田・岡田(1968)、藤田・太田(1977)などによってまとめられているように、活断層の分布やその変位量、平均変位速度の解明に主力が注がれており、全国的な規模での活断層の分布図も近く公刊される予定になっている(活断層研究会, 1980)。この活断層地図「日本の活動層——分布図と資料」は、日本で初めての20万分の1スケールでの日本全国にわたる活断層分布図であり、貝塚(1979)によって述べられているように、全国を一律な基準と精度で網羅した点において、画期的なものである。幸いにして筆者も1979年度に、活断層研究会の一員として活断層地図の作成に参加する機会を得た。活断層地図の作成に至るまでの方法論的問題や、図化に当たっての実際的な問題については、上述の刊行物の中で詳しく述べられるはずであるからここではふれない。本論では筆者が担当した北海道日高山脈地域について、筆者の分析結果と最終的な活断層地図との対照を行ない、この地域の活断層を論ずる上で生じたいくつかの問題点を述べて諸賢の御批判を仰ぎたいと考える。

II 活断層の定義に関する問題

活断層の定義は研究者によってさまざまである

* 筑波大学水理実験センター・地球科学系

が、多田(1927)によって述べられた「極めて近き時代まで地殻運動を繰返した断層であり、今後もお活動すべき可能性の大いなる断層」という定義が用いられることが多い。しかし活断層の活動期の範囲を第四紀全体とするか、第四紀後半とするか、あるいは完新世に限るかは研究者や研究機関によってまちまちであり、必ずしも統一がとれていないのが現状である。活断層研究会では、第四紀を通じて日本ではほぼ現在と同じ広域地殻応力が支配していたとの仮定にたって、第四紀に活動した断層をすべて活断層とする定義が採用された。ところで活断層のもう一つの重要な条件は、今後もお活動する可能性が極めて大きいということである。しかしこのことと先の活断層の定義とは必ずしも直接的な関連をもつものではない。なぜならば、第四紀に活動したことが確実であっても、その断層が今後大きな地震を生じ得るような活動をするか否かは一義的には決められないからである。

そこで活断層を認定する上での第一の問題は、上述した活断層であるための二つの条件のどちらに重点をおくのかという問題に関わってくるであろう。第一の条件を重視するならば、第四紀に活動した断層は将来も活動する可能性が大きいということですから活断層と認定されることになり、いっぽう第二の条件を重視するならば、第四紀に活動した断層であっても、今後なお活動する可能性が小さければ活断層とは認められないことになる。活断層研究会では、後者の立場、すなわち今

後の活動の可能性の大小によって最終的な活断層の認定が行なわれたように思われる。すなわち松田ほか (1977) によって述べられているように、火山の成長に伴って生じた断層や地回り性ないし重力性の断層、また大きな活断層系を構成する個々の断層などのなかには今後再活動しないと考えられるものがあるので、それらは第四紀に活動したことが確実であっても、活動層からは除外すべきだというのである。

第1表には松田ほか (1977) によって提唱され、活断層研究会 (1980) によってほぼ踏襲された、活断層認定の確実度の基準を示す。しかしこの確実度の基準は、先に述べた第二の条件を重視する立場とは明らかに矛盾している。なぜならば、火山の成長に伴う断層や、地回り性、重力性の断層は火山原面などのはっきりとした基準地形 (松田ほか, 1977) を変位させていることが多いので、この基準に従えば確実度はⅠになるにもかかわらず、それらは逆に活断層から除外されなければならないからである。またこの基準では、断層が将来も活動するという活断層の反復性と、その確実度との対応関係が必ずしも明確になっているとは言い難い。そこで、第2の条件を重視する立場に立った確実度の基準をつくれれば、第2表のようなものになるであろう。活断層研究会による活断層の認定は、実際には第1表ではなく第2表に近い基準を念頭において行なわれているように思われる。少なくとも本論文の第1図に太い実線や破線で引かれた活断層は、そのような基準で認定されたものである。

垣見 (1979) も述べているように、活断層の認定、すなわち断層の将来の活動性を認定する基準としては、最近の時代における活動の反復性が最も重要である。第2表の確実度Ⅰの断層は、言いかえるならば、(1)第四紀における変位の累積性が確実なことによってその反復性が確かめられているか、あるいはまた、(2)歴史時代にすでにある再現期間をもって地震を生じさせていて、その反復性が実証されている断層だけを含んでいることになる。阿寺断層 (Sugimura and Matsuda, 1965;

第1表

確実度	基 準
Ⅰ	①確かな基準地形が存在し、②それが確実に変位しているのが認められるもの
Ⅱ	上記①または②の事項の確実性が不十分なもの、決定的な資料はないが変位の向き の推定は可能なもの
Ⅲ	より不確かな、活断層の疑いのあるリニアメント。変位の向きが明らかなでないもの

活断層の確実度 (松田ほか, 1977による)

第2表

確実度	基 準
Ⅰ	確かな基準地形が存在し、それを変位させているだけでなく、変位の累積性が確実であるか、または歴史時代に大地震を発生して活動したことが知られているもの。
Ⅱ	確かな基準地形が存在し、それを変位させていたり、または地質的に断層が確認されていて新鮮な破砕帯がみられることもあるが、変位の累積性が不確実なもの。火山の成長に伴う断層や地回り性・重力性の断層を含めない。
Ⅲ	地質的に断層が確認されており、新鮮な破砕帯がみられることもあるが、断層の両側での基準地形の認定が不確実なために断層による変位が確かめられないもの。

“将来活動する可能性の確実さ”を重視した活断層の確実度

岡田, 1966 など) や中央構造線 (岡田, 1968, 1970, など) のように、第四紀を通じて変位の累積性がみられるにもかかわらず、歴史時代に入って大地震を起こしていない断層は、(1)の例であり、ほぼ1000年程度の再活動期間で濃尾地震や北伊豆地震を発生させて断層系 (松田, 1979) の場合は、(2)の例に相当する。活断層を地震予知という立場から見れば、(1)のような断層のうちで再現期間が数千年より短いものが、近い将来活動する可能性が最も大きい、“地震危険度の高い活断層” (岡田・安藤, 1979) であることは言うまでもない。活断層であるか否かは、将来そこから地震が生じる可能性を最も問題とすべきなのであるから、上述した

ような確実度Ⅰの基準は、したがって活断層として最もふさわしい断層だけを抽出する上で有効だと言い得るであろう。

確実度Ⅱの活断層は、たとえば河成段丘面や海成段丘面を変位させているが、いくつもの地形面を切っていないかたり地形面が新しかったりして、変位の累積性が確認されないような断層である。第四紀初期の堆積物を切る断層が第四紀中期～後期初頭の地形面や堆積物などで被覆され、断層がこれらの被覆層を切っていない場合（岡田・安藤，1979）には、被覆層形成後はすでに断層活動が停止したとみなして活断層ではないとすることもできるが、被覆層や、断層が切る堆積物が比較的新しい場合には、まだ被覆層の堆積後に断層の再現期がきていない可能性が高いから確実度Ⅱとするのが適当であろう。

日本では、山地と平野の境界をなす断層が山麓部において扇状地面や段丘面を変位させていたり、山地をつくる基盤岩石が扇状地礫層や段丘礫層に逆断層でのし上げたりしている場合が少なくない。この場合、たとえば石鎚断層（岡田，1973）のように、断層が山麓に発達するいくつかの地形面を切り、その変位に累積性がみられるものは確実度Ⅰに入れられるが、基盤岩石と山麓の堆積物との断層関係を示す露頭が少なかったり、地形面から変位の累積性が確認できない場合には、やはり確実度Ⅱの活断層とすべきであろう。

確実度Ⅲの断層の多くは、基準地形の認定が困難な山地内部の断層にあてはまるものである。山地内部の基準地形としては、小起伏侵食平坦面、火山などの山腹斜面、河谷の谷筋、稜線などがあげられている（松田ほか，1977）。しかし、火山の山腹斜面を除けば、これらはいずれもその形成過程や形成年代の不明瞭な地形である。したがって断層を境にしてそれらが食い違っていたとしても、それが断層変位によるものかどうかは多くの場合不確実であり、さらに変位が確実な場合でも、基準地形の形成年代がはっきり求められないことが多いので、平均変位速度の算出は困難な場合が少なくない。また山地内部の地震は歴史記録

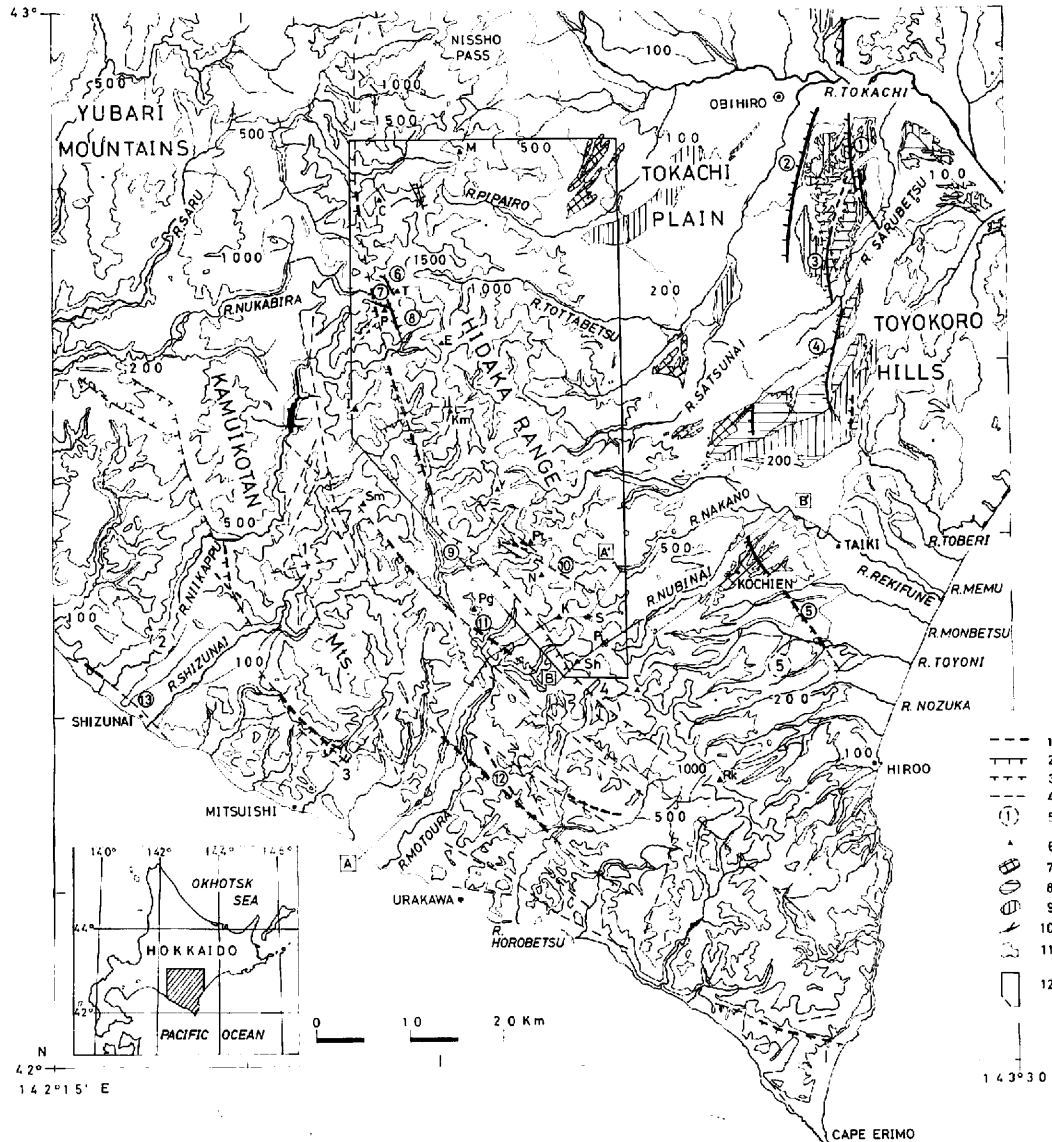
に残ることも少ないので、たとえ歴史時代に大きな地震が起きていたとしても見逃されている可能性が大きいであろう。

上述したような確実度の基準にもとづいて活断層を認定していくならば、基準地形が最も明瞭でしかも歴史時代の記録にも恵まれている平野部の断層が活断層としては最も認定されやすく、これに対して山地内部の活断層は、あったとしても認定されにくいし、またたとえ認定されたとしても、確実度の低い活断層としてしか認められない場合の多いことが首肯されるであろう。しかし活断層の認定をその反復性の確実さによって行ない、とくに人口の集中した平野部での地震予知に役立てようとする立場からすればこの方法は正当であり、こうしてつくられた活断層分布図は、したがって、防災的な観点からは極めて価値の高いものと言うことができる。いっぽう、断層をその将来の活動の可能性やそれが生み出す地震規模の大小によらず、むしろ第四紀に活動した断層（第四紀断層；U.S.G.S., 1978；垣見，1979）として論じる立場もまたあってよいであろう。それは活断層の研究を地震予知の問題から一旦切り離し、地形学本来の研究に結びつけようとする立場（金子，1979）にもつながり得るものである。

松田ほか（1977）が指摘したように、山地内部の活断層の認定方法は、前述したような確実度の基準による限りは平野部に比べてあまりに不確実性が大きく、それを正当に評価するためにはなんらかの別の方法をとらなければならない段階にきているように思われる。こうした意味においても、山地内部における第四紀断層の分布とその形成過程を山地の地形発達史との関わりの中かでとらえ直すことは、活断層本来の研究を今後さらに発展させるためにも有意義な試みと言えるであろう。本論では以下に日高山脈周辺地域を一つの例としてとりあげ、この方法にもとづく具体的な分析を示そう。

Ⅲ 日高山脈周辺の第四紀断層

第1図に、主として4万分の1の空中写真判読



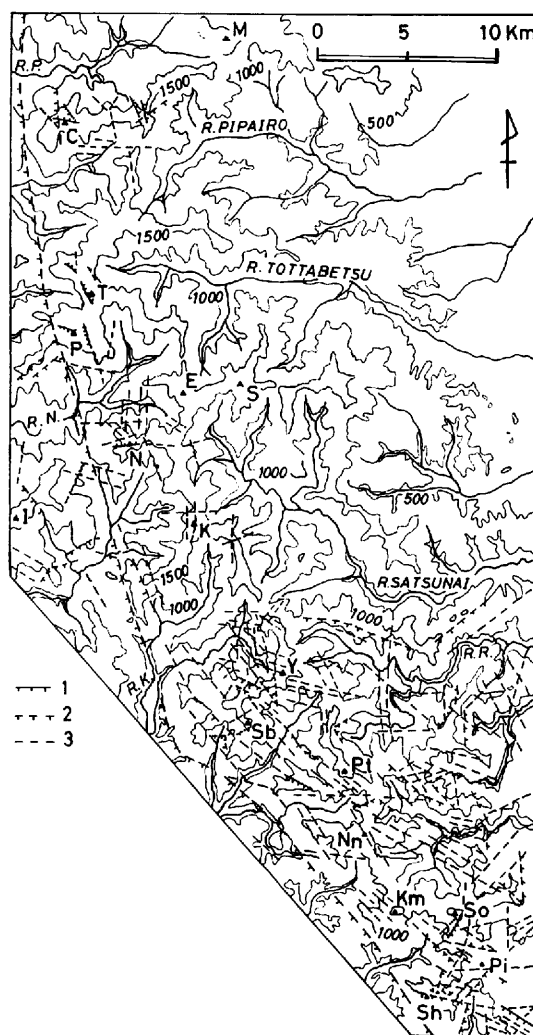
第1図 日高山脈周辺の活断層・第四紀断層

- 1: 活断層研究会 (1980) によって認定された活断層 (確実度Ⅲ, 実線は確実度Ⅰ)。
- 2: 第四紀断層 (確実度Ⅰ), 3: 第四紀断層 (確実度Ⅱ), 4: 第四紀断層 (確実度Ⅲ)。
- 5: 震源の位置; 1: 御園地震 (1977年2月24日, $M=5.9$; 高波, 1978), 2: 新冠川河口地震 (1932年, $M=6.8$; 高波, 1976), 3: 1931年地震 ($M=6.8$; Sapporo Dist. Met. Obs., 1962), 4: 1976年日高山脈地震 (1976年10月31日, $M=5.0$; 高波ほか, 1978), 5: 1970年日高山脈地震 (1970年1月21日, $M=6.7$; 森谷, 1972)。
- 6: 主な山岳; M: 芽室岳, C: チロロ岳, T: トッタベツ岳, P: ボロシリ岳, E: エサオマントッタベツ岳, I: イドンナップ岳, Km: カムイエクウチカウシ岳, Y: ヤオロマッ岳, Sm: 下川山, Pt: ベテガリ岳, N: 中ノ岳, Pg: ビリガイ山, K: 神威岳, S: ソエマツ岳, Pi: ビリカスプリ, Sh: シェンベツ岳, Rk: 栗古岳。
- 7: 光地崗面, 8: 幕別面, 9: 上更別Ⅰ面, 10: 河川・湖, 11: 等高線 (100, 200, 500, 1,000, 1,500 m, 幅1 km以下の谷を埋めた), 12: 第2図の範囲。
- , □—□: 第4図の断面の位置を示す。

に基づいた日高山脈周辺の第四紀断層と、活断層研究会で最終的に認定された活断層の分布を示した。図から明らかなように、日高山脈内部では、活断層と認定された断層は第四紀断層として抽出されたもののごく一部分を代表しているにすぎない。これに対して山脈東側の十勝平野に分布する第四紀断層は、そのすべてが活断層として認定されていることがわかる。(第1図、①～④)この対照が、前述したような基準地形の確実さの違いを反映したものであることは言うまでもない。十勝平野では、最も高い地形面である光地園面以下の各地形面(幕別面、上更別面など)が断層変位の基準地形を与えている(東郷・小野, 1979; Ono, 1980)のに対して、日高山脈内部では、同時期に形成された地形面の認定の困難さが問題を複雑にしているのである。

第1図に示されているように、日高山脈の内部では、山脈の主稜線の西側に沿ってのびる日高断層(活断層研究会, 1980; 第1図、⑨)に平行する第四紀断層が多い。日高断層は日高山脈の中軸をなす日高変成帯(船橋・橋本, 1955)の西縁を限る衝上断層にほぼ一致する逆断層である。日高変成帯はこの衝上断層によって西側の日高層群に衝上している。山脈の主稜線部を中心としてさらに詳しい観察を行なうため、第1図の枠で囲んだ部分について2万分の1ないし1万5千分の1の空中写真判読を行ない、その結果を第2図に示した。図にみられるように、主稜線からその西側にかけて極めて高い密度で断層・リニアメントが分布していることがわかる。これらは、第2表の基準に基けば、その一部が確実度Ⅲに入るだけで大部分は活断層とは認定されない断層やリニアメントである。これらは次の三つに分類される。

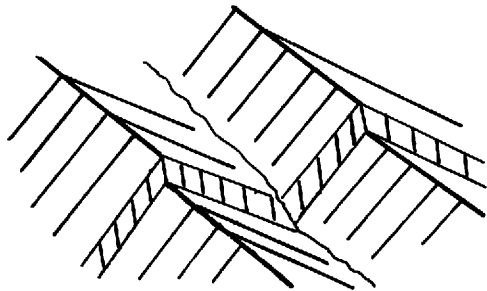
1) 日高山脈の主稜線付近に分布するボロシリ亜氷期、トッタベツ亜氷期(小野・平川, 1975)の水河・周氷河地形(カール壁、カール底、カール壁を覆う崖錐、岩塊流など)を変位させているもので、確実な基準地形を切るという点では第1表の分類でも確実度Ⅰに入る断層である。このため、活断層研究会(1980)の分布図でもそのうち



第2図 日高山脈主稜線部の第四紀断層

- 1: 確実な基準地形を切る断層。
- 2: 日高面や稜線などに高度不連続を与えている断層。
- 3: 変位の不明瞭なリニアメント。

M: 芽室岳, C: チロロ岳, T: トッタベツ岳, P: ボロシリ岳, E: エサオマントッタベツ岳, S: 札内岳, N: ナメワッカ岳, I: イドンナツ岳, K: カムイエクウチカウシ岳, Y: ヤオロマップ岳, Sb: シビチャリ岳, Pt: ペテガリ岳, Nn: 中ノ岳, Km: 神威岳, So: ソエマツ岳, Pi: ビバイロ岳, Sh: シェンベツ岳, R.P.: パンケヌシ川, R.N.: 新冠川, R.K.: コイボクシュシビチャリ川, R.R.: 歴舟川, 等高線間隔は500 m。



第3図

尾根・山腹斜面にみられる正断層的変位

のいくつかは拾い上げられている。しかしこれらのなかには、氷食によって急峻になったカール壁が切り落ちたりして生じた重力性の断層と考えられるものも少なくない。変位量はせいぜい数メートルから数10メートルであり、断層の長さも2～3 km以下の短いものが多い。大部分は縦ずれであるが、トッタベツ岳断層（第1図、⑧）では見かけ上、約12mの右横ずれがみとめられる。これはトッタベツ岳山頂を含むブロックが、この断層によって斜め下方にずり落ちたためであろう。

2) 基準地形として稜線や山腹斜面をとった場合、そこに著しくまた急激な高度不連続を与えている断層を一括した。第3図に模式的に示したように、日高山脈では、稜線とその両側の山腹斜面が正断層的に変位している場合がかなり見られる。次に稜線や山腹斜面上に分布する侵食小起伏面を基準地形としてとると、第4図に示すように日高山脈を横切る断面では、日高変成帯からなる山脈の主稜線部分と、その両側の日高層群からなる山腹部分とに著しい高度の不連続のあることがわかる。主稜線部分ではその後の侵食によって侵食小起伏面の広がりやを十分に復元することが難しいが、横断面をとった日高山脈の中部では、山頂高度のよくそろっている1,500～1,600mと、1,200～1,300 m 付近の小起伏面をかつての侵食平坦面の名残りと考えることができよう。これに対して

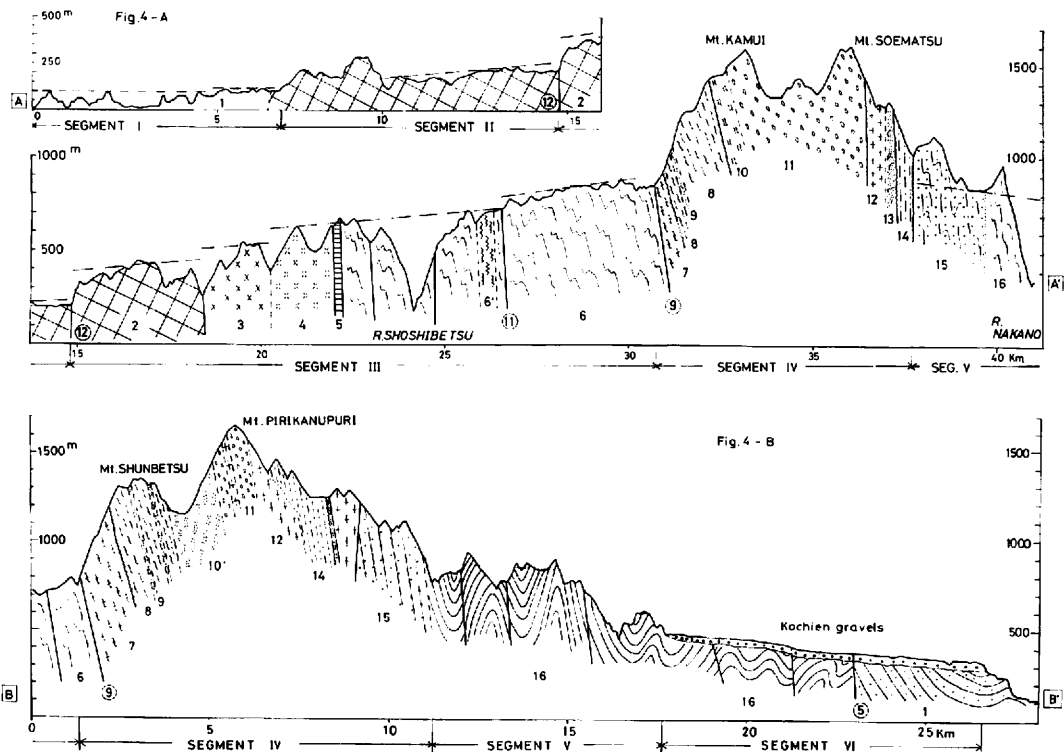
日高変成帯の両側では、日高断層および東側のホルンフェルス帯に接する地域で800～900mにまで高まり、そこから東西にゆるやかに傾きながら500～600mの高度まで続く一つの侵食小起伏面をみとめることができる。日高山脈の西側では、西舎断層（活動層研究会, 1980; 第1図, ⑫）がこの侵食小起伏面の西縁を限っている。西舎断層と日高断層に挟まれた地域では、第4図(A)に見られるようにこの侵食小起伏面が比較的よく保存されており、その分布高度の食い違いは、不連続が生じている部分に地質断層がみとめられること、断層の両側で差別侵食を生ずるような顕著な岩質の差がない場合の多いことなどから、侵食小起伏面形成後の断層変位によると考えることができる。筆者はこの侵食小起伏面を、日高山脈周辺における最も重要な侵食平坦面の名残りであるとし、日高面と名付けた（Ono, 1980）。日高面の形成期やその後の変形過程については次章で述べる。

3) この範疇には断層変位の不明瞭なリエアメントを含めた。日高断層に平行するものと、これに直交ないし斜交する方向のものがある。山脈全体についてみると、日高断層と変成帯の東縁部をなすホルンフェルス帯の間で分布密度が高いが、南北に平行する変成帯の帯状構造が不明瞭になるエサオマントッタベツ岳以北では、その密度が急速に低くなる傾向がみとめられる。

Ⅳ 日高山脈の形成過程

Ⅳ-1 日本における山地形成期の問題

日本の山地の形成過程については、主として山地内部に分布する侵食小起伏面の形成期や対比層との関係を手がかりとした議論が行なわれ、第四紀地殻変動グループ（1968）は日本全国の侵食小起伏面が第三紀末ないし第四紀初期にはすでに形成されていたと仮定して、日本の山地の第四紀における隆起量図を描いた（Res. Group for Quat. Tect. Map, 1969, 1973）。しかし侵食小起伏面の形成期やその形成過程については、個々の山地についてもなお多くの問題が残されている。ここでは古くから研究が行なわれた中国山地と近畿地方



第4図 日高山脈中部の地形・地質横断面図（断面の位置は第1図を参照）

1：新第三系，2：白亜系，3：輝緑岩質熔岩，枕状熔岩，集塊岩（日高層群上部），4：輝緑凝灰岩，輝緑岩質崗岩，チャート（日高層群下部），5：蚊紋岩，6：砂岩・頁岩（日高層群），6'：千枚岩，7：緑色角閃石角閃岩，8：褐色角閃石角閃岩，9：斜長石斑状黒雲母片麻岩，10：アグマタイト質角閃岩，10'：黒雲母角閃石片麻岩，11：アグマタイト質ミグマタイト，12：花崗岩，13：黒雲母片麻岩，14：片状ホルンフェルス，15：ホルンフェルス，16：主稜線東側の日高層群（主に砂岩・頁岩互層）。

Segment I：海成段丘の発達地域

Segment IV：日高山脈主稜線部（中軸帯）

Segment II：日高山脈の西側山麓部

Segment V：日高山脈東側の日高面分布地域

Segment III：日高山脈西側の日高面分布地域

Segment VI：光地園面分布地域

地質断面は長谷川・酒匂（1958），秋葉ほか（1975），宮坂・菊地（1978）による。

の山地について、山地の形成に関する従来の見解とその問題点を概観してみることにしよう。

中国山地では、高度1,000 m内外の脊稜付近に分布する高位の侵食小起伏面（道後山面）と、400～600 mの高度に分布する吉備高原面の存在が知られている。吉川ほか（1977）は、この地域での多くの研究成果にもとづいて次のような山地の発達史を考えた。

- 1) 古第三紀の削剥と道後山面の形成。
- 2) 隆起・削剥（道後山面の分化）。
- 3) 中新世の海進（多島海・潮れ谷の形成）。
- 4) 海退・削剥（吉備高原面の形成，一部では八幡高原面の形成）。
- 5) 隆起。

しかし道後山面と吉備高原面が本来一続きの侵食平坦面であるとする見解（辻村，1954）をはじめ

めとして、分布高度を異にするこれらの侵食小起伏面の発達過程については多くの異論があり、その解明は今後の研究に委ねられている。

近畿地方の山地では、鈴鹿、布引、六甲山地などの山頂付近に分布する高位の侵食小起伏面と、より低位に分布する大和高原面の二つがみとめられ、ここでも両者が中新統堆積後、同時期に形成されたとする見解と、高位の侵食面はそれ以前に形成されていたとする見解の対立がある（吉川ほか、1977）。六甲山地の形成は、藤田（1976）、藤田・太田（1977）によれば、中新統堆積前、あるいは鮮新更新統の大坂層群の堆積前（おそらく鮮新世前期）につくられた準平原の第四紀に入ってから著しい隆起によるものである。準平原の隆起は逆断層の活動が活発となる50万年前ごろからとくに急激になり、この時期には山地周辺部に大量の礫がもたらされた。50万年間の隆起量はほぼ550 mであり、この断層運動によって現在の六甲山地が形成されたと考えられた。Ikebe and Huzita (1966) によって六甲変動と呼ばれたこの地塊運動は、日本の山地の形成過程を考える上で重要な意味をもつが、この運動様式が日本の他の山地にもそのまま適用され得るのか、また果して藤田・太田（1977）の指摘したように、六甲山地から鈴鹿山地、赤石山地と東進するにつれて顕著な隆起の開始期は早まっていくのかなど、今後の研究に残された課題は少なくないと思われる。

Ⅳ-2 日高面の形成期

第Ⅲ章でふれた日高面は、日高山脈の東西に分布する中生界の堆積岩類（日高層群）を切る侵食小起伏面である（Ono, 1980）。主稜線の西側の日高面は、日高層群中に断層で挟みこまれた中新統を切っていることから、中新世以降に形成されたことが明らかとなっている。西側では日高面が多少とも保存されているが、主稜線の東側では一般に開析が著しく、等高性をもつ支稜線によってわずかにその存在が認識されるにすぎない。

日高山脈周辺では中新統上部に日高相（宮坂・

菊池、1978）と呼ばれる特異な礫層が卓越し、中軸帯（日高変成帯）からもたらされた変成岩の巨礫がこの層準に初めて出現する。日高相は、日高山脈中軸帯の急激な隆起とそれに伴う剝削を示すものと考えられており、中軸帯の急激な隆起は、変成帯の西縁を限る衝上断層の活動によって生じたものとされている。日高相は日高山脈西側の鮮新統下部にもみとめられるが、同じ時期に日高山脈東側の堆積盆では堆積物の細粒化がみられ、鮮新世中期から洪積世前期までを通じて日高山脈の周辺に供給された岩屑は、日高相にみられるような顕著な礫層をほとんど含まない（宮坂・菊池、1978）。このことは、日高山脈地域が鮮新世中期から洪積世前期にかけて比較的安定し、連続的な剝削を受け続けていたことを意味する。日高面はおそらくこの時期を通じて形成されたのである。

変成帯からなる日高山脈中軸部が、中新世後期の隆起時に周囲の日高層群地域から差別的に上昇したことは日高相の存在から確実であるけれども、その高度差が日高面の形成時に引き続き維持されていたかどうかについては疑問が多い。しかし、もし中軸帯の変成岩類の方が周囲の日高層群の堆積岩類よりもこの時期の侵食に対する抵抗性が強かったとしたならば、その時期には断層線崖が形成されて、中軸部が周辺部よりも多少突出していたであろう。日高面がこの時期にどのような高度をもっていたかは今後明らかにしなければならない問題であるが、第4図で断層変位量として見積った量をすべて差し引くならば、最高所でも500 m 程度の高さとなる。こうして日高面は、中軸帯の部分があるいはやや突出した、東西および南に向かってゆるやかに傾く侵食平坦面として存在していたのであろう。

現在の主稜線の高度、すなわち北部では、約2,000~1,900 m、中部では約1,700~1,600 m、南部では約1,500 mの高度に日高面がつくられ、その後の差別侵食によって800~900 mの高度をもつ両側の日高層群分布域の日高面との比高を生じたという考えは受け入れ難いものである。同

様に、現在の主稜線にみとめられる侵食小起伏面の名残りが中新統堆積前の侵食面に相当し、日高面形成時には数 100 メートルの比高をもってその上にそびえ立っていたと考えることも、周辺の堆積盆地への岩屑の供給状態を考慮すると受け入れ難いものとなる。

以上の理由により、筆者は日高山脈中軸帯とその東西両側に分布する日高層群からなる地域との高度の分化は、主として洪積世中期以後に生じた急激な中軸帯の昇上、すなわち日高断層を主体とする断層群の活動によって生じたのだと考える。

この地塊運動によって、日高山脈周辺には礫層を主体とする厚い堆積物が供給され、山麓では扇状地面である光地園面が形成された。光地園面を構成する厚い礫層の基底面は、第 4 図(B)に見るように日高山脈東側の中新統を切る侵食面であり、阪口 (1971) によって指摘された、十勝平野の扇状地群をつくる礫層の基底面が示す一つの広大な侵食面に連続する性格をもつ。しかし十勝平野の内部における侵食面と堆積面との関係は、今後さらに慎重に検討する必要がある。光地園面の時代はよくわかっていないが、松井ほか (1978) は 96 万年 $\pm$ 10 万年前または 75 万年 $\pm$ 38 万年前の K-Ar 年代をもつ屈足熔結凝灰岩よりも若いと考えている。おそらくその形成期は前期洪積世末期ないし中期洪積世の初めであろう。もしそうであるとすれば、日高山脈の形成は、むしろ六甲変動にかなり近い過程をへて行なわれたと行うことができるであろう。

Ⅳ-3 地塊の隆起と断層

以上のような議論に基づくならば、第 1、2 図に示した日高山脈周辺の断層やリニアメントは、第四紀中期以降の地塊運動によって形成された可能性が最も大きいものとなる。しかし、すでに述べたように、日高断層をはじめこれに平行する断層群は、中新世後期の構造運動の際にすでに形成されていたものである。したがって第四紀中期以降の運動は、これらの断層群の一部が再活動して生じたものと言うことができよう。しかし断層運

動に伴う変位地形は主稜線の東側では不明瞭となり、またエサオマントッタベツ岳以北の広大なハンレイ岩体、花崗岩・閃緑岩体の分布地域でも、断層やリニアメントの密度は急減する (第 2 図)。日高断層それ自体も、ポロシリ岳の北方では急速にその地形的な新鮮さを失ない、三角末端面も消失してゆるやかな従順山形に移りかわっている。これらの事実を、日高山脈の隆起をもたらした断層運動が、日高山脈の最北部では不活発であったことを示すものであろう。とくにこの地域では、日高山脈の帯状的な地質構造を切って貫入した前述の深成岩体が、南北性の断層の活動を妨げた可能性が考えられよう。主稜線の東側で変位地形が不明瞭になるのは、東側で日高面の保存が悪いことが第一の原因であろうが、日高山脈の隆起が、主として日高断層を中心とする西側の逆断層の活動によって行なわれたことにもよるのであろう。すなわち山脈の東側では山脈の直接的な隆起をもたらした断層は少なく、地塊の西上がりの隆起に伴って、既存の断層に沿う正断層的な変位が生じた場合が多かったのではあるまいか。この問題は第Ⅲ章でのべた、稜線に正断層的な変位をもたらした断層 (第 3 図) の解釈に手がかりを与えるものであろう。

地震に伴って地表に生じた断層、すなわち (地表) 地震断層には、震源での断層運動をそのまま反映したもの (狭義の地震断層; 岡田・安藤, 1979 の分類ではⅠに属する) とそうでないもの (岡田・安藤, 1979 の分類ではⅡ, Ⅲに属する。Ⅲは重力性の断層である) とがある。たとえば 1978 年の伊豆大島近海地震に伴う稲取付近の地震断層を調査した村井ほか (1978) は、地震発生に直接関係する右横ずれの断層のほか、北西-南東にのびる既存の地回り構造に沿って生じた断層を報告しており、発生した右ずれおよび左ずれ断層に挟まれたブロックは、東南方向へ移動して一種のブロック地回りを生じた可能性があると述べた。起伏量の大きな山岳地域では、地震断層の運動に誘発されたブロック回りが、尾根や山塊の一部を正断層的に変位させる場合が多いのではなからう

か。また通常は活断層とは認められないほぼ直線的に連なる恒常的な崩壊地、地回り地のなかには、中小の地震活動を反映した地形も含まれているのではなからうか。坪井(1967)は、断層は地震の原因ではなく、地震の結果ではないかという見解を述べているが、少なくとも山岳地域の地表で観察される断層やリニアメントの多くは、地震の原因ではなく結果として生じているのではなからうか。もちろん地震の結果として生じた断層であっても、それが動いた時には多少の地震を引き起こしているはずである。しかしだからといって、こうした断層を活断層に含めることは適切ではないであろう。活断層の用語は、その断層が第一原因となって動くことによってマグニチュードの大きな地震を発生させるような断層に限定して使われるべきであろうし、現に活断層研究会(1980)の活断層地図では、そのような断層だけがその確実度に従って抽出されているはずである。

ところで断層にそれぞれ活動期があることは、前章で述べた第四紀中・後期には活動を停止したらしい断層のあることから自明のことである。断層はある時に発生し、ある時期まで地震断層として活動し、次いで他の地震断層に誘発されて活動し、遂には全く活動しない断層となるのではあるまいか。伊豆半島の天城火山周辺の異常隆起を調査した松田(1977)は、地殻変動の中心とみられた地域に活断層が少なく、逆にその周辺部に活断層が密集していることから、この地域の地殻の異常隆起は、地殻浅所の大きな断層の運動に伴うものでもないという見解を述べた。地表での断層の発現は、地下における地震活動の深さによって強く制約されていると言えるであろう。そこで最後に、日高山脈周辺における現在の地震活動と地殻運動の関わりについて考察してみることにしよう。

Ⅳ—4 日高山脈周辺の現在の地殻運動

日高山脈周辺では、第1図にも示したように最近50年間にM5~6.8程度の地震が各地で発生している。高波ほか(1978)によれば、日高山脈の

南部では少なくともM5前後の地震が年に数回は生じていて、それらの震源の深さはほぼ、50~60kmに集中しているという。これに対して地殻の浅い部分での大きな地震活動は、日高山脈の内部(ここでは西舎断層と広尾断層、第1図⑤に挟まれた部分を日高山脈内部とする)では今のところあまり生じていないようにみえる。このことは、日高山脈内部での現在の地殻運動が、マグニチュードの大きな浅発地震にもとづく断層運動によるのではなく、地殻の深い部分ないしはむしろマントル上部での地震活動によって規定されている可能性を示唆している。日高山脈の変動地形が中部日本に比べるとその新鮮さにおいて劣っているようにみえるのは、おそらくこうした近年の地震活動の違いによるのかもしれない。例えば、1970年1月21日の日高山脈地震(M=6.7)は広尾断層の近傍で、1976年10月31日の日高山脈地震(M=5.0)は日高断層の直下で生じた(第1図)が、これらの地震による直接の変位地形は生じていないように思われる。一般に新鮮な変位地形はマグニチュードの大きな浅発地震によって生じるから、深い地震の多い日高山脈内部では、その反映としての地表での変位地形が不鮮明になっているものと推定される。

これに対して、西舎断層よりさらに西側の地域では、深さ30km以浅の浅い地震の発生が顕著であり、高波(1976)によってその震源が地質構造や地形に一致する場合のあることが報告されている。特に1930年代に生じたM6.8級の大きな被害地震は、相当数の余震を伴っていたことから浅発地震と考えられているが、その震源は第1図に示したように、いずれも写真判読からひかれた第四紀断層の近傍にある。Ichikawa(1971)による発震機構の解析によれば、1932年の地震(第1図、2)は走向すべりの優勢な逆断層型であり、また地震の主圧力の方向は日高山脈の走向に直交していた(高波、1976)。このことは、日高山脈の太平洋寄りの地域では現在でも日高断層と同様の東から西へおし上げる型の逆断層が活動しており、それらが時にマグニチュードの大きな浅発地震を

発生させていることを示している。第1図において、活断層と認められた断層が日高山脈内部よりもむしろこの地域で多いことは、そのあらわれとも言えるであろう。

日高山脈の隆起が現在も続いているか否かは、山脈内部を横切る水準測量が行なわれていないために明らかにされていない。しかし最近70年間の日本全国の上下変動を調べた檀原(1971)は、日高山脈周辺ではむしろ山脈に直交する方向の運動が卓越し、顕著な上下変動はみられないと結論している。このことは、現在の日高山脈周辺では、

オホーツク・プレート(Den and Hotta, 1973)の運動にもとづく北東-南西方向の圧縮、すなわち山脈に直交する方向の圧縮が卓越するという高波(1976)の指摘とも矛盾しない。しかし、逆断層的な変位がなお生じていることは、それによって、かつて日高山脈を隆起させたような運動が現在もなお続いていることを示唆するものであろう。前述したように、日高山脈の内部では、地下の断層運動にもとづく山脈の隆起が生じて、それが直接的に山地高度の上昇となって現われているかどうかは疑わしい。第2図に示したような多くの断層やリニアメントは、山地を多数の小ブロックに区分しながら、地下での地震活動に誘発されてそれらの小ブロックを正断層的に重力方向へずり落とし、山地全体の高度を低下させている可能性があるからである。相対的に上昇したブロックは孤立して不安定となり、二次的な重力性の断層によって解体されていくのではあるまいか。重力性と考えられる断層が主稜線部に集中してみられることは、氷食やマスマーヴメントによる側方荷重の除去がその部分で卓越することも大きな原因であるが、稜線部の相対的な隆起に伴う不安定化もその重要な要因となっているように思われる。日高山脈内部でも、たとえば1970年の日高山脈地震の時のように、その余震活動として浅い地震が生じているので(森谷, 1972)、今後、山脈内部での地震観測網の発達によって、浅発地震とこれらの断層群の活動との関係がより明らかになることが期待される。

Ⅳ 結 語

本論では、筆者が活断層研究会の一員としてその作成に携わった日高山脈周辺の活断層分布図と、分布図作成のもとになった筆者自身の資料とを対照させることによって、この地域の活断層に関するいくつかの問題点を述べた。その要点は次の通りである。

1) 活断層の用語を第四紀断層から区別し、将来活動する可能性の高く、しかもそれ自身がマグニチュードの大きな地震を発生させるような断層に限定して用いることを提唱した。その際、活断層認定のための確実度の基準として、従来用いられてきた基準(第1表)を第2表のように改めることを提案した。活断層研究会(1980)によって抽出された活断層は、現実には第1表の基準ではなく第2表の基準によって認定されていると考えられるからである。

2) 日高山脈周辺に分布する断層・リニアメントについての空中写真判読結果を示し(第1, 2図)、上述の基準で認定された活動層は、この地域の第四紀断層のごく一部を代表するにすぎないことを具体的に明らかにした。

3) 日高山脈の形成過程として、鮮新世(前)中期以降、洪積世前期にかけてつくられたと思われる日高面の断層運動による隆起を想定し(第4図)、上述した断層・リニアメントをこの地塊運動の際に活動したものと考えた。

4) この地域の現在の地震活動の特徴から、断層運動による直接的な山地高度の上昇は現在の日高山脈ではあまり活発ではなく、既存の断層・リニアメントによってブロック化した山地は、地殻下部、上部マントルでの深い地震活動に誘発されて正断層的に低下し(第3図)、相対的に上昇した稜線付近のブロックも重力性の断層によって崩壊していくという山地解体のプロセスを提唱した。

これらの結論は、それを導き出す過程においてなおいくつかの仮定を含んでいるし、またとくに日高山脈西側での筆者の野外調査が不十分なために、厳密な議論ができなかった点も少なからず残

されている。今後の研究によって日高山脈の形成過程が一層明らかにされ、またそれによって地震予知を目的とする活断層の研究自体もさらに進歩するならば、この小論の目的は充分に果たされるのである。

謝 辞

本論を草するにあたり、討論、発表の機会を与えられた井口正男センター長を初めとする水理実験センターの諸氏に心から感謝の意を表す。また筆者の活断層に対する考え方を切差琢磨して下さった活断層研究会の方々、とりわけ日高山脈周辺の分布図作成に際して種々の御助言を賜った東京都立大学・貝塚爽平教授、東京大学地震研究所・松田時彦教授、横浜国立大学・太田陽子教授、神戸大学・杉村 新教授、愛知教育大学・岡田篤正助教授、法政大学・東郷正美助教授、ならびに分布図作成の分担者となっていたいた駿沢大学(院)柳田 誠氏に厚く御礼申し上げる次第である。最後に、日高山脈周辺の地震活動について御教示をいただいた北海道大学地震予知センターの高波鉄夫助手にも深い感謝の意を表す。

文 献

- 第四紀地殻変動グループ (1968)：第四紀地殻変動図。第四紀研究, 7, 182-187.
- 檀原 毅 (1971)：日本における最近 70 年間の総括的上下変動。測地学会誌, 17, 100-108.
- 藤田和夫 (1976)：日本の山地形成論。今西錦司博士古稀記念論文集, I, 中央公論社, 85-140.
- 藤田和夫・太田陽子 (1977)：第四紀地殻変動。『日本の第四紀研究』(日本第四紀学会編), 127-152.
- 船橋三男・橋本誠二 (1950)：日高帯の地質。地団研専報, 6, 38p.
- 貝塚爽平 (1979)：活断層地図について。地理, 24, (9), 39-44.
- 垣見俊弘 (1979)：活断層評価の現状と課題。昭和 54 年度地質学会討論会資料, 33-36.
- 金子史朗 (1979)：活断層と地形学。地理, 24, (9), 29-38.
- 活断層研究会 (1980)：日本の活断層。——分布図と資料。東大出版会, 380p. (印刷中)
- 松田時彦・岡田篤正 (1968)：活断層。第四紀研究, 7, 188-199.
- 松田時彦・太田陽子・岡田篤正・清水文健・東郷正美 (1977)：空中写真による活断層の認定と実例。地震研彙報, 52, 461-496.
- 松田時彦 (1977)：伊豆半島天城山周辺の活断層調査。地震研彙報, 52, 223-234.
- 松田時彦 (1979)：活断層と地震発生に関する六つの経験則。地理, 24, (9), 13-20.
- 松井 愈・山口昇一・松沢逸己・宮坂省吾 (1978)：鮮新世～前期更新世の構造運動。——「十勝構造盆地の誕生と発展」——。『十勝平野』, 地団研専報, 22, 96-104.
- 宮坂省吾・菊池昂哉 (1978)：新第三紀における日高変成帯の上昇。地団研専報, 21, 139-153.
- 本谷義信 (1972)：日高山脈地震 (1970年 1月21日) の余震活動。地震, 2, 24, 287-297.
- 村井 勇・松田時彦・中村 明 (1978)：1978 年伊豆大島近海地震に伴う稲取付近の地震断層。地震研彙報, 53, 995-1024.
- 岡田篤正 (1968)：阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動。第四紀研究, 7, 15-26.
- 岡田篤正 (1970)：吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層変位速度。地理評, 43, 1-21.
- 岡田篤正 (1973)：中央構造線の第四紀地殻変動について。『中央構造線』, 東海大出版会, 49-86.
- 岡田篤正・安藤雅孝 (1979)：日本の活断層と地震。科学, 49, 158-169.
- 岡田俊雄 (1966)：坂下断層崖。駿台史学, 18, 34-56.
- 小野有五・平川一臣 (1975)：ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境。地理評, 48, 1-26.
- 阪口 豊 (1971)：扇状地の自然地理学的諸問題。『扇状地』(欠沢大二・戸谷 洋・貝塚爽平編), 古今書院, 121-157.
- 多田文男 (1927)：活断層の二種類。地理評, 3, 980-983.
- 高波鉄夫 (1976)：北海道、日高山脈南部およびその周辺の最近の微小地震活動とそれに関する問題。『シンポジウム 北海道およびその周辺の地下構造とその地学的意味』84-98.
- 高波鉄夫・前田 壱・本谷義信 (1978)：1976 年 10 月 31 日日高山脈地震。地震, 2, 31, 321-333.
- 高波鉄夫 (1978)：オホーツク海プレート最南端部での地震とそのテクトニックス的解釈——1977 年 2 月 24 日御園地震 (M5.9) を中心として——。日本地震学会予稿集, 2, 175.

- 東郷正美・小野有五 (1979) : 十勝平野東縁の活断層について. 日本地理学会予稿集, 17, 58-59.
- 坪井忠二 (1976) : 『新・地震の話』, 岩波新書, 642, 岩波書店 211p.
- 辻村太郎 (1954) : 三段峽と八幡高原. 東大地理学研究, 3, 202-213.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973) : 『新編 日本地形論』, 東大出版会, 415p.
- Den, N. and Hotta, H. (1973) : Seismic refraction evidence supporting Plate Tectonics in Hokkaido. Papers in Meteorology and Geophysics, 24, 34-54.
- Ichikawa, M. (1971) : Reanalysis of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968. Geophys. Mag., 35, 207-274.
- Ikebe, N. and Huzita, K. (1966) : The Rokko movements, the Pliocene-Pleistocene crustal movements in Japan. Quaternaria, 8, 277-287.
- Ono, Y. (1980) : Some considerations on the recent crustal movements around the Hidaka Range, Hokkaido, Japan. In *Prof. Saburo Kanno Memorial Volume* (in press)
- Research Group for Quaternary Tectonic Map (1969) : *The Quaternary Tectonic Map*. No. 1-6. National Research Center for Disaster Prevention.
- Research Group for Quaternary Tectonic Map (1973) : *Explanatory text of the Quaternary Tectonic Map of Japan*. National Research Center for Disaster Prevention. 167 p.
- Sugimura, A. and Matsuda, T. (1965) : Atera fault and its displacement vectors. Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 509-522.
- U.S. Geological Survey (1978) : Preliminary map of young faults in the United States.