

日本列島における 島弧の隆起様式についての一試論

A sketch on the uplifting pattern of the Island Arcs in Japan

矢野 孝雄*
Takao YANO

I. まえがき

今日みられる島弧 — 海溝系の大起伏が形成されはじめたのは、鮮新世になってからのことであり、とくに著しくなるのは更新世以降とされている。このような変動は、中新世の島弧内帯を舞台にしたグリーンタフ変動とは異質な性格をもつことから、藤田（1970）によって“島弧変動”として体系化された。それによると、島弧変動の主要な構成要素 — 島弧・火山・海溝・中深発地震帯 — のうち島弧を形成した造構作用は、深部断裂をともなう大規模なブロック運動の形式をとる隆起運動である、と規定されている。

小論は、新生代末期における島弧の隆起様式を検討し、その一般則を明らかにしようと試みたものである。

II 島弧の地質構造とその形成過程

日本列島を構成する5つの島弧はそれぞれきわめて複雑な隆起過程をたどるものと考えられるが、ここでは、東北日本弧を中心に各島弧の地質構造とその形成過程を概観する。

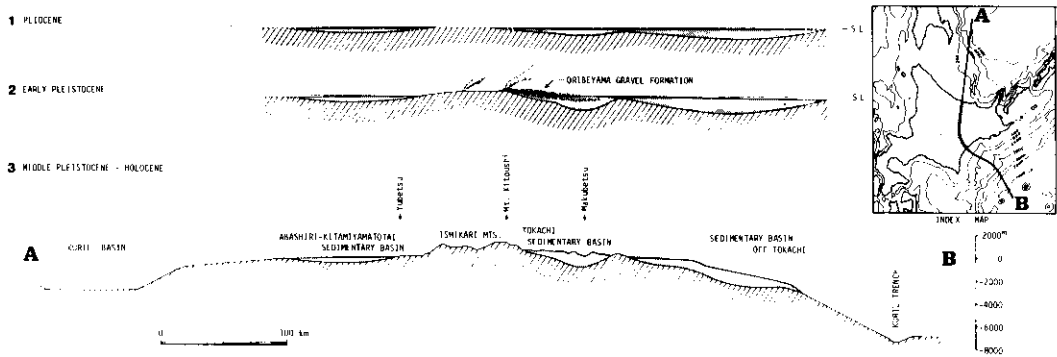
A. 千島弧西縁部

カムチャッカ半島にはじまる千島弧は南西へのび、少なくとも北海道東部までは連続する。道東地方では、十勝団体研究会（1978）によって、十勝構造盆地の詳細な研究にもとづく島弧の隆起過程が復元されている。第1図は、その結果を、網走構造線（木村，1981）の西方30kmを並走する断面線に沿って模式的に示したものである。

滝川海進が進行した鮮新世初期には、現在約1,000mの海拔高度を示す石狩山地から—2,000mの十勝沖深海平坦面に至る地帯が全域にわたって浅海的状況にあり、オホーツク海側にも網走—北見大和堆積盆（山本，1979）を中心に海域がひろがっていた（第1図1）。ところが、鮮新世末—更新世前期になると、大量の溶結凝灰岩を噴出した激しい火山活動を伴って石狩山地が隆起を開始し**、いっぽうでは十勝構造盆地や十勝沖堆積盆（桜井，1969）の相対的沈降も進行したものと推定されている（第1図2）。石狩山地の前縁に発達する居辺山層（山口ほか，1978）は、石狩山地に噴出した火山岩類の大礫から構成される大規模な扇状地性の礫層で、この期における山地の隆起運動の激しさを物語っている。さらに、このような変動は更新世中期～後期にも継続し、現在みられる十勝沖深海平坦面から石狩山地にかけての3,000mを越える大きな起伏が形成されるに至ったわけである（第1図3）。

* 広島大学理学部地質学鉱物学教室

** 十勝構造盆地において、足寄層から池田層下部にかけて最大層厚部が大きく南へ遷移する（三谷，1964；矢野，1982の第27図）のも、石狩山地の隆起を反映した現象と考えられる。

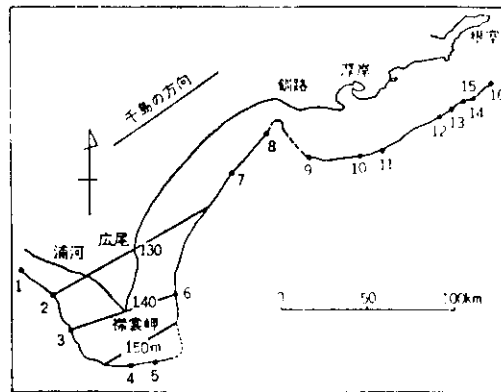


第1図 千島弧西縁部の隆起過程

十勝団体研究会 (1978) にもとづいて図化した。

以上の経緯をたどる石狩山地の上昇と激しい火山活動，十勝構造盆地の形成，十勝沖堆積盆の沈降と深海化は，島弧—海溝系の地形発達史・地質構造発達史そのものにはかならず，千島海溝もこのような大起伏の発生に密接にともなって形成されたものと推論されている（松井ほか，1978）。

豊頃—上更別をむすぶ十勝中央構造帯（十勝団体研究会，1978）は，十勝沖堆積盆と十勝構造盆地を隔てて鮮新世後期に成長しはじめた隆起帯である。構造的には，前弧盆地（fore-arc basin）と弧間盆地（inter-arc basin, intra-massif basin）を境する非火山性外弧としての位置を占めるもので，小規模ながら，色丹・歯舞諸島から根室半島を経て厚岸地域に至る千島弧外弧の西南西延長部と考えられる。外弧の太平洋側に位置する十勝沖堆積盆地や襟裳岬周辺の大陸棚などは南方へ傾動しており（桜井ら，1975；桜井，1973），第四紀を通じて後氷期に至るまで千島弧が曲隆し続けていることが示されている（第2図）。

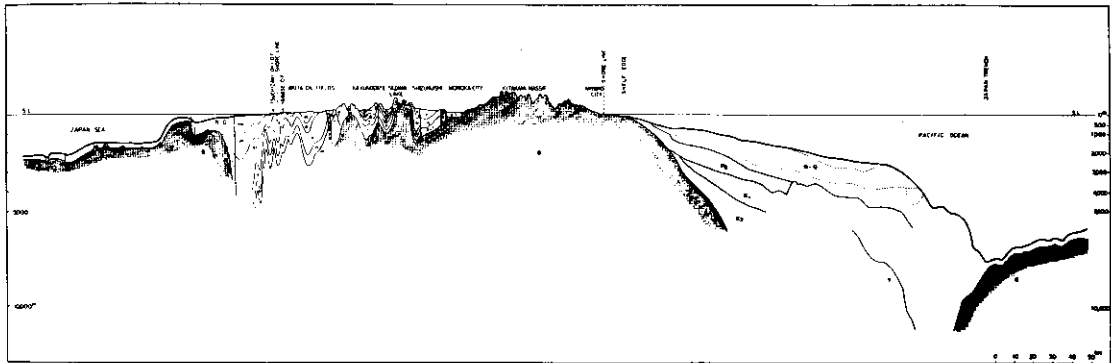


第2図 襟裳岬周辺における大陸棚外縁水深の変化（桜井，1973）

- 十勝中央構造帯が千島弧の外弧として相対的に未発達なのは，十勝構造盆地と同様に日高方面の沈降帯内に位置するためであろう。すなわち，東西両側を北見—浦幌地塁および日高山脈に境された十勝構造盆地は，中新世以前から存在する日高方向の構造規制をうけて滝川海進期に発生した沈降性構造单元である。しかも鮮新世後期以降は，上述のように千島弧としての発達史をたどった領域でもあり，これら2つの構造方向の交叉部という性格をもっているわけである。

B. 東北日本弧

東北日本弧の隆起あるいは日本海溝の相対的沈降が鮮新世以降といった新しい時代に発生したことは、飯島ほか（1961）以来、多くの研究によって明らかにされてきた。これらの運動によって形成された東北日本弧の地形および地質構造の概要は、石和田ほか（1977）による島弧を横断する断面図（第3図）に表わされている。ここでは、鮮新世以降に形成された地質構造の特徴を日本海側から太平洋側へ向かって順次記述し、次にそれらにもとづいて隆起運動の全体像を検討する。



第3図 東北日本弧を横断する断面図（石和田ほか，1977）

N-Q：新第三系～第四系堆積層，Pg：古第三系，K₁：白亜系上部，K₂：白亜系下部，
B：基盤岩類（先白亜系および花崗岩類），I～VIII：新第三系～第四紀の各階

1. 日本海沿岸海域

東北日本沿岸の日本海海域における海底地形・地質については、堀田（1967，1971），岩淵（1968 a，b），佐藤（1969，1971），桜井・佐藤（1971），Geol. Surv. Japan（1979），本座（1979）などの調査・研究が行われている。それらの成果は、およそ次のようにまとめられる。

a 海底地形

この海域の地形は、陸側から大陸棚、大陸斜面および深海平坦面に大別される。大陸棚の外縁水深は一般に100～130mで、140～160mに達する場合もある。

大陸斜面は多くの堆や海盆の存在によって複雑な様相を呈するが、大きくみると大陸斜面の比較的外縁部に連なる海嶺部、およびこの海嶺部と大陸棚にはさまれた凹地帯をかたちつくる海盆列に区分される（第4図）。海嶺部は、北部で奥尻海嶺、中・南部では佐渡海嶺と呼ばれ、多数の堆・礁の複合体からなる。後述するように、堆や礁の頂面は傾動地塊の背面であり、一部のもは地塁の頂面である。海盆列も、北部の奥尻海盆・西津軽海盆、中部の最上舟状海盆、南部の佐渡海盆など、多くの海盆からなりたっている。長大な最上舟状海盆は、北方へ階段状に深くなる3つの海盆に細分され、各海盆は著しく平坦な地形を示す。

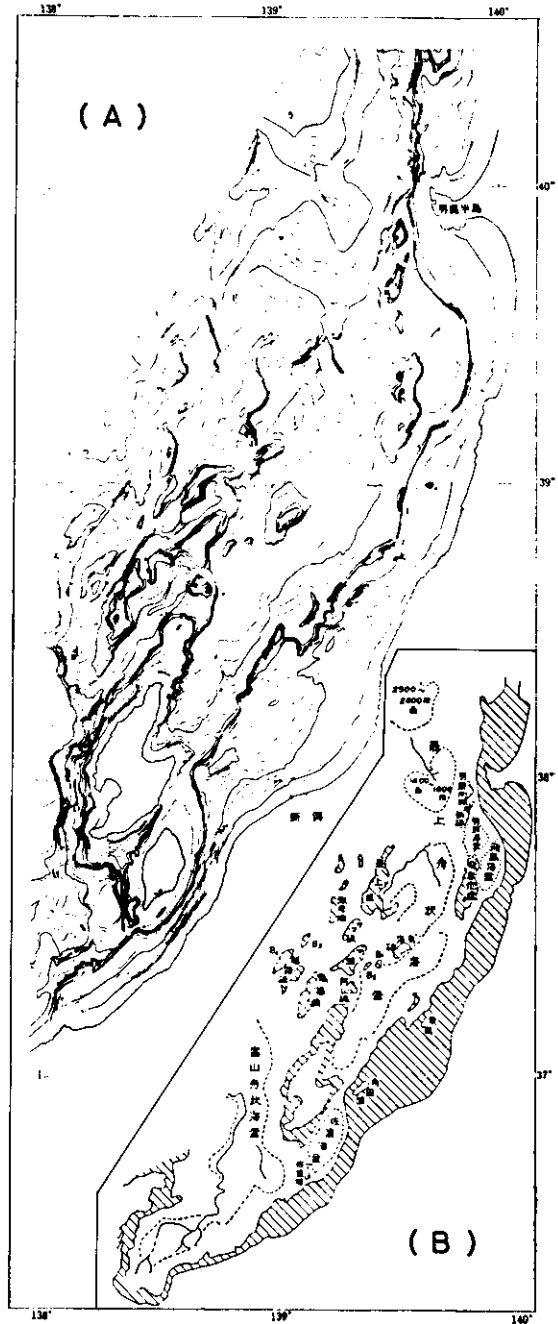
複雑な地形をもつ大陸斜面の西側には、北部で日本海盆、中・南部では大和海盆の深海平坦面がひろがり、大陸斜面を縁どっている。

b 地質構造

1) 大陸斜面

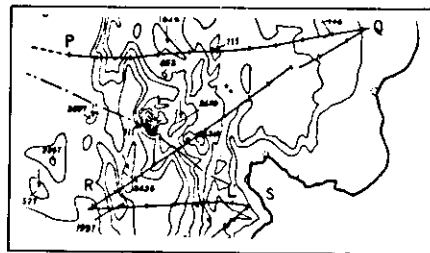
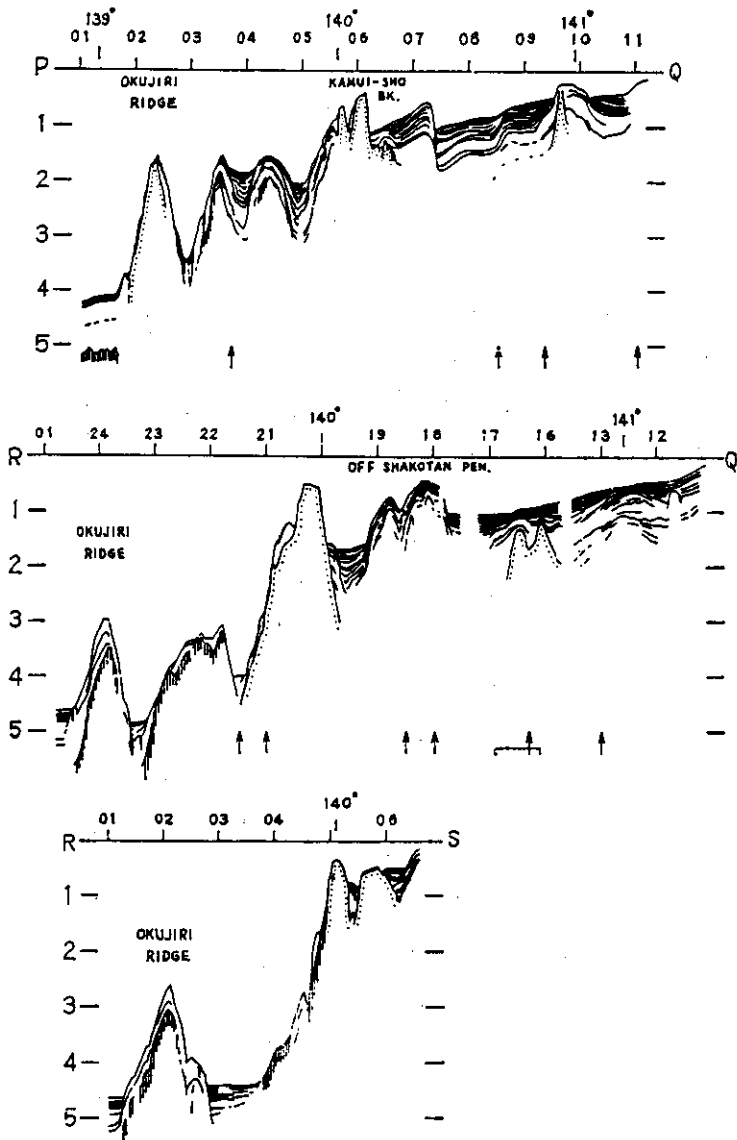
大陸斜面域において音響学的基盤に重なる堆積層は、上位よりA層(上部不透明層)、B層(上部透明層)、C層(下部不透明層)、D層(下部透明層)に区分され、最上舟状海盆南部にはE層(最下位の不透明層)が局所的に分布する(佐藤, 1971)。

この海域の地質構造は隣接する東北日本弧内帯陸域とよく類似しているといわれ、主要な構造方向は北部から南部にかけてN-S~NNE-SSW方向を示し、東北日本弧の伸長方向に平行する。全域にわたって発達する主要な地質構造は同方向の断層群による傾動地塊構造であり、南部では瓢箪瀬、月山礁、佐渡島棚などの地塁もしくは傾動した地塁構造もみられる(第5, 6, 7図)。各傾動地塊・地塁の背面は、地形的には海嶺部を構成する多くの堆・礁の頂面となっている。褶曲構造も一般には同様な方向性をもって伸長し、とくに背斜軸は地塊を境する断層に並走する傾向にある。以上のような地塊構造に特徴づけられる大陸斜面域の地質構造は、かなり複雑な状況にあるが、全体を通して次の2つの規則性が識別される。①各地塊は、個々には東方あるいは西方へ傾動しながらも、全体としては西~西北西へ傾動するものが卓越する(第8図)。②地塊境界断層の変位についてみれば、個々には東側あるいは西側ブロックが相対的に沈下しているが、全体としては東~東南東側の地塊が次々に相対的に沈下していく階段状重力断層が卓越する(第5, 6, 7図)。とくに佐渡海嶺のうち北緯39°以北の諸堆は、すべて東縁が東落ち断層で断たれ、西側斜面は傾動地塊の背面になっており(佐藤, 1971)、上記の規則性が典型的にあらわれている。また、著しく平坦な海盆底をもつ最上舟状海盆にあっても、詳細な音波探査記録によれば、同様な規則性をもつ傾動地塊構造が形成されている(第9図)。

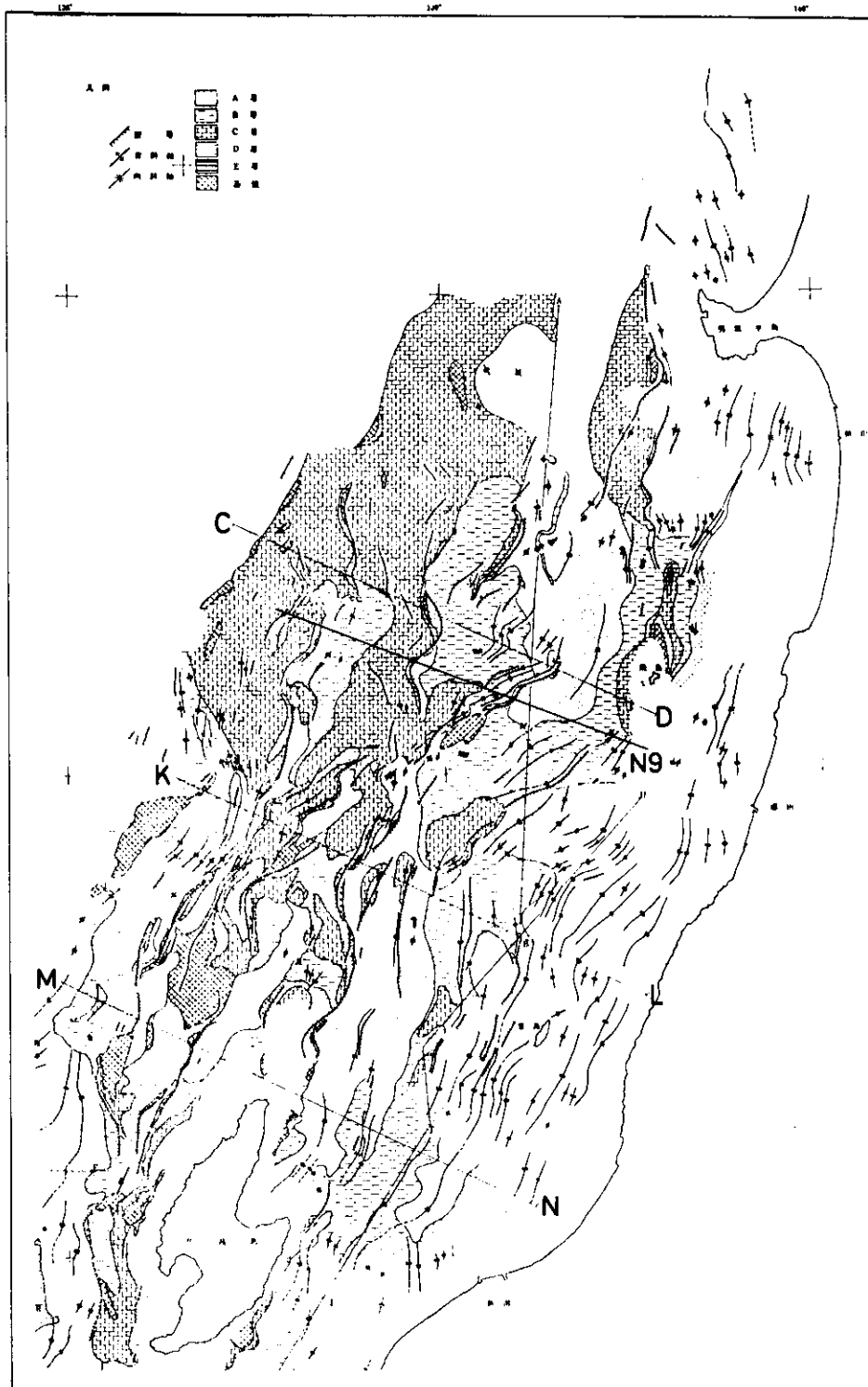


第4図 東北日本日本海沿岸海域の海底地形(佐藤, 1971)

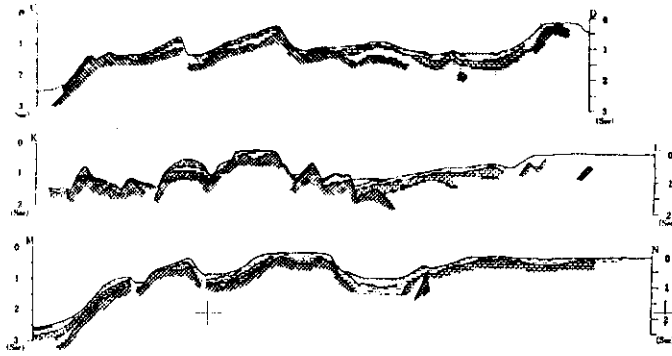
A: 海底地形図 B: 海底地名図



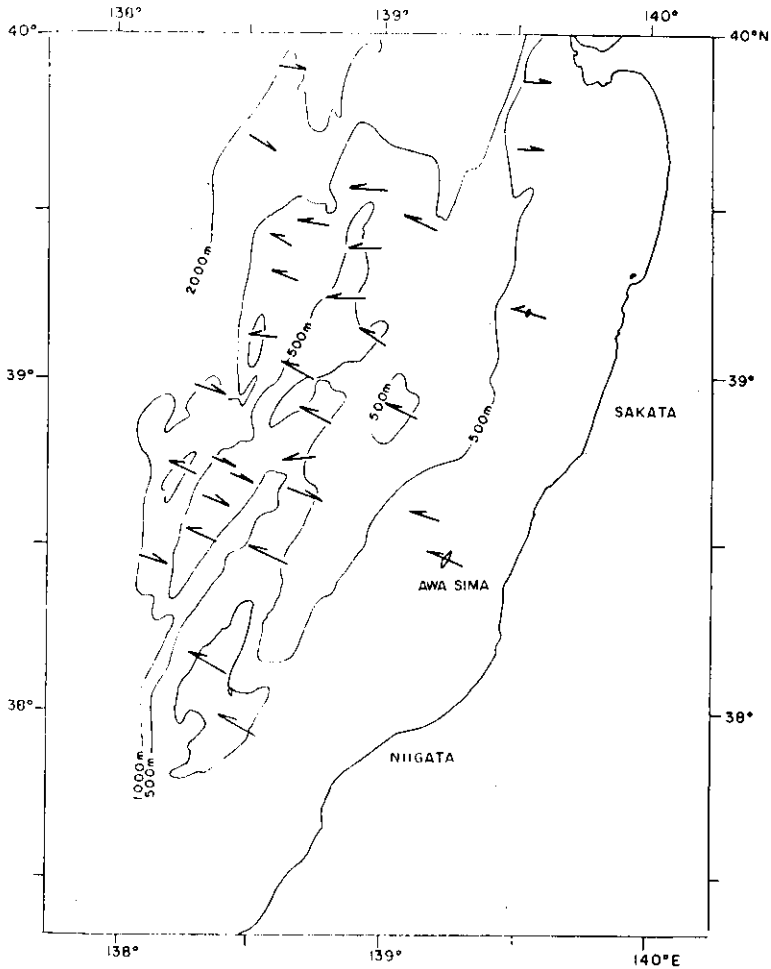
第5図 石狩沖音波探査断面 (堀田, 1971)



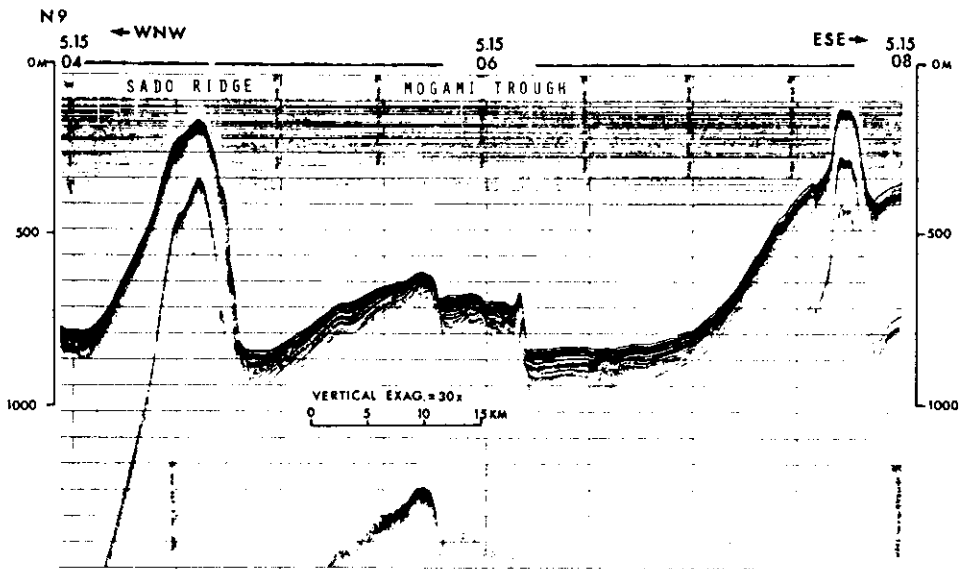
第6図 東北日本沿岸海域海底地質図 (佐藤, 1971)



第7図 東北日本沿岸海域音波探査断面図（佐藤，1971）
測線位置および凡例は，第6図に示される。



第8図 佐渡海嶺周辺における地塊の傾動方向（岩淵，1968 b）



第9図 最上舟状海盆における音波探査断面 (Geol. Surv. Japan, 1979)
測線位置は、第6図にN9として示される。

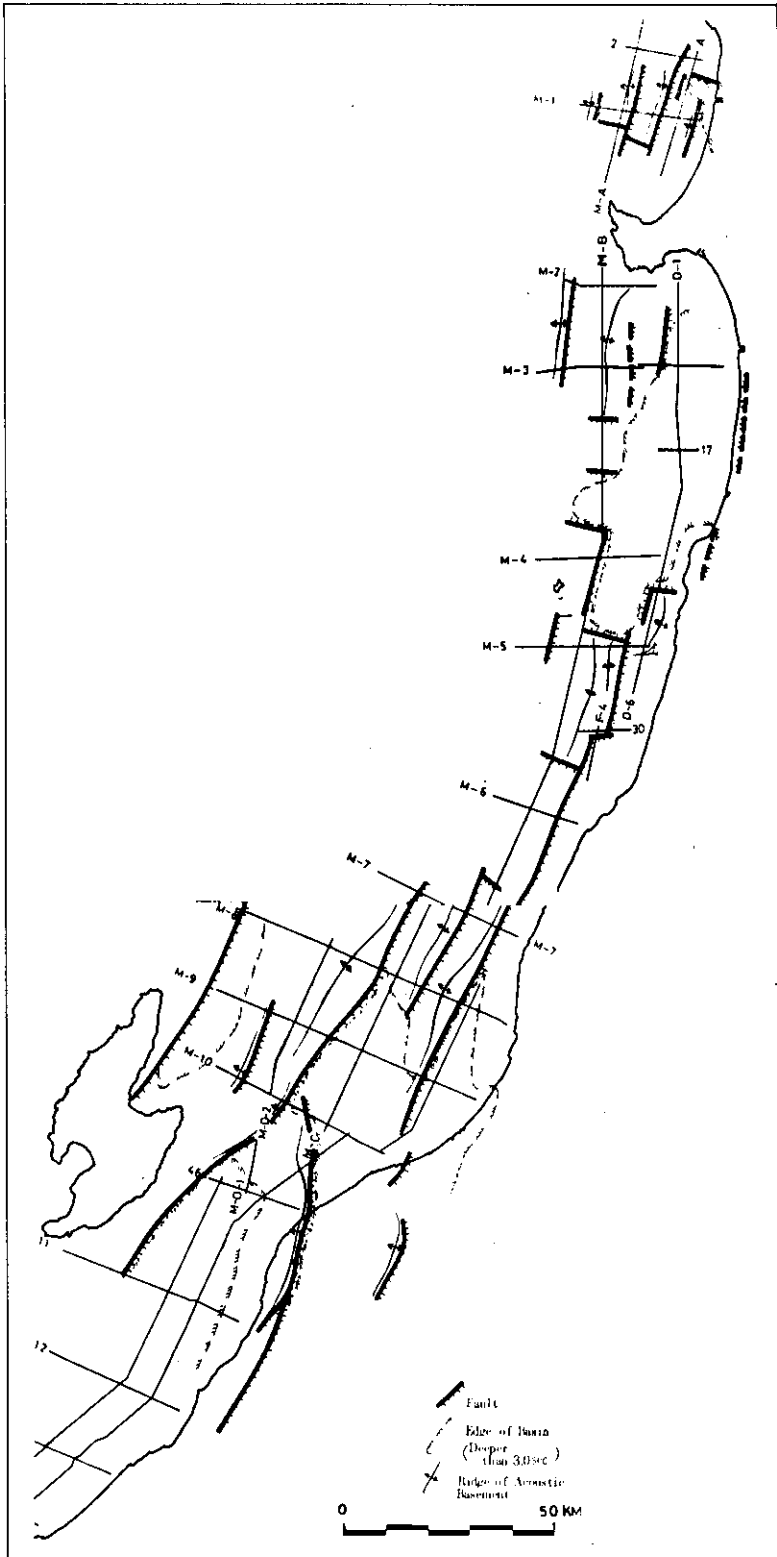
各堆積層のうちD層は上部中新統、C・B層は鮮新統に対比される。D層は広域にわたって均質かつ一様な厚さで発達するのに対し、C層の堆積ははや分化をはじめ、B層堆積時あるいは堆積後から縦走断層群とこれにともなう傾動および褶曲構造が形成され、その後、A層が変動地形を不整合におおって地形と平行に堆積した(佐藤, 1971)。このような変形史と堆積層の関係から、地塊構造の主要な形成時期は鮮新世後期から第四紀前期と考えられている。

2) 大陸棚

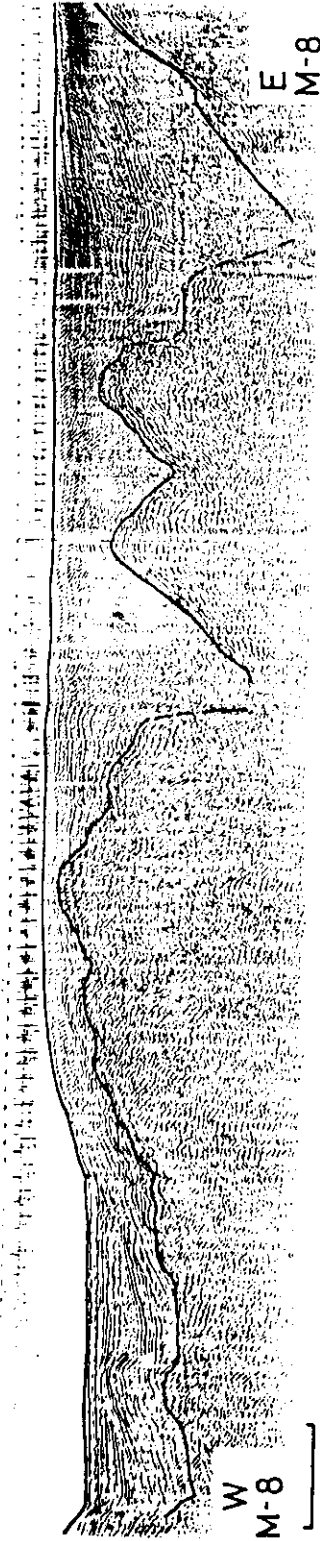
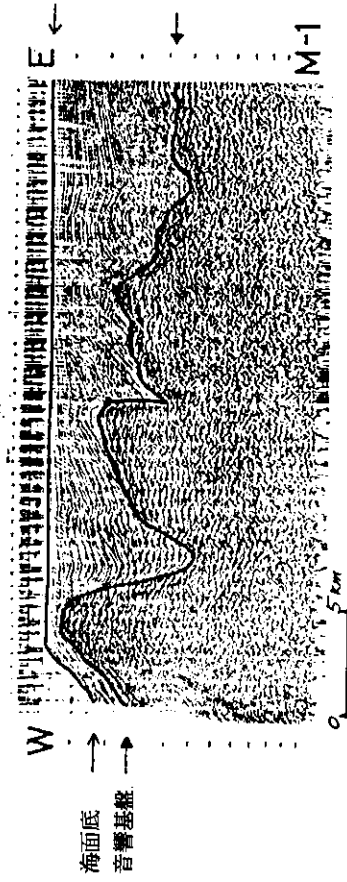
この海域の大陸棚は2~49kmの幅をもち、その地質構造はブロック化した基盤の傾動によって特徴づけられる(井上ほか, 1979)。地塊化をもたらした断層系は、全体として現在の海岸線に平行なアーク状の走行変化を示す縦走断層群であり、そのほか横断断層や斜交断層も関与する(第10図)。各地塊は西~西北西へ傾動しており、音響学的基盤の高まり(ridge of acoustic basement)は逆に各地塊の東寄りに位置している(第11図)。また、地塊の東縁は重力断層によって断たれ、東~東南東側ブロックが次々と相対的に沈下する一般的傾向を示す。音響基盤を被覆する堆積層はその地質構造にもとづいて、基盤直上の傾動面に平行な堆積物とその上位の地塊化による凹凸を埋めているほぼ水平な堆積層に二分される。傾動地塊構造の形成時期は、このような被覆層の堆積形態や陸域のデータなどを総合して、鮮新世前期と推論されている(井上ほか, 1979)。

大陸棚域の構造要素は新潟県北部においては海岸線と斜交しており、それらの南南西への延長は新潟平野およびその周辺の陸域へ連続する*(第12図)。この地帯における各傾動地塊の東縁隆起帯は、茅原(1980)によって、西側のものから弥彦-「馬の背」構造系列、粟島-阿賀沖-東新潟-南阿賀-新津構造系列(粟島-新津構造系列)、楯形-五頭山構造系列、と呼ばれている。地塊の東縁はいずれも東側ブロックが相対的に沈下する断層に断たれ、しかも各地塊はいずれも全体として西北西へ傾動する(第13図)。傾動地塊の東縁隆起帯にあたる「構造系列」が陸上へ露出している

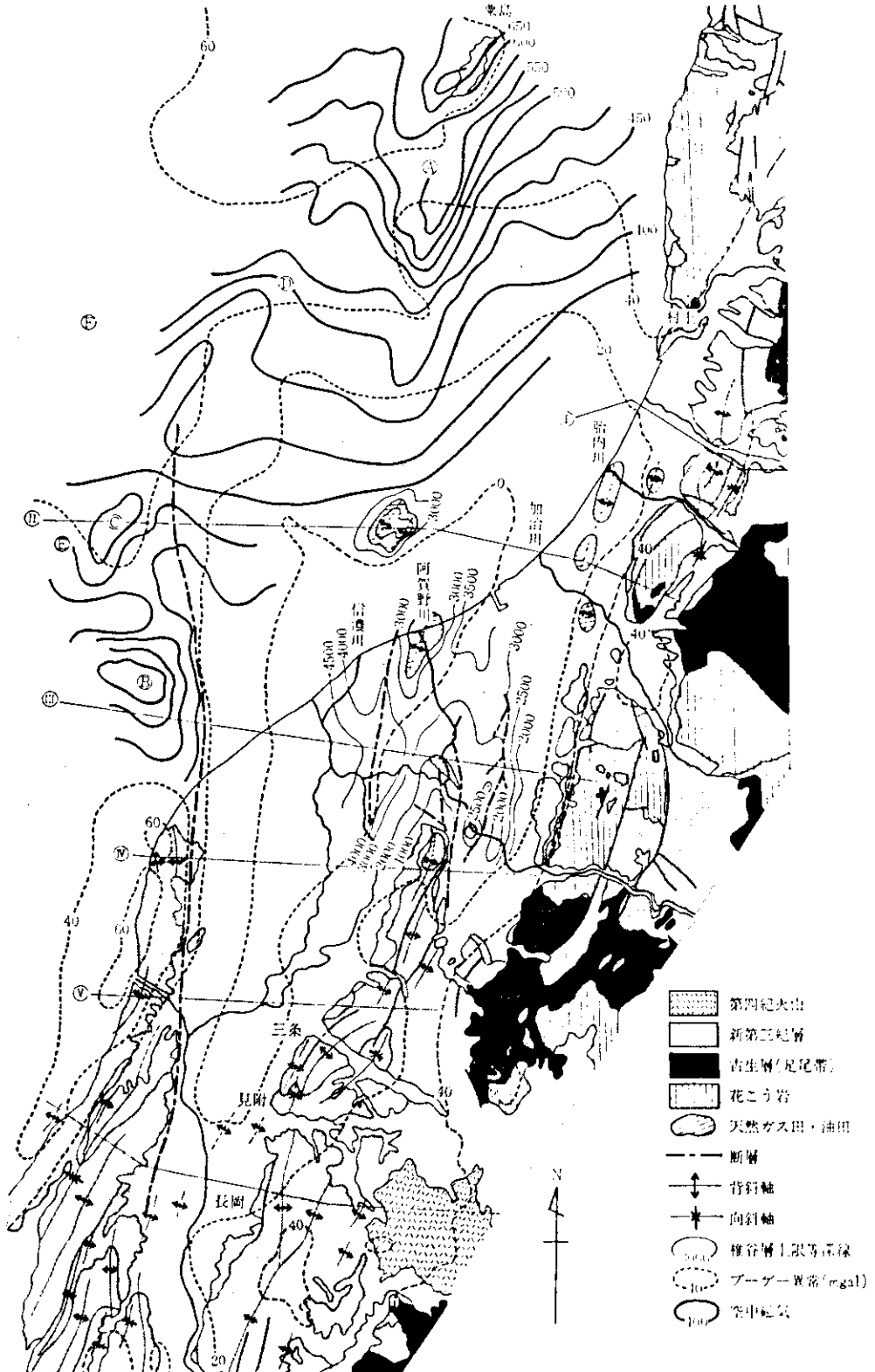
*大陸棚の構造要素が新潟県下へ「上陸」することの要因については、続稿(矢野, 投稿中)で考察する。



第10図 東北奥日本大陸棚の地質構造図 (井上ほか, 1979)



第11図 東北裏日本大陸棚の音波探査断面図（井上ほか，1979）
 測線位置は，第10図に示される。



第12図 新潟平野～大陸棚の地質構造図 (茅原, 1980)

部分は地形的にも分水界が東側に偏った非対称山稜・丘陵を形成し、狭長で急傾斜の東側斜面と緩傾斜で幅の広い西側斜面が発達する。これらのうち、粟島（中村ほか，1964；松田ほか，1964；NAKAMURA et al., 1964など）、新津丘陵（新津背斜団体研究グループ，1977）、蒲萄山塊（五月女，1980）、櫛形山脈（植村・高橋，1974；高橋，1976）、五頭山塊・笹神丘陵・愛岩原（通産省資源エネルギー庁，1978；植村，1979；笹神丘陵団体研究グループ，1980，1982；高浜ほか，1980；丸山ほか，1981；高浜・野崎，1981；池辺，1982；高浜，1982）**では、傾動運動や地塊東縁の断層などについて多面的な解析がすすめられてきた（第69，14，15図）。

さらに南方の魚沼丘陵～越後三山地域においても、新発田一小出線に沿って発達した六日町盆地西縁の逆断層群（青木ほか，1978；青木，1979；山下ほか，1979，1982；高浜，1982）を境に両側の地塊はともに西北西へ傾動し、しかも東側の地塊が相対的に沈下している（第16図）。現在みられる六日町盆地は、地塊境界断層の発生・成長とともに、その東縁に形成されてきた傾動沈下凹地をおもに魚野川・破間川水系の碎屑物が埋積した構造性内陸盆地といえよう***。その発生時期は更新世後期もしくは地形形成期ⅢA（高浜，1982）とされ、洪積世に形成された中位および低位の段丘が分布していないことから、後期更新世から現在まで、海水準変動をうわまわる沈降運動がおこなわれてきた（新潟第四紀研究グループ，1977）といわれるほど連続的に沈降がすすんできた。また、六日町盆地をささむ東西両側地塊の非対称な運動様式は、新潟第四紀研究グループ（1977）によって指摘された地形的非対称性にも明瞭に反映されている。すなわち、六日町盆地を貫流する魚野川の支流配置をみると東側の山地にはいくつもの大規模な河川が発達するのに対し、西側の山地からは小規模な支流が合流してくるにすぎない。また、盆地東縁の山麓線は、上記の大規模な支流が深い谷と広い谷底平野を形成するため著しく屈曲に富み、各支流の下流部には大規模な沖積扇状地が発達する。いっぽう、盆地西側では山麓線はゆるく湾曲するものの比較的直線状であり、扇状地もきわめて小規模である。

さらに、注目すべき記述が次のようになされている。盆地内に発達する段丘は、東西両側の山麓に発達する沖積扇状地が開析されて段丘化したものである。東麓の支流河川に沿って発達した大規模な扇状地も段丘化し、その段丘面は魚野川への合流点付近で下位のより新期の扇状地面に移化し、段丘崖は消滅してしまう。逆に、段丘崖の比高は中流部へさかのぼるにつれてしだいに増大し、最高60mに達する。これらは、東側山地の相対的隆起と六日町盆地の相対的沈降****を反映したものとされ、六日町盆地を含む東側地塊が沖積層堆積期にも西北西へ傾動してきたことを示す現象である。

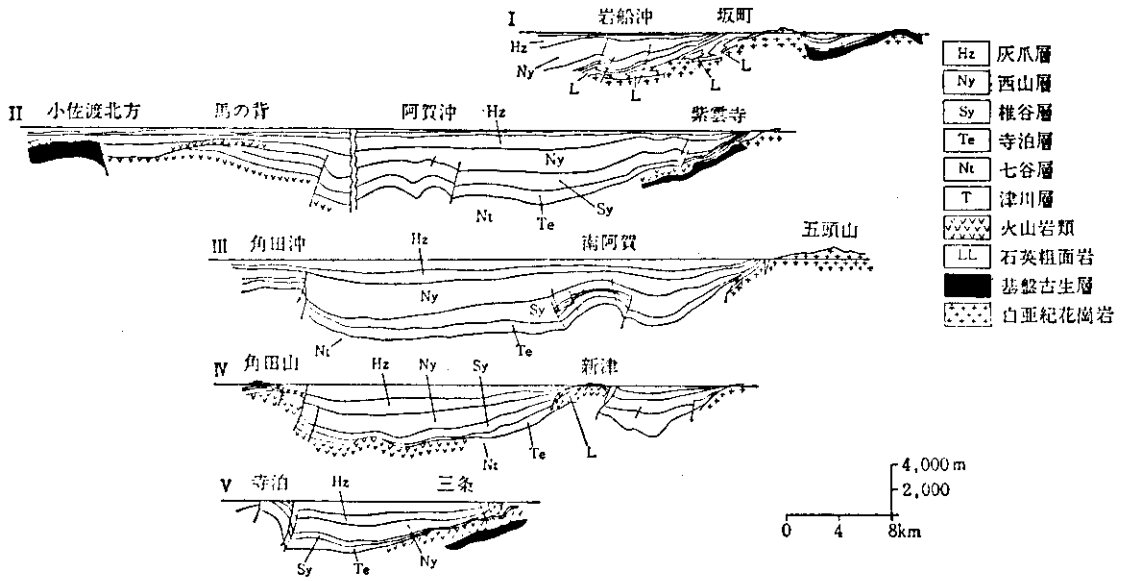
以上のように、東北日本の日本海側大陸棚およびその南方延長としての新潟平野周辺地域の地質構造は縦走断層群による傾動地塊構造に特徴づけられ、それは次の2つの規則性に支配されている。①各地塊は、ほとんど例外なく、西～西北西へ傾動する。②地塊境界断層は、ほとんどすべての場合、東側の地塊が相対的に傾動沈下する重力断層である。

地塊境界断層は、例示した音波探査記録にもみられるように多くの場合は正断層であるが、新潟平野周辺地域ではしばしば西傾斜の逆断層として観察される。このような断層について、池辺(1982)

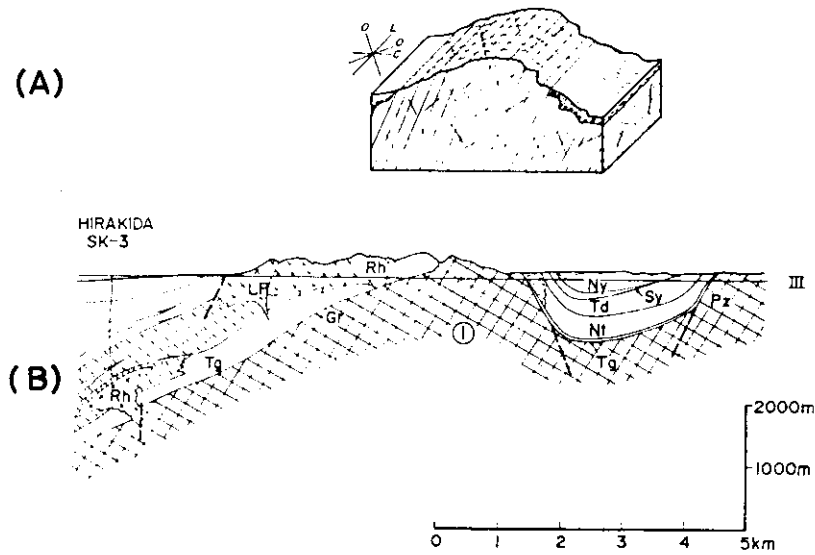
** 新発田一小出線（山下，1970）に沿う新生代末期の構造運動のうち、ここでは池辺（1982）の“ごく最近になってからの基盤運動の反転期”以降、もしくは高浜（1982）の“地形形成期Ⅱ期”以降の運動を示す。たとえば、越後山地の傾動隆起と地塊西縁における狭長な傾動沈下凹地（村杉低地帯など）の形成、西側丘陵（笹神丘陵など）の傾動隆起などがそれにあたる。ちなみに、それ以前の構造運動については、小論の末尾で改めて検討される。

*** すでに内藤（1965）は、その時代論などに相違があるものの、魚沼地方の地形発達史について同様の経緯を復元している。

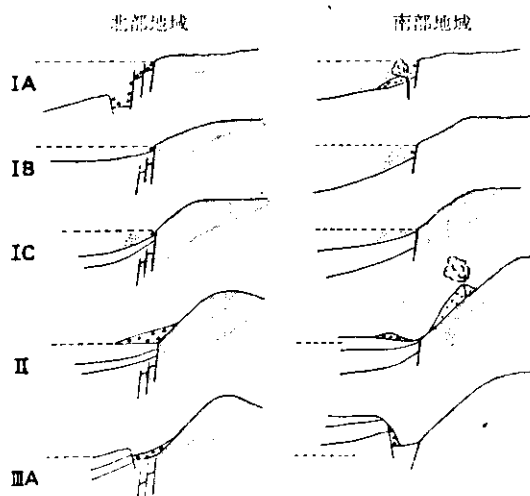
**** 盆地中軸部での沖積層の層厚は100 m以上に達する、といわれる。



第13図 新潟堆積盆地北部の地質断面図 (池辺ほか, 1978)
断面線は第12図に示される。

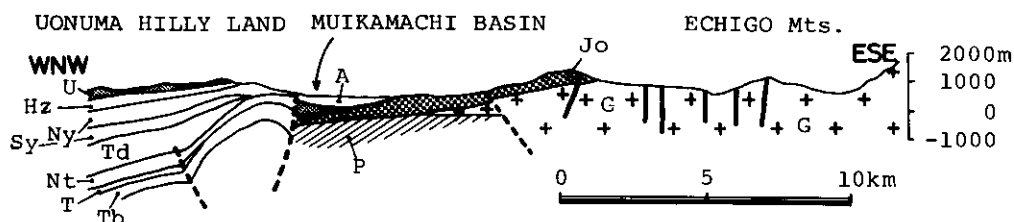


第14図 櫛形山脈における傾動地塊構造
A: 植村・高橋 (1974),
B: 鈴木ほか (1974)



第15図 新潟堆積盆地東縁部における鮮新世以降の造構史 (高浜, 1982)

IA~ IIIAは、地形形成期区分 (高浜, 1982の第2表参照)

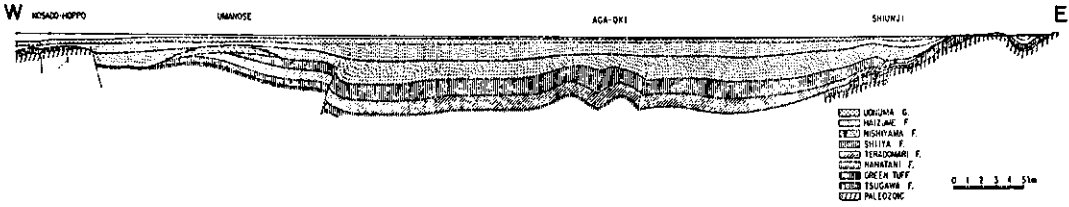


第16図 六日町盆地を横断する地質断面図 (新潟県, 1977を簡略化)

A : 沖積層, U : 魚沼層, Hz : 灰爪層, Ny : 西山層, Sy : 椎谷層,
Td : 寺泊層, Nt : 七谷層, T : 津川層, Tb : 下部中新統玄武岩,
Jo : 城内層, G : 花崗岩・斑れい岩, P : “古生層”. 断面線は、六日町
の北方5 km のところをWNW-ESE方向に通るものである。

は“最近の坑井データでは深部ほど高角になり、グリーンタフ層準ぐらいになると顕著な水平圧縮を示すような形にはなっていない。しかも単純な垂直応力によるものでもなく、傾動ブロック運動が支配的のようである”と指摘しており、新潟地域においても②の規則性が成立することが示されている (第17図)。

傾動地塊構造の形成時期は、大陸棚域では上述したように鮮新世前期とされる。新潟堆積盆地でも地塊境界断層にむかって西山層が東から西へと著しく肥厚し、傾動面を埋める形で堆積している(第13, 17図)ことから、中新世末~鮮新世と考えられている (茅原, 1980)。また米谷ほか (1980) は、落差が3,000 mにも達する角田・弥彦山塊東縁断層 (第12図) が、西山期中期に発生し、それ以降変位を累積してきた成長断層 (growth fault) であることを明らかにした。新潟平野下における第四系の堆積様式 (第18図) も西方への傾動運動が完新世までひきつづいていることを示すものであろう。さらに、後述する1964年の新潟地震に伴う地殻変動もこのような運動の一環であると推論さ



第17図 新潟市北方の海域—陸域地質断面図 (池辺, 1982)

れている (西田, 1964; 早川ほか, 1965; 村井, 1966)。また, 新発田—小出線沿いの地塊境界断層とその東側の狭長な傾動沈下凹地—村杉低地帯 (笹神団研, 1980)・草出川低地 (高浜ほか, 1980)・六日町盆地 — は, 上述したように更新世中期~後期になって形成されはじめたもので, 他の構造要素に比べ遅れて発生する傾向にある。いずれにしても, この地帯に発達する傾動地塊構造は鮮新世以降に順次発生・成長しつづけ, 現在においてもなお活動的であるといえる。

c. 日本海沿岸海域における地質構造の特徴

以上のように, 東北日本の日本海側大陸斜面, 大陸棚およびその南方延長としての新潟平野周辺において鮮新世~第四紀に形成された構造要素は, 傾動地塊・地壘を特徴とし, 基本的には次の3つの規則性に支配されている。①地塊化をもたらした主要断裂系は島弧の主軸に平行し, 北部から南部にかけてN-SからNNE-S SWへと弧状の走向変化を示す。②各地塊は, 多くの場合, 島弧の主軸に直交してW-WNW方向へ傾動する。③地塊境界断層は, 一般に島弧の隆起軸により近い東側の地塊が相対的に沈下する階段状重力断層である。

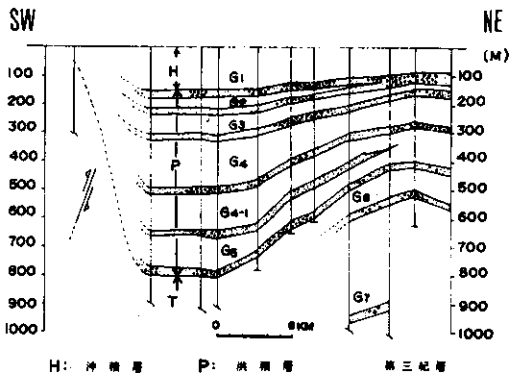
地塊構造の発生・成長ともなって形成された変動地形は, 大陸棚域では最終氷期の海面低下による平坦化のために失なわれたが, 以深の大陸斜面では複雑な海底地形としてよく保存されている。また, 陸上延長部にあたる新潟平野周辺では, さまざまな程度に開析されてはいるものの, 非対称山陵・丘陵としてその一角が陸上地形にあらわれている。

2. 東北日本弧陸域

東北地方は, 島弧の主軸にのびる北上・阿武隈河谷帯を境に, 東西両側できわめて対照的な地質的・地形的特徴を示す (第3, 19図)。

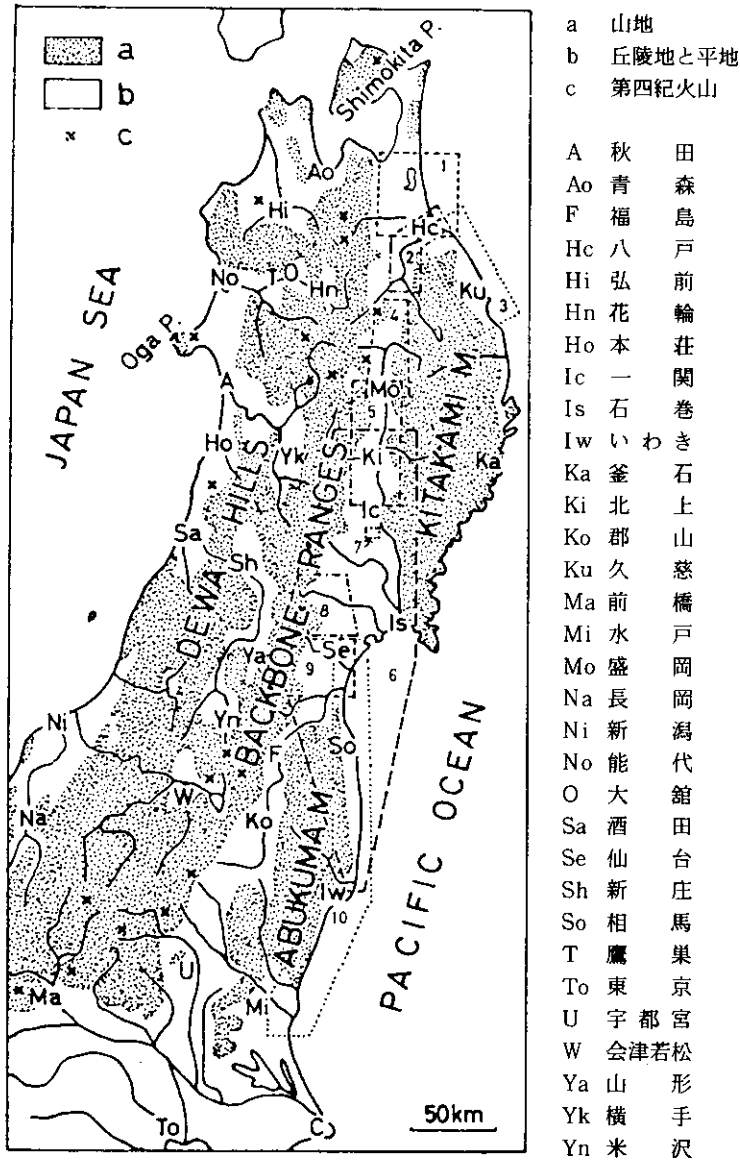
東側の北上・阿武隈山地には先新第三系が広く露出し, 上部新生界は太平洋沿岸の丘陵地帯にのみ狭長に分布する。山地の最高点は北上山地で早池峰山 (1914 m), 阿武隈山地では大滝根山 (1193 m)に位置し, 両山地とも高所に斉頂・緩起伏地形が存在する (東北地方第四紀研究グループ, 1969)。

いっぽう, 北上・阿武隈河谷帯の東縁部では, 北上・阿武隈山地の基盤岩類に対して新第三系が不整合に接し, 以西の地帯は日本海沿岸海域に至るまで新第三系が厚く発達するグリーンタフ堆積



第18図 新潟平野における第四系の地質断面図 (新潟県, 1977)

断面線は, 海岸線に沿う。



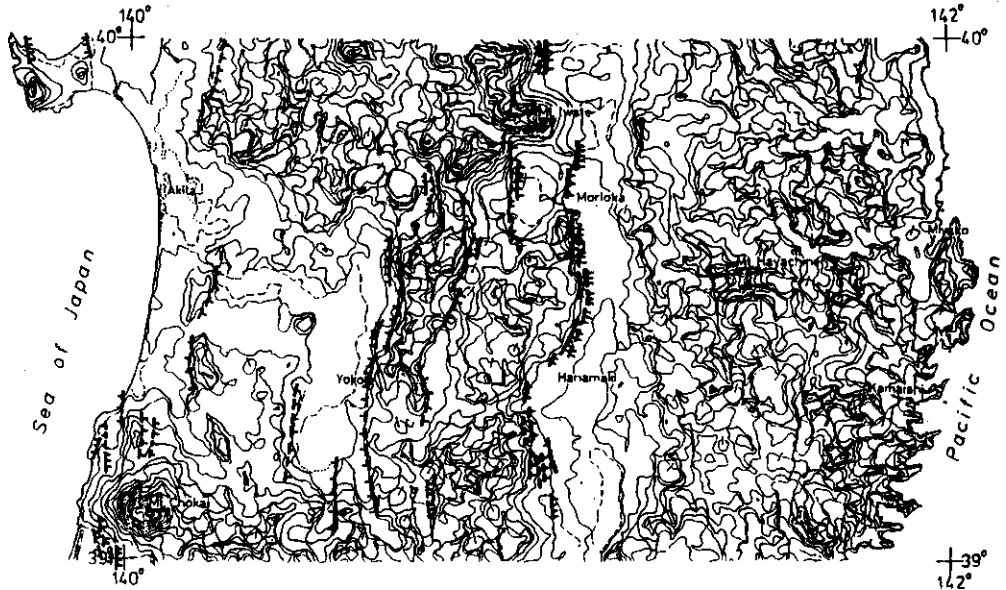
第19図 東北地方の地形区（東北地方第四紀研究グループ，1969）

盆地となり、先新第三系の露出は散点するにすぎなくなる。この地帯の地形は、島弧方向にのびた4～5列の地形区——北上・阿武隈河谷帯・脊梁山脈帯・内陸盆地帯・羽羽丘陵帯・（日本海沿岸丘陵帯）——の帯状配列によって特徴づけられる。

以下では、おもに東北地方の中部を中心に、地形および地質構造について検討をすすめる。

a 地形

NAKATA (1976)・東北地方第四紀研究グループ (1969) などによって、この地域の地形的特徴を概観する (第20図)。



第20図 東北地方中部の接峰面図と活断層分布
(NAKATA, 1976; 活断層研究会, 1980)

1) 北上山地

北上山地はリアス式の三陸海岸と北上川・馬淵川^{まぶち}の河谷帯とにはさまれるN-S方向に伸長したドーム状山地で、海拔500~600m, 800~900m, 1,000~1,200mの3段の浸食小起伏面が山地をとりまいてひろがっている。

2) 北上河谷帯

北上川沿いに発達した狭長な地形的凹地帯で、丘陵地・低平地からなり、段丘の発達が著しい。NW-S E方向の隆起帯によって分割され、北上盆地では古期の段丘ほど南側に広く、新期の段丘ほど北に広く分布する傾向にある。

3) 脊梁山脈

奥羽脊梁山脈は、その中央部西寄りに位置する和賀川・成瀬川上流部のN-S方向の河谷を境に、地形的には東西に二分される。東部は海拔1,000m以下のゆるく西方へ傾く山地で、東縁は急斜面を介して北上河谷帯に接し、全体としては傾動地塊状地形を示す。真昼山地とよばれる西部は、海拔1,000mをこえる山陵が連なり、東西両縁を急斜面に境された地壘状地形を呈する。

4) 山間盆地

この地域における山間盆地帯を代表する横手盆地は、海拔20~80mの西へ緩斜する著しく低平な地形を示す(第21図)。南東および北東から流入する主要河川——雄物川・玉川——は、いずれも盆地内では西縁に沿って流下するのに対し、扇状地は1つの例外^{*}を除いていずれも盆地の東側に

* 西側の出羽丘陵から流入する河川のうち扇状地を伴うのは西馬音内川^{にしまねい}だけで、しかもそれは盆地南縁の西部に発達したものである。

発達し（東北農政局計画部，1982 a），地形配置のうえでも盆地の東西で非対称性が著しい。

5) 出羽丘陵

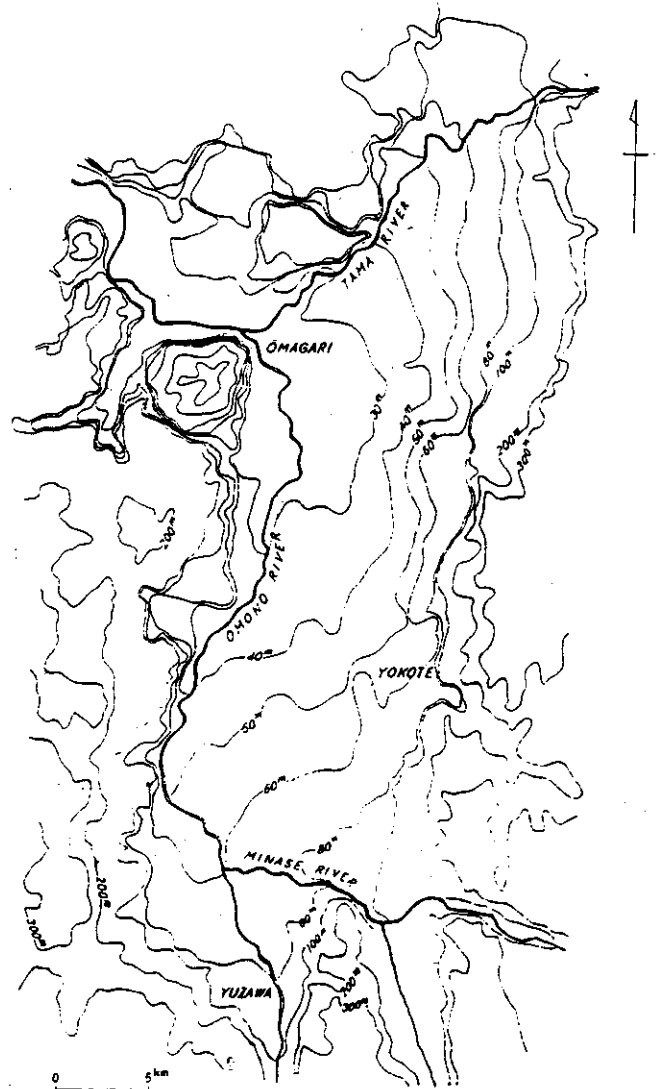
この地域における出羽山地は開析のすすんだ丘陵地形を呈し、横手盆地から秋田平野を経て日本海へ流入する雄物川は山地を貫流する先行川となっている。雄物川流域では、出羽山地は地形的に東西に二分される。東部は和田盆地を西縁とする海拔200m以下の西へ緩傾斜する丘陵地で、その東縁は比高200m前後の急斜面を介して横手盆地に臨む。いっぽう、日本海沿岸丘陵帯に属すともいわれる西半部の由利丘陵は、海拔400mを越える分水界が東に片寄って発達した非対称な丘陵で、狭長で急傾斜の東側斜面をもって和田盆地に接する。

6) “第四紀”火山を頂点とするドーム状隆起地形

東北地方を並走する那須および鳥海火山帯において、“第四紀”火山（群）は70~80kmの間隔において等距離配列する傾向にある（松本，1948）。さらに、これらの各火山（群）を頂点として、ドーム状隆起地形が脊梁山脈および出羽丘陵を中心に数多く形成されている（矢野，1982 a；第22図）。今日みられる東北地方の大地形は、帯状配列する上記の地形区に加え、“第四紀”火山（群）を頂点とするドーム状隆起が複合された姿であろう。

b 地質構造

北上・阿武隈山地の先新第三系にみられる地質構造の複雑さはもとより、西側のグリーンタフ地向斜地域でも、脊梁山脈・出羽丘陵は位相をずらして出現した地背斜的隆起帯（北村，1963）とも考えられ、さらにその西側にひろがる油田地帯には褶曲・断層が顕著に発達している（第3図）。東北地方全般にわたるこのような複雑な構造状況のなかで、最新期における構造運動の特徴を概観するため、第20図には活断層研究会（1980）にしたがって第四紀、とくに更新世中期以降に活動したことが確実視される断層が記入されている。



第21図 横手盆地の地形復元図（小西，1970）

北上山地は活断層がほとんど分布しない安定した地域といわれるのに対し、北上河谷帯西縁以西ではN-S~NNE-SSW方向にのびる幾条かの集中帯に限って活断層が発達し、巨視的には10~25 kmの幅をもつ島弧方向の地塊構造が特徴となっている。これらの地塊として示される構造单元は、上述の地形区およびさらに細分された亜区に一致するものである。

東北地方第四紀研究グループ(1969)によれば、"第四紀火山噴出物を除く第四紀堆積物はおもに北上・阿武隈河谷帯、内陸盆地帯および日本海沿岸丘陵帯の3帯に限られて分布する。こうした第四系の分布を鮮新統以上の地層の分布とおきかえてみても上述の分布区域とほとんど変わらないとされるほど、層位的にも構造的にも第四系と鮮新統とは密接な関係にある"とされる。このような鮮新統~第四系の調和的な発達様式は、東北地方における地形および第四紀の地質構造单元の起源が鮮新世にまで遡ることを示唆している。

新生代末期に形成された地質構造を、各構造单元ごとにまとめると次のようになる。

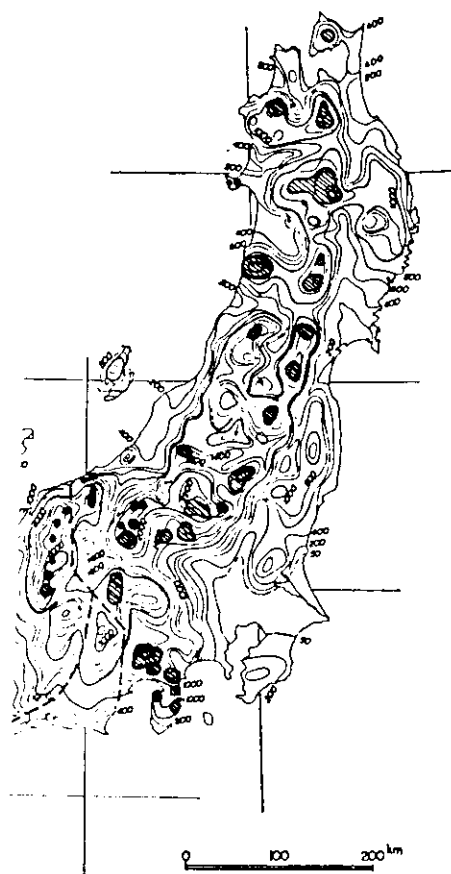
1) 北上・阿武隈山地

両山地において新生代末期に形成された主要な地質構造は、N-S方向に軸をもつ曲隆構造である。

北上山地では、前述のように3段の浸食小起伏面が山地をとりまいてひろがっている。これらの小起伏面の発達様式から山地全体にわたるN-S方向の曲隆構造が復元され、その軸は山地の中心よりもかなり西寄りに位置するといわれる(小池1972)。第四紀における山地の隆起量は500~600m*と見積られている。

阿武隈山地では海拔600~700 mに斉頂性がみられ、1,000 mを越える山陵は少ない。山地東縁の岩沼-久ノ浜線にそって発達する西傾斜の逆断層や被覆層中の撓曲構造を解析した恒石(1966)は、それらが鉛直断層にそう基盤岩の差動運動によってより上位の構造レベルに形成された"superficial thrust"やドレイプ褶曲であることを明らかにした。また、撓曲帯以外の地域における被覆層の平均傾斜(10~15°E)**は、阿武隈山地の隆起にともなう曲隆構造の東翼部の傾斜角をあらわすものと考えている。

阿武隈山地の北方延長部にあたる岩沼地域においては、基盤の割山層および花崗岩類・下部中新統の槻ノ木層・高館層がN-S方向に軸をもつ曲隆構造を形成する(第23図)。東翼部の割山隆起帯に対して鮮新統の竜ノ口層が東方から収れんしながらオーバーラップし、またその部分で地層の傾

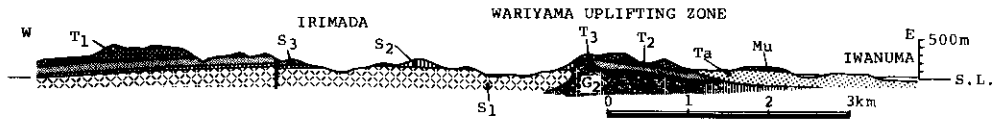


第22図 東北地方の接峰面図 火山分布
(HUZITA, 1980に一部加筆・訂正)
斜線部が火山(群)

* 現在の海水準と比較した場合の相対的隆起量であろう。

** 阿武隈山地の第四紀における隆起量は500~600 m(第四紀地殻変動グループ, 1968)と見積られているが、その東翼部の平均傾斜量としては大きすぎる値である。阿武隈山地東縁の断層形成に関連した局所的な変形勾配の増大など、他の要素を加味する必要がある。

斜が増すことや、この隆起帯に沿って激しい地じりが発生し、活断層も顕著に発達することから、現在みられる隆起帯の形成は鮮新世にはじまり第四紀まで続いているものと考えられている(生出・藤田, 1975)。曲隆構造の内部では、入間田西方に鮮新世以降に形成されたと推定されているN-S走向の正断層が存在し、また、割山隆起帯西縁にもN-S走向の断層群が発達し、一部では基盤の割山層が西側の槻ノ木層に高角度の衝上断層で接する。岩沼地方における以上のような地質構造は、N-S方向の曲隆構造とそれとともなって隆起頂部に形成された地溝状陥没構造として統一的にとらえられ、鮮新世以降に阿武隈山地で進行した曲隆運動の結果にほかならない。



第23図 阿武隈山地北縁部岩沼西方の地質断面図(生出・藤田, 1975)

Mu: 向山層, Ta: 竜ノ口層, T₁~3: 高館層, S₁~3: 槻ノ木層,
G₂: 片状黒雲母花崗岩

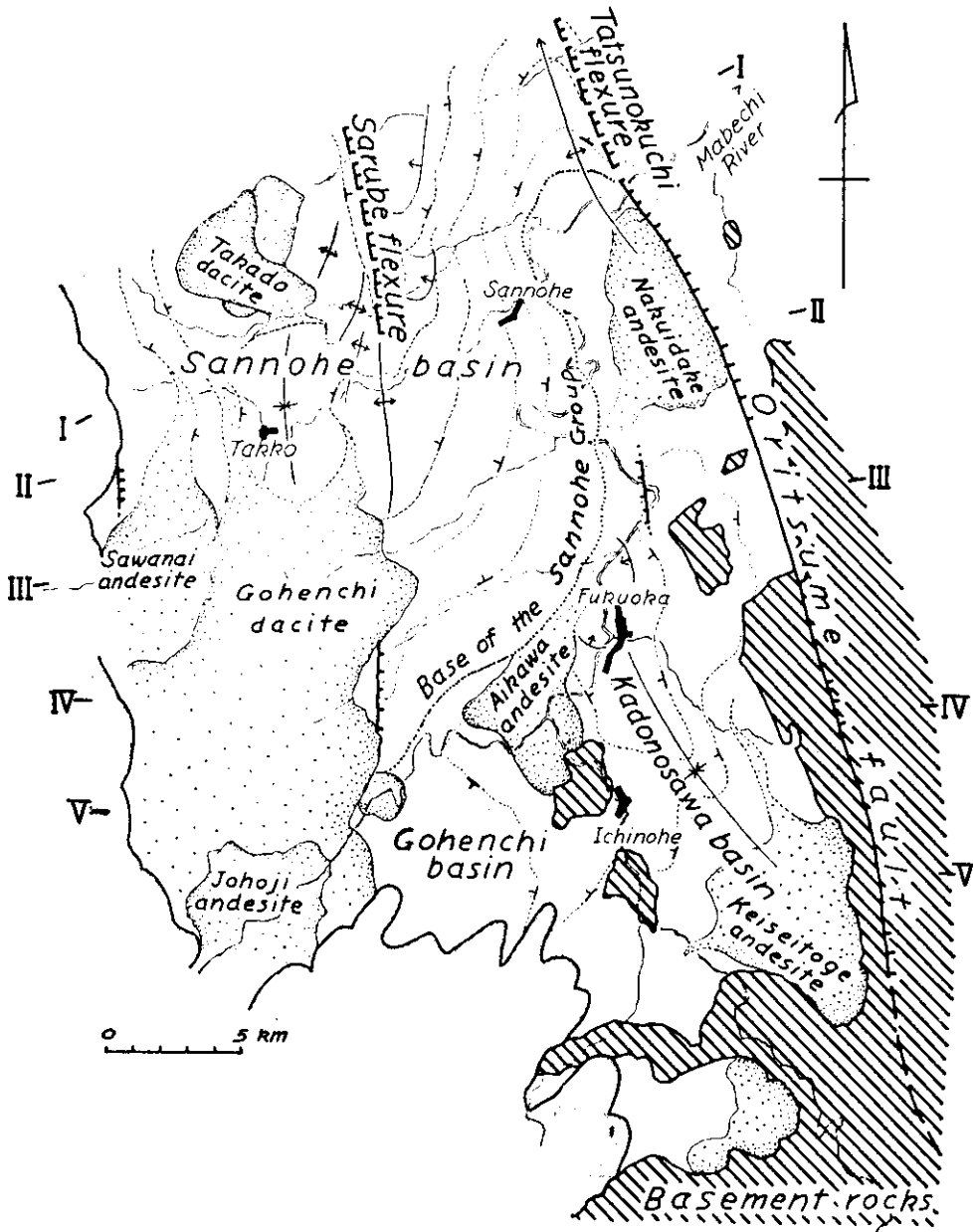
2) 北上・阿武隈河谷帯

この地帯では、北上・阿武隈山地の基盤岩類に対して中新統が西側から不整合に接し、これらを鮮新統～下部更新統が不整合もしくは整合におおい、さらに上位には段丘および扇状地構成層が発達する。地質構造はN-S方向にのびる緩やかな複向斜構造と、これに斜交するNW-SE方向の断層または撓曲構造との組み合わせによって特徴づけられ、さらに西縁部の活断層集中帯を境に河谷帯が相対的に沈下している。

以上のような性格をもつ北上・阿武隈河谷帯がたどってきた造構史の変遷は、次のようにまとめられる。中新世にはこの地帯は西側にひろがるグリーンタフ堆積盆地の東縁にあっていたが、鮮新世になると竜ノ口海進に代表される新たな沈降運動によって現在の河谷帯の原型が形成される(藤田, 1960)。仙台市西方をおもにN-S方向に走る“鉤取—奥武士線”(生出, 1955)もそのあらかの1つであろう。すなわち、上部中新統の綱木層堆積中には全般的上昇傾向にあったグリーンタフ堆積盆の東縁部は鮮新世になると鉤取—奥武士線を境に上昇帯と沈降帯に分化した。その結果、東側の沈降帯にはひきつづき仙台層群が堆積していくのに対して、脊梁山地側は相対的に隆起し、やがて陸地を形成するに至った(生出, 1955)。脊梁山脈の隆起運動はさらに第四紀にもひきつづき、前述したように北上・阿武隈河谷帯西縁に活断層群を発生させたのである(第20図)。北上・阿武隈河谷帯は、鮮新世以降このようにして脊梁山地とは断層に境された別個の地質構造単元となり、北上・阿武隈山地の曲隆地塊の西翼縁辺部に組み込まれたわけである(第3図)。竜ノ口海進に代表される新たな沈降がグリーンタフ変動とは異質な運動である(藤田, 1960)と考えられる造構的背景の一つは、この地帯がグリーンタフ堆積盆地東縁部から北上・阿武隈曲隆地塊西縁の傾動沈下凹地へと地質区が更新されたことにある。この変化は、まさにグリーンタフ堆積盆の解体を意味し、現在進行しつつある島弧変動への転換点を示す現象といえよう。

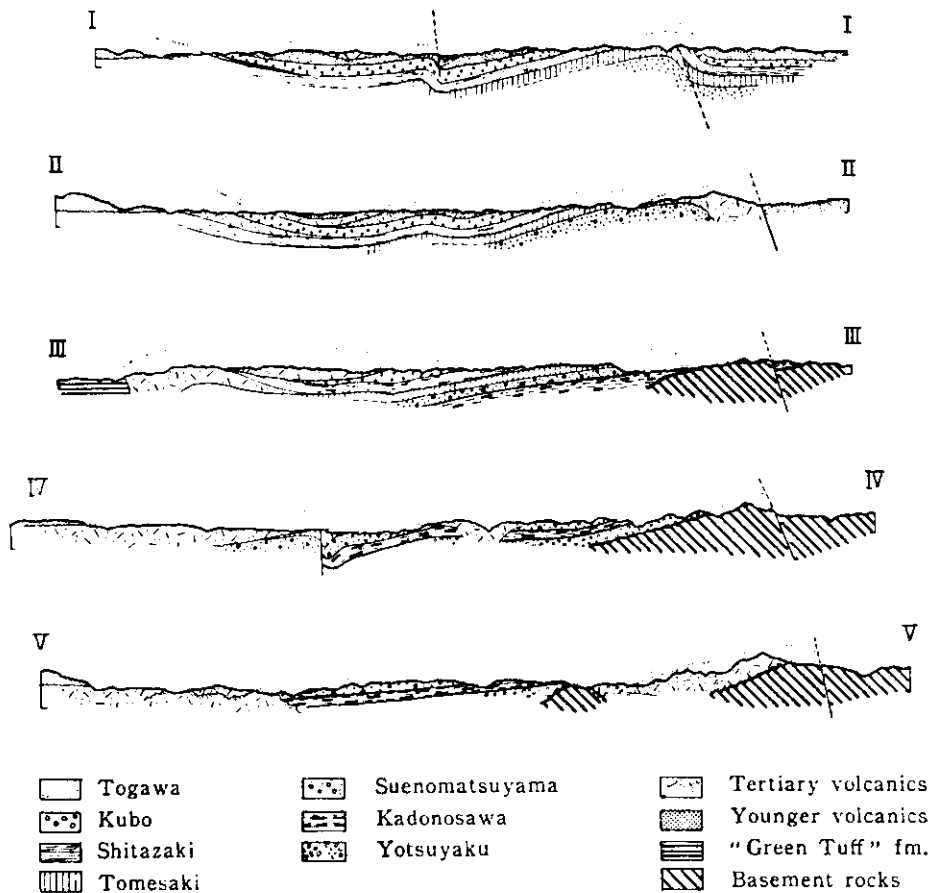
北上・阿武隈河谷帯がもつ北上・阿武隈曲隆帯西縁としての構造地質学的性格が端的にあらわれているのは、北縁部の馬淵川流域である。CHINZEI(1966)によれば、この地域の上部新生界は白鳥川層群および三戸層群からなり、最近の編年結果ではそれぞれ中部中新統下部、および中部中新統上部～鮮新統とされる(土編, 1981)。これらの両層群はそれぞれ独自の盆状構造をなすほか、N-S～NNW-SSSE方向に並走する辰ノ口撓曲・猿辺撓曲によって大きく構造規制をうけている

(第24, 25図)。これらの撓曲帯は南方で数100mの落差をもつ正断層に移化することなどから、



第24図 馬淵川流域の地質構造図 (CHINZEI, 1966)

基盤岩の差動運動にともなって被覆層中に生じたドレイプ褶曲 (drape fold) であり、基盤岩は西へ傾く幅10~15 kmの傾動地塊構造をなすものと推論された。また、被覆層の層相・層厚解析の結果、撓曲構造は三戸層群舌崎層上部の堆積期 (中新世末期) に形成されはじめ、同層群最上部層堆積時には辰ノ口撓曲の西翼部が西方へ傾動沈下していたことも明らかにされた。撓曲運動による変



第25図 馬淵川流域の地質断面図 (CHINZEI, 1966)

断面線は、第24図に示される。

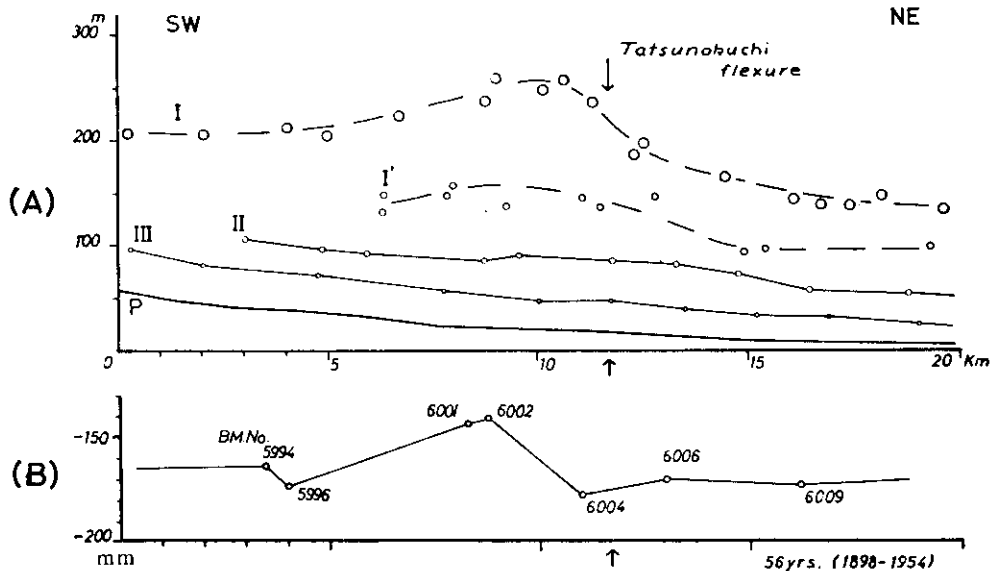
位置は、三戸層群堆積後・段丘構成層堆積前までに全体の半分に達したと見積られ、残りの半分は現在に至るまでの間に累積した(第26図)。馬淵川流域で中新世末期以降に形成されてきた西へ傾く傾動地塊群は、北上山地の曲隆構造とそれに伴って発生したアンチセティック^{*}(antithetic)な重力断層群^{**}との複合構造にほかならず、上述した北上・阿武隈河谷帯の基本的性格を如実に示しているわけである。

3) 脊梁山脈

東北日本中央部の脊梁山脈は、和賀川・成瀬川上流部のN-S方向にのびる河谷沿いの活断層集中帯を境に地質構造のうえでも東西に二分され、西側ブロックが相対的に上昇傾向にある(第20図)。東半部の地塊は背面が西へ傾斜する傾動地塊といわれ(NAKATA, 1976)。西側の真昼山地は両縁を活断層集中帯に境された地壘状の構造をなしている。

*用語法については、「補遺」を参照。

**北上・阿武隈河谷帯西縁に発達する活断層は、逆断層の形態をとるものが多い。筆者は、これらの逆断層は“superficial thrust”であり、第3図にも示されているように地下深部では正断層に移化するものと考えている。このような逆断層の性格に関する問題には、今後も随所に出てくるであろうが、小論の末尾でまとめて検討することにした。



I; Kintaichi plane and correlatives, I'; "Shiroganetai", II; Furumaki terrace, III; Nakui terrace, P; Present level of the Mabechi River.

第26図 辰ノ口撓曲に直交する測線における河岸段丘の変形 (A) および水準点改測結果 (B) (CHINZEI, 1966)

脊梁山脈の隆起運動のはじまりは、仙台市西方では鉤取-奥武士線が発生した鮮新世初期と考えられている (小出, 1955)。馬淵川流域でも、脊梁山脈に由来する礫が初めて産する三戸層群久保層上部の堆積時 — 土編 (1981) によると鮮新世初期にあたる — と考えられており、奥羽脊梁山脈の主要な隆起時期は鮮新世後期~第四紀である (CHINZEI, 1966)。

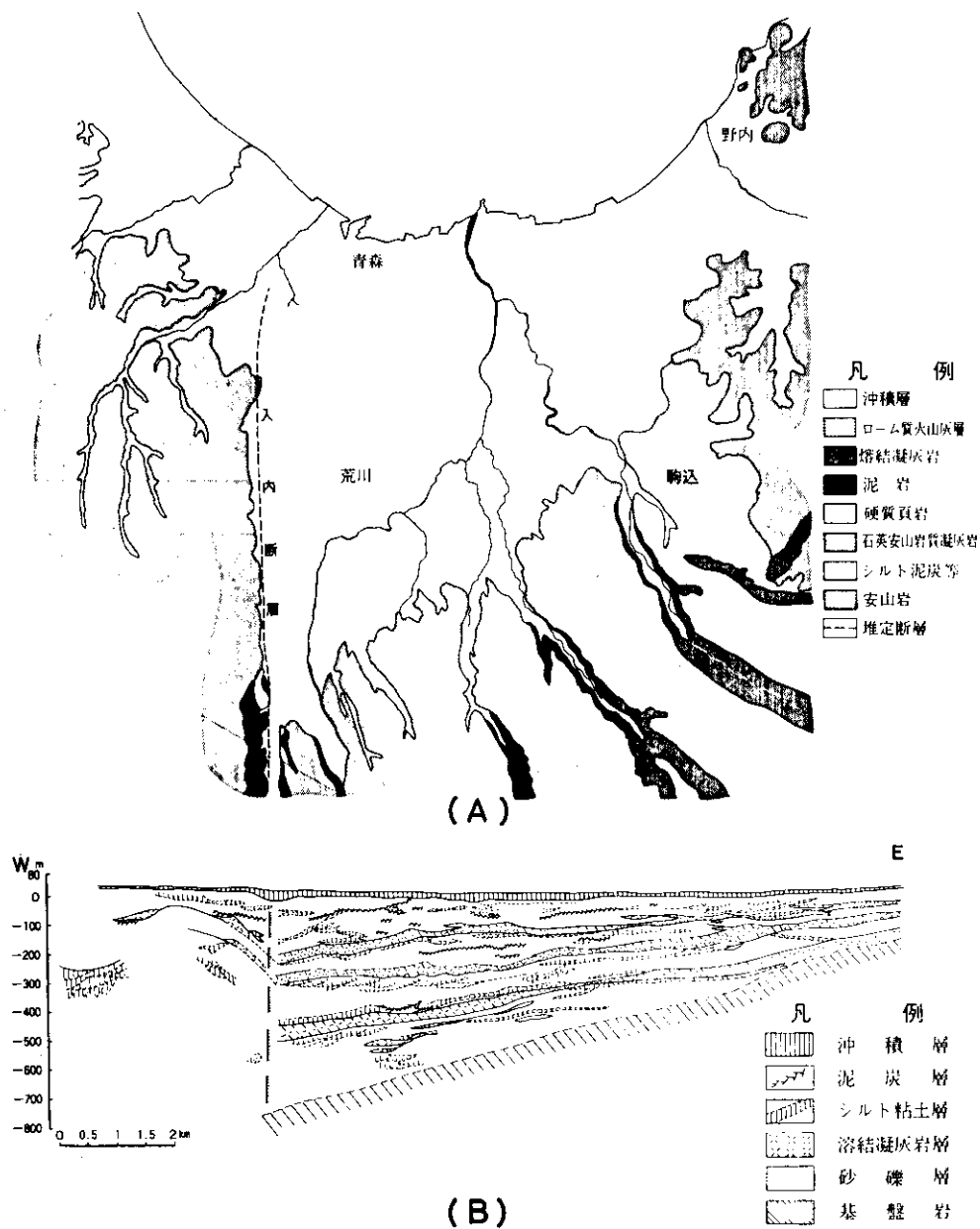
4) 山間盆地帯

山間盆地帯に発達する諸盆地は、北上・阿武隈河谷帯と同様、中新世末から第四紀にかけて形成された構造的な内陸盆地である (東北地方第四紀研究グループ, 1977)。

最北端に位置する青森平野では、東側の丘陵地を構成する中新統の火山岩類は全体的に平野に向かって傾斜し、平野西端部の入内断層付近ではその上限深度が 1,000 m にもおよぶ (第27図)。また、平野下の“更新統”の堆積様式からも明らかなように青森平野は、入内断層を境に平野側の地塊が西方へ傾動するにつれて順次形成された傾動沈下凹地が次々に埋積されてきた海岸平野である。ちなみに、入内断層から津軽半島脊梁部東縁の津軽断層に至るまでの間は、中新世末期以降形成されてきた同様なセンスの N-S 性高角逆断層群が発達する急傾斜帯をなしている (藤井, 1981)。さらに、脊梁部以西の地質系統は鮮新統も含めて西へ緩傾斜し、津軽半島は全体として西へ傾いた傾動地塊構造を形成しているわけである。

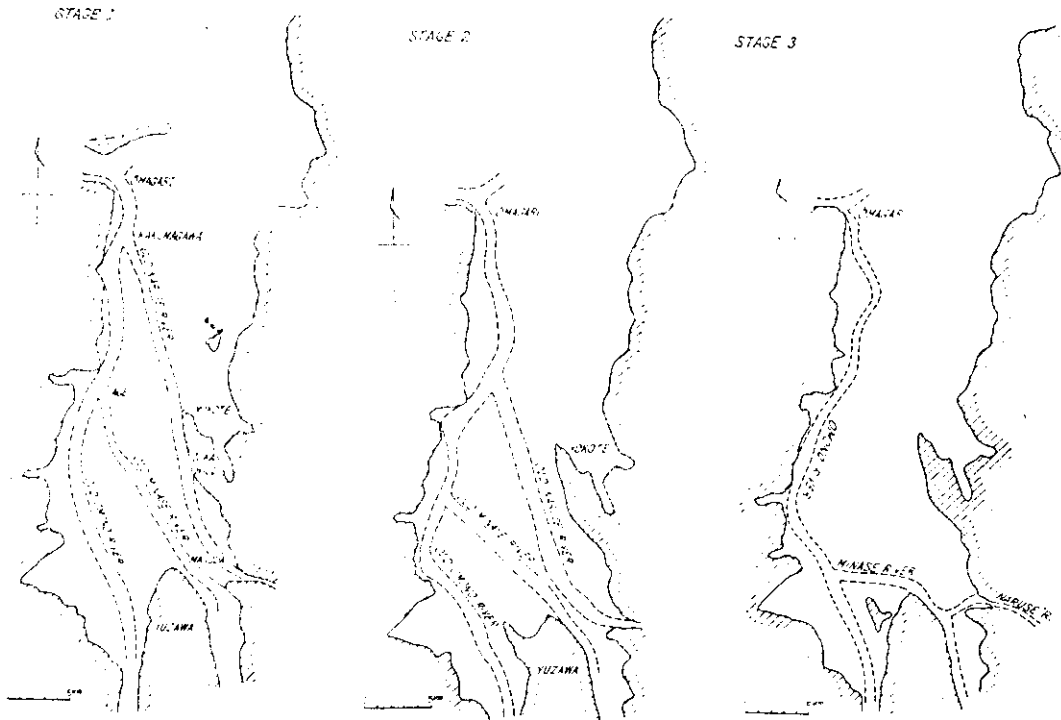
東北地方中部の横手盆地は、地溝状ないし半地溝状の内陸盆地で、東縁および南部では西縁にも活断層 (集中帯) を伴う (第20図)。盆地を埋積する第四系の基底深度は最大で海面下 200 m に達し、* 基盤をなす中新統女川層とは著しい不整合関係にある (小西, 1966)。このようなことから、横

* 盆地埋積層の大部分は下部更新統~鮮新統に対比されるかもしれない、との見解もある (東北地方第四紀研究グループ, 1977)。



第27図 青森平野とその周辺地域の地質図 (A) および地質断面図 (B)
 (東北農政局計画部, 1982 a)

手盆地は盆地発生直前まで陸上浸食域にあり、しかも盆地基底深度が大きく、堆積物が礫層を主とする粗粒相からなることなどから、第四紀末に少なくとも200m以上の急速な沈降と堆積が行われた陥没型の盆地であると考えられている。また、成瀬川・皆瀬川・雄物川の流路の変遷(第28図)から復元された横手盆地における地盤変動は、西方への傾動運動であるとされ、前述した盆地東西での著しく非対称な地形配置とも調和的である。さらに現在の雄物川は盆地南部で西側の山地を削剥し、その流路は西方へ移りつづけている。



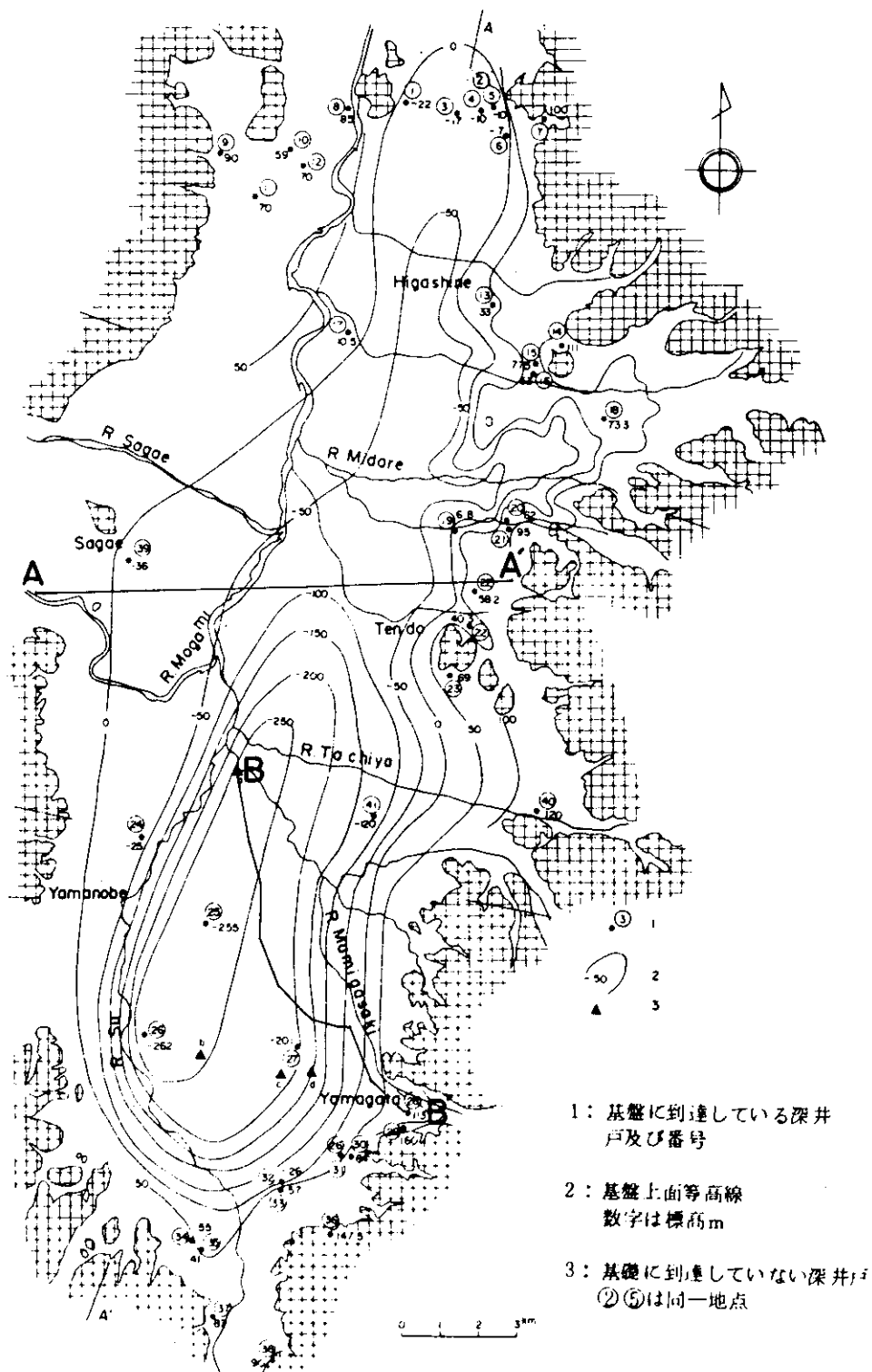
第28図 横手盆地における雄物川、皆瀬川および成瀬川の旧流路(小西, 1970)

山形盆地については、東北農政局計画部(1982b)によって総合的な調査・研究が行われた。それによると、山形盆地でも東西方向での地形的非対称性が著しく、盆地東側には乱川・立谷川・馬見ヶ崎川の三大扇状地が形成されているのに対し、盆地西縁では小規模な寒河江扇状地が発達するにすぎない。また盆地縁辺部にみられる中位面の海拔高度は西縁部では90~100mであるが、東縁では400mに達する。以上の地形的特徴をもつ山形盆地は、鮮新統左沢層堆積後は陸化・浸食域にあったとされ、中期更新世後半に至って沈降域に転化した。盆地を埋積する第四系は、第29図に示されるように最大層厚部が西に偏った非対称な堆積形態を示す。また、弾性波探査結果によると、西縁部の最上川に沿った層厚急変部には西側の第2速度層(2.45 km/sec; 鮮新統~中新統最上部)との間には断層の存在が推定されている*(第30図)。この推定断層の東側の第四系は、青森平野と同様の堆積様式を示し(第30, 31図)、おもに東方の脊梁山地から供給された粗粒碎屑物は各沈降単元の基底を画し、西方へくさび状に尖滅する。このような第四系の発達状態は、脊梁山脈の隆起とともに最上川~須川沿いの推定断層を西縁として盆地域がくりかえし傾動沈下してきたことを示しており、上述した地形配置の非対称性とも調和的である。

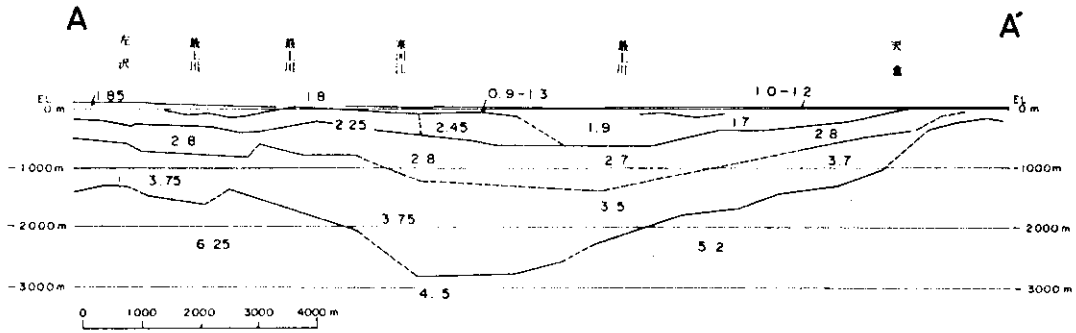
会津盆地においても鮮新世以降現在に至るまで、沈降中心の東遷とともに地塊化がすすみ、盆地西縁の隆起・丘陵地化と東側の盆地の沈降が並行して進行する(鈴木, 1980)。

以上のように山間盆地帯に位置するいくつかの内陸盆地は、いずれも鮮新世以降のある時期に発生した構造性凹地であり、西縁もしくは両縁に断層を伴って西へ傾く傾動地塊構造を共通の特徴と

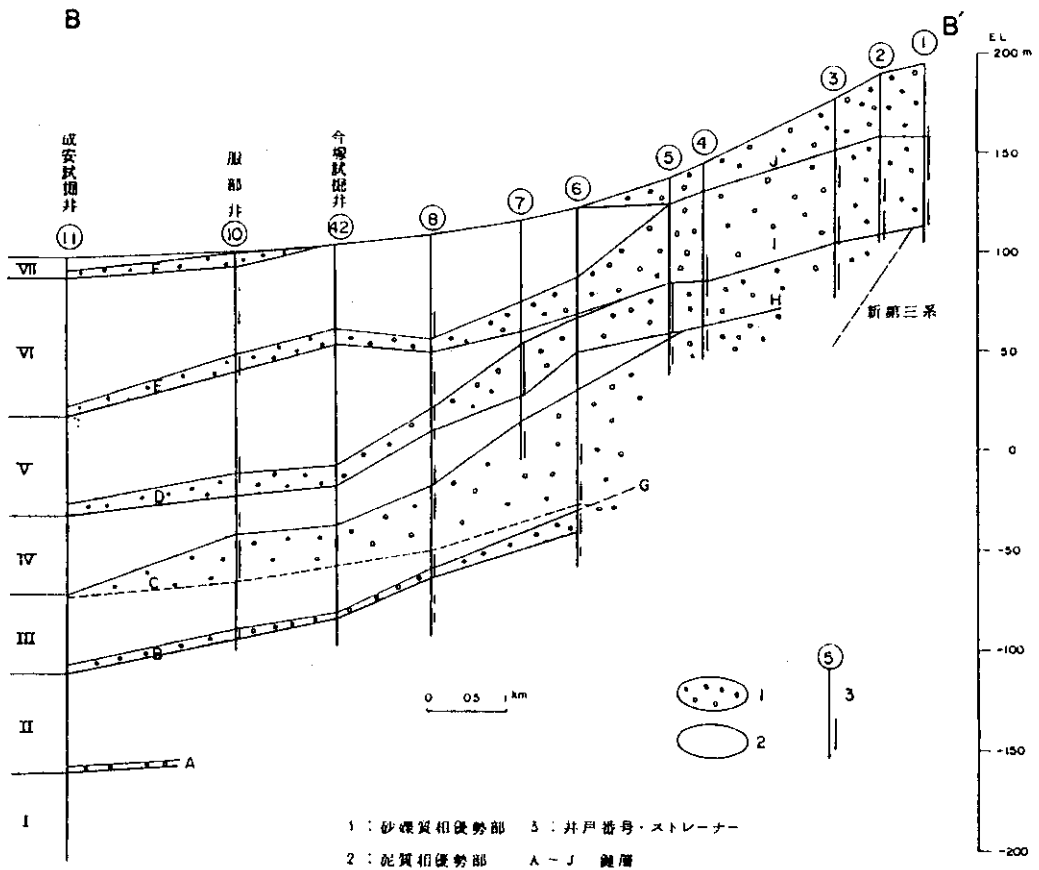
* 活断層研究会(1980)も、地表データにもとづいて須川沿いに“確実度Ⅱ”の活断層の存在を推定している。



第29図 山形盆地における第四系基底面等高線図（東北農政局計画部，1982 b）



第30図 山形盆地における弾性波探査(屈折法)解析図(東北農政局計画部, 1982 b)
 図中の数字は km/sec を示す。測線位置は、第29図参照。



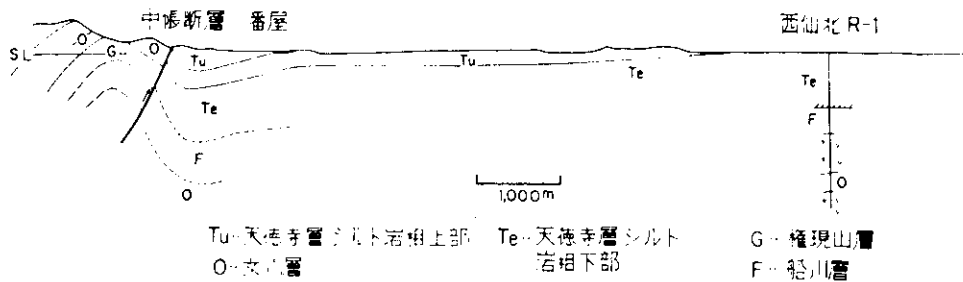
第31図 山形盆地における第四系層序断面図(東北農政局, 1982 b)
 断面線は、第29図に示される。

する。現在の盆地は、西方への傾動運動の進行にともなう相対的沈降と埋積作用とが累積されてきた姿とみることができよう。

5) 出羽丘陵

出羽丘陵帯の北縁部にあたる津軽半島では、鮮新世以降の造構運動によって西へ傾く傾動地塊構造が形成されたことは、すでにふれたとおりである。

東北地方中央部に位置する出羽丘陵は地形的に東西に二分され、それぞれ東縁部に分水界が位置する非対称な丘陵をかたちづけている。狭長で急傾斜する東側斜面の山麓には活断層の存在も推定されており（第20図）、いずれも西へ傾く傾動地塊構造を形成しているものと考えられる。地塊境界をなす中帳断層（第32図）は、地表では西へ急斜する逆断層として観察され、由利丘陵側の隆起地塊と東側の和田沈降盆との差動運動にともなって成長してきた断層である（藤岡ほか、1976）。



第32図 由利隆起丘陵と和田沈降盆を境する中帳断層の地質断面図（藤岡ほか、1976）

出羽丘陵の南方延長にあたる阿賀野川流域の越後山地地域^{*}も、NNE-SW~N-S方向にのびる変位量の大きい断層群——長谷断層（竹内、1979）、石戸川断層・赤谷断層（通産省資源エネルギー庁、1978）、西山断層（通産省資源エネルギー庁、1978）、^{かのせ}鹿瀬断層（吉村ほか、1974）——によって5 km 前後の幅で地塊化している（通産省資源エネルギー庁、1978）。これらの断層は、いずれも東側ブロックが相対的に沈下する変位を示し、東側に接する新第三系中に軸面が東へ倒れた非対称向斜を形成したり、1,000 m以上の落差を示す場合もある（豊島・津川グリーンタフ団体研究グループ、1980）。また、各地塊を被覆する新第三系は、最上部中新統~鮮新統の常浪層も含めて西方へ緩く傾いた単斜構造を示す。以上のように、この地域で鮮新世以降形成された基本的地質構造は、縦走断層群の発生にともなう西へ傾いた傾動地塊構造であり、より東側の地塊が相対的に沈下するという規則性を示す。

c 東北日本弧陸域における地質構造の特徴

これまで、東北日本弧陸域において新生代末期に形成された地質構造について概観した。鮮新統~第四系が広く発達する相対的沈降域ではそれらを規制する地質構造にもとづいて、また、新期堆積物の発達に乏しい山地帯・丘陵帯では地形面に関する研究を手がかりに、検討をすすめてきたわけである。いずれも不十分な段階にあるが、現時点で地質構造の特徴を整理すると、次のようにまとめられる。①東北日本弧陸域の地質構造は、島弧の主軸に平行する縦走断層群による地塊構造に特徴づけられる。②北上・阿武隈河谷帯を含む北上・阿武隈山地帯は、その両縁もしくは西縁を断層に断たれつつ、内部では島弧方向に軸をもつ緩やかな曲隆運動を行っている“曲隆地塊”である。一部では、曲隆軸部に地溝状陥没帯が形成されることもある。③脊梁山脈以西の各地塊は、地塁をなす場合もあるが、多くのものは西へ傾く傾動地塊をなす。④地塊境界断層は、曲隆軸により近い東側の地塊が相対的に沈下するアンチセティックな階段状重力断層を基本とする。⑤更新世中

前述した新潟平野地域の東方に連なる地域である。

期以降には“第四紀”火山(群)を頂点に載くドーム状隆起が形成される。

3. 太平洋沿岸海域

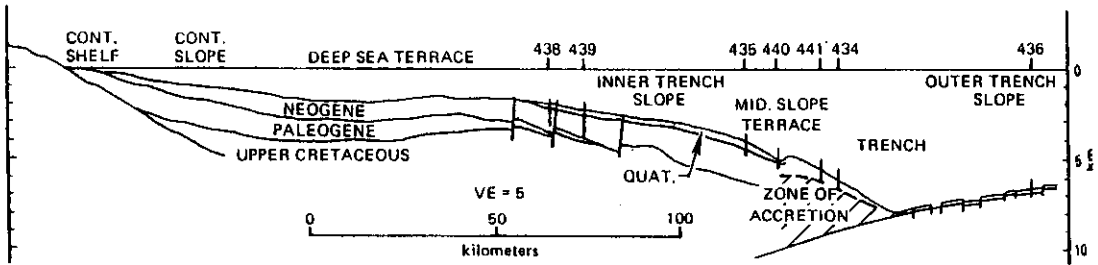
東北日本沿岸の太平洋海域における海底地形・地質については、飯島・加々美(1961)をはじめ、多くの調査・研究が行われている。それらによると、この海域の地形および地質構造の概要は次のようにまとめられる。

a 海底地形

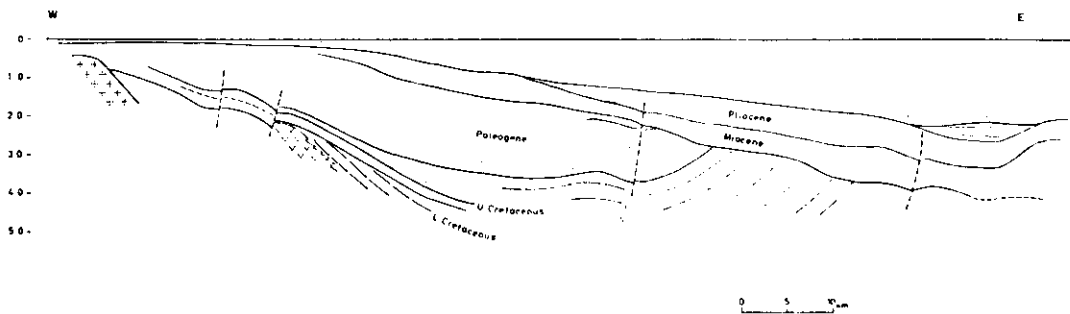
三陸～常盤沖における大陸棚外縁は130～150mの水深を示し、以深の海底は大陸斜面、深海平坦面、陸側海溝斜面、海溝底、海側海溝斜面、周縁隆起帯、大洋底に区分される(第3図)。

b 地質構造

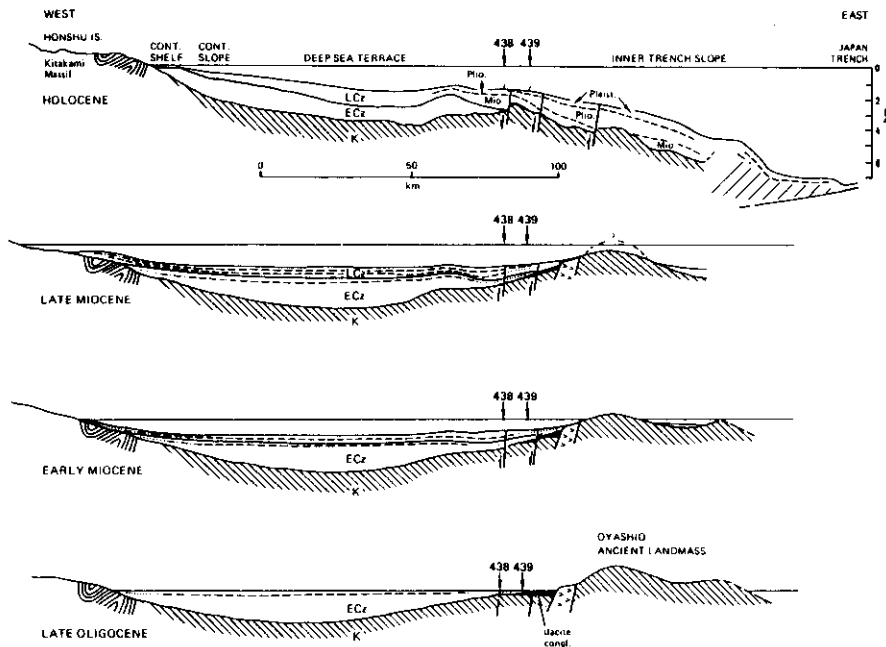
この海域の地質構造については、石和田ほか(1977), Geol. Surv. Japan(1977), The Shipboard Scientific Party of DSDP(1978), 小松(1979)などによって代表的な地質断面図・地震反射断面図が示されている(第3, 33, 34図)。地質系統は、下位より先白亜系基盤岩類, 下部白亜系, 上部白亜系, 古第三系, 新第三系(中新統, 鮮新統), 第四系からなる。大陸斜面外縁付近の古第三系基底, および新第三系基底には不整合が確認されている。



第33図 三陸沖の模式断面図(The Shipboard Scientific Party of DSDP, 1978)



第34図 北上沖の堆積盆地を東西に切る地震反射断面図(小松, 1979)

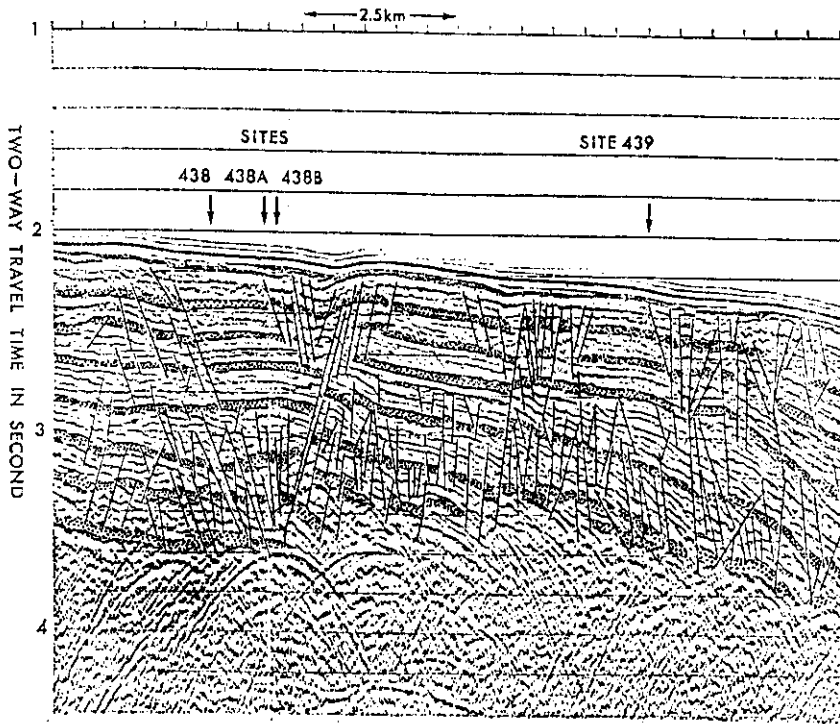


第35図 親潮古陸の沈降過程 (The Shipboard Scientific Party of DSDP, 1978)

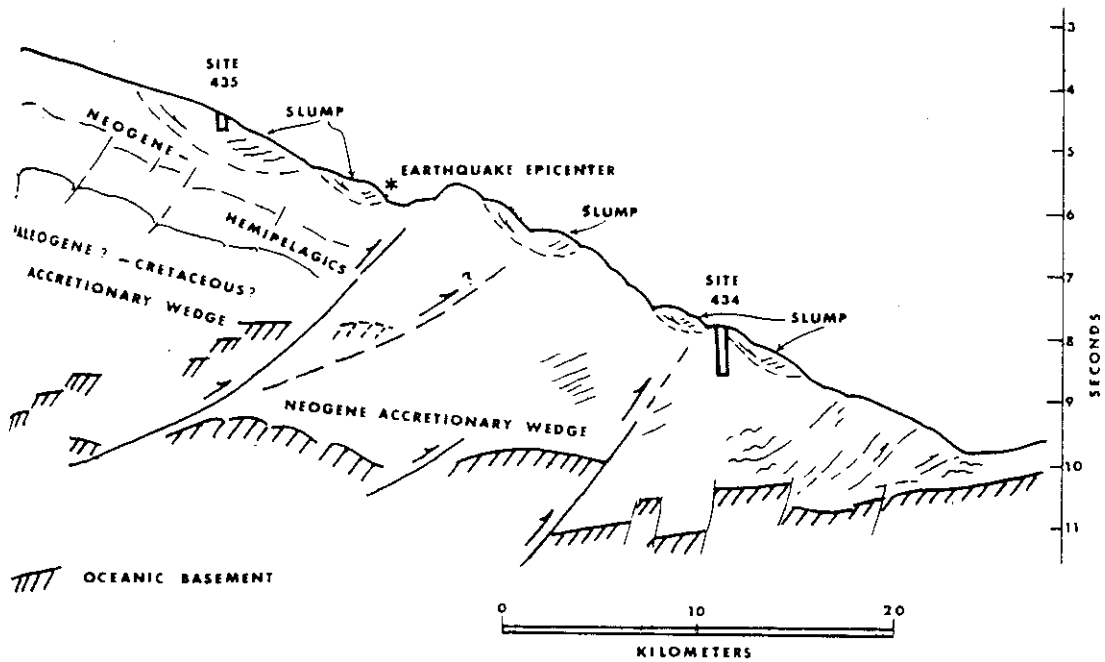
K: 白亜系, EC₂: 古第三系, LC₂: 新第三系, 付加帯および海洋性地殻は完新世の断面図に模式的に示されている。

白亜紀あるいは古第三紀以降の造構史については、The Shipboard Scientific Party of DSDP (1978), 南雲 (1980, 1982 a, b) によって復元がなされている (第35図)。いずれの場合にも、島弧の隆起・海溝の沈降という相対的運動によって著しい起伏が生み出されるのは鮮新世以降のことであり、とくに顕著になるのは第四紀である。この大起伏形成期の構造運動についてさらに仔細にみると、2つの造構特性が識別される。第1は、傾動隆起帯 (本座, 1976) といわれる大陸斜面から陸側海溝斜面上部における重力断層群の発生と、それにとまう地塊化である (第33, 34図)。これらの断層に沿う変位は、いずれの場合にも島弧の隆起軸に近いより西側のブロックが相対的に沈下するという規則性を示し、アンチセティックな様式をとる。とくに、第33図に示される 438, 439 地点を通る多重式音波探査記録 (第36図) には正断層群が著しく発達している様子がよく見られ、わけでも2, 3のアンチセティックなセンスの断層にそって大きな変位があらわれている。第2の特性は、陸側海溝斜面基底部分における衝上断層群の形成である (南雲, 1980, 1982 a, b)。第33図で "zone of accretion" もしくは "沈みこみ複合体 (subduction complex)" とよばれるものの地質構造がそれにあたり (第37図), なかには "海洋性基盤岩" をも変位させる比較的大規模な衝上断層が発達する。また、陸側海溝斜面を覆っている新第三系がこの地質体や衝上断層によって断ち切られていることなどから、衝上断層群が形成されたのは新生代末期と考えられている (南雲, 1982 a)。

ちなみに海側海溝斜面は、第33図にみられるように高角正断層による地塁・地溝群が密に発達する領域である (LUDIG et al., 1966; 岩淵, 1970; 地質調査所, 1978)。



第36図 IPOD Leg 56・57の438と439地点を通る多重式音波探査記録
(本座, 1981)



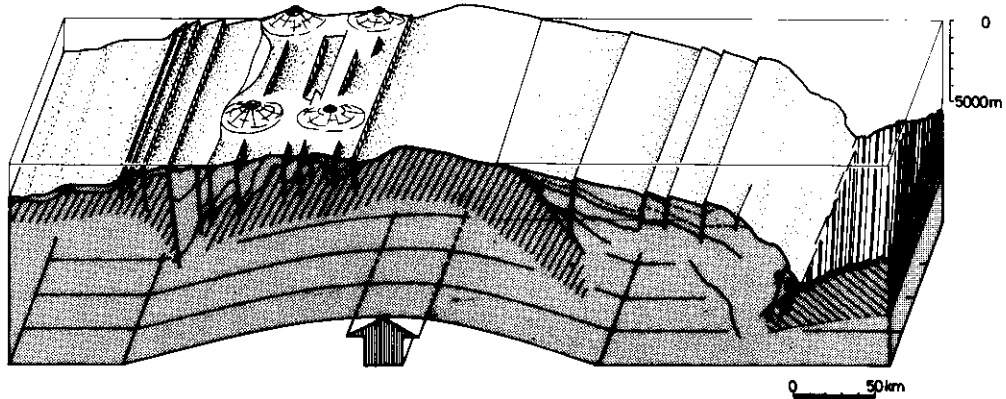
第37図 北緯39°45'における日本海溝陸側斜面の地質構造断面図(The Shipboard Scientific Party of DSDP, 1978)

4. 東北日本弧の隆起様式

本項では日本海側から太平洋側に至る各地帯で、おもに鮮新世以降に形成されてきた地質構造の概要を記述した。ここでは、それらにもとづいて東北日本弧全体にわたる地質構造の特徴を整理し、さらにそれらを形成した造構運動の基本的性格について検討をすすめる。

a 東北日本弧の地質構造

第38図は、新生代末期に形成された構造要素の相互関係を模式的に示したものである。これまでの記述を総合すると、東北日本弧全体にわたる地質構造の特徴は次のようにまとめられる。



第38図 東北日本弧における地質構造の模式図（石和田ほか，1977を基礎に作製）

1) 島弧の曲隆構造

東北日本弧は、日本海側大陸斜面から太平洋側の陸側海溝斜面上部にわたる大規模な曲隆構造を形成する。曲隆軸は、北上・阿武隈山地の西寄りを通り、島弧方向にのびている。

2) 島弧方向の地塊構造

縦走断層群の発生にともなって、島弧方向にのびた地塊構造が東北日本内帯を中心に広く発達している。その発達様式には、次のような規則性がある。①各地塊は、地壘の形態をとることもあるが、ほとんどの場合は傾動地塊をなす。②傾動方向は、例外的存在もあるものの、一般には島弧の曲隆軸を境に対称的である。すなわち、曲隆軸部にあたる北上・阿武隈山地は“曲隆地塊”を形成し、その東西両側の地塊群はそれぞれ東および西へ傾動しており、全体として島弧の曲隆構造がかたちづくられている。③地塊境界断層の変位も曲隆軸を境に対称的で、一般に曲隆軸により近い地塊が相対的に沈下するアンチセティックな様式を示す。ただし、地塊境界断層は、いくつかの断層が並走あるいは断続しながら連なる断層集中帯の形態を示したり、地表近くでは“superficial thrust”や撓曲帯に移化する場合もある。

3) 曲隆構造前縁部における衝上断層群

東北日本弧の曲隆構造の太平洋側前縁にあたる陸側海溝斜面下部には、衝上断層群が発達する。

4) “第四紀”火山(群)を頂点とするドーム構造

那須・鳥海火山帯では“第四紀”火山(群)を頂点に頂くドーム構造が、70~80kmの間隔をもって等距離配列にある。

b 東北日本弧における新生代末期の造構運動

以上、4つの特徴をもつ東北日本弧の地質構造を形成した造構運動は、次のような様式を示すも

のと考えられる。

1) 北上・阿武隈山地に軸をもつ島弧方向の曲隆運動が、日本海側大陸斜面から日本海溝陸側斜面上部に至る範囲で進行する。変形がすすむにつれ、曲隆構造の両翼部では傾動角が大きくなるとともに、曲隆にともなう水平引張応力場で発生するアンチセティックな縦走性重力断層群によって地塊化がすすむ。これらの造構運動の結果、東北日本弧に傾動地塊構造が広く形成され、曲隆運動の進行にともなう地塊の傾動量およびアンチセティック断層群*の変位量が相補的に増大してきたわけである。これら2種の変位の相補性は、内帯側でしばしばみられる傾動沈下型の堆積様式(第11, 13, 17, 18, 27, 30, 31図)に示されるところである。

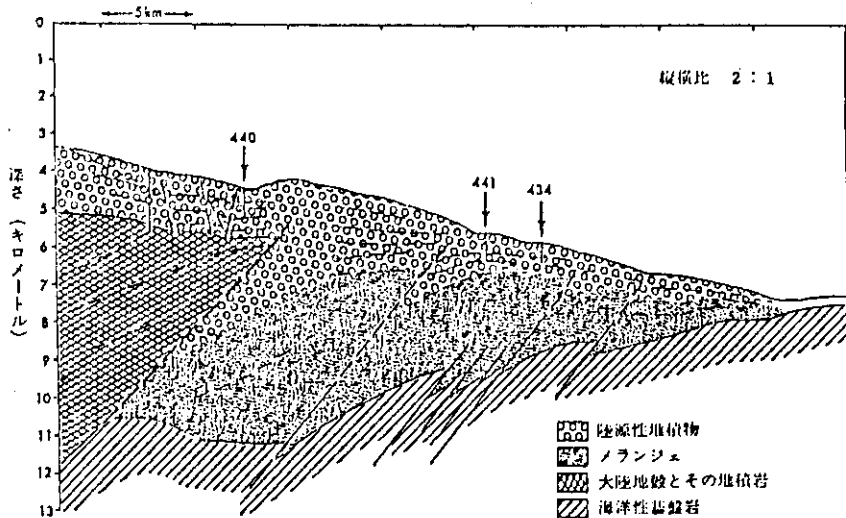
2) 曲隆運動の進行とあいともなって、地形的コントラストが大きくなる陸側海溝斜面の下部には衝上断層群が発生し、この海域の堆積層の一部は海洋性基盤岩の上へ順次押し出されていく(第37, 39図)。このような造構過程は南雲(1980, 1982 a, b)によって詳しい検討がなされている(第40図)。

3) 更新世中期以降には、“第四紀”火山(群)を頂点とするドーム状隆起運動が、70~80 kmの波長をもって発生する。

以上のように、東北日本弧の隆起運動は、島弧前縁における衝上運動とあいともなった曲隆運動を基本様式とし、アンチセティック断層群の発生および火山性のドーム状隆起によって修飾されているといえよう。

C 伊豆・小笠原弧

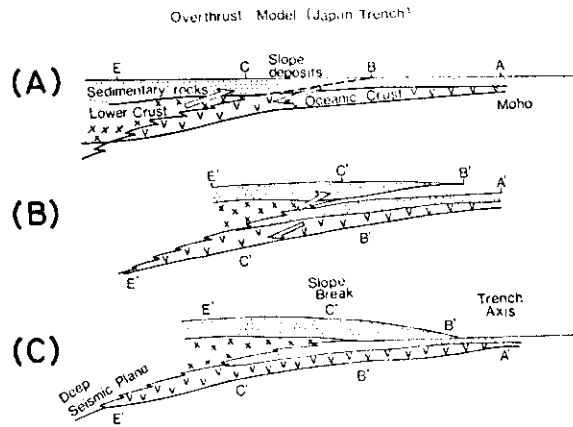
伊豆・小笠原弧は、小笠原海溝に平行して発達する総延長1,300 kmにおよぶ一大海底山脈であ



第39図 日本海溝陸側海溝斜面の模式断面図(本座, 1981)

矢印と番号は、DSDP掘削地点とその番号。

*これらの断層群は、曲隆運動の進行とともに変位量を増大していく一種の成長断層(growth fault)としての性格をもっている。



第40図 日本海溝域における斜面外縁形成の概念図
(南雲, 1982 b)

(A): 初めの状態, (B): 逆断層, (C): 押被せ断層

る。島弧の地形は、北半部と南半部でその特徴を異にするものの、基本的には島弧方向にのびる5つの地形区 — 伊豆（西七島）海嶺・西ノ島舟状海盆・七島海嶺・小笠原舟状海盆・小笠原海嶺 — に細分される（第41図）。

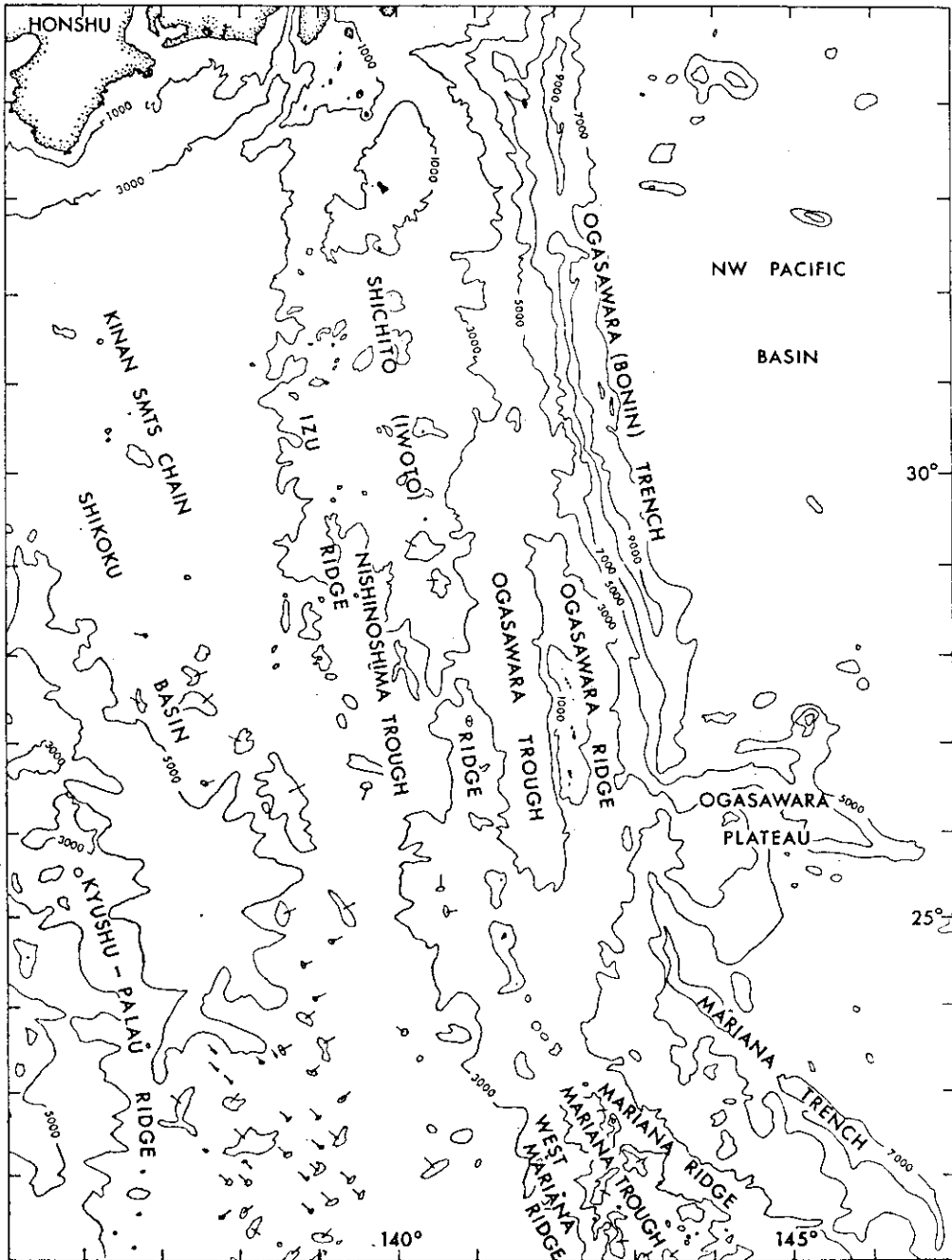
伊豆・小笠原弧では、次のような新世代末期の造構運動が知られている。

北縁部の伊豆半島および周辺海域では、駿河湾東側の大陸斜面下部における含化石白浜層相当層の発見などにもとづいて、星野（1965, 1970）は、半島の伸長方向を軸にして鮮新世以降1,500 mにおよぶ曲隆運動が行われたことを明らかにした（第42図）。南関東・南部フォッサマグナの地殻モデルを論じた木村（1971）も、伊豆半島を中央隆起部とした東西両側への傾動運動が行われ、また隆起にともなって発生した段階状断層によって大規模な地溝が形成された*（第43図）と述べている。さらに木村（1976）は、伊豆・小笠原海嶺は全域にわたって同様な構造形態をとるものと推論した。また、地震学的側面からも伊豆・小笠原弧の“浮き上がり”が指摘されている（南雲, 1970）。

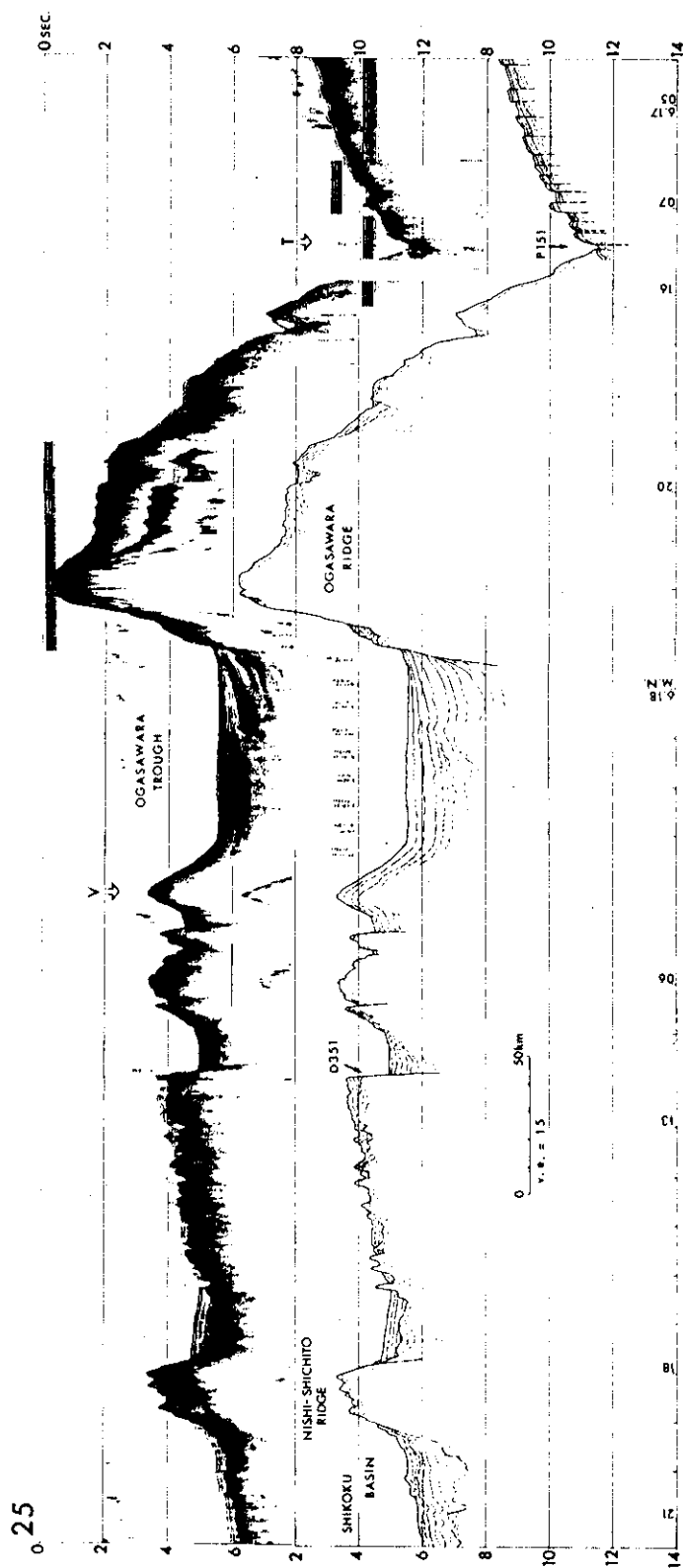
南半部では、28°の緯線に沿う音波探査断面図（第44図）などに北縁部と同様な地質構造があらわれている。すなわち、伊豆・小笠原弧はアンチセティックな断層群によって地塊化され、小笠原舟状海盆を中心に東西両側でそれぞれ東方および西方へ傾く傾動地塊構造を示すわけである。

以上のように伊豆・小笠原弧は、木村（1971）の指摘のとおり全域にわたって鮮新世以降島弧方向を軸とする曲隆運動を行い、隆起にともなう水平引張応力場で発生したアンチセティックな縦走性断層群の発達によって傾動地塊構造をとるに至ったものと考えられる。上述した島弧方向にのびるいくつかの海嶺および舟状海盆は、傾動地塊構造を反映した変動地形であろう。

* 木村（1971）は、このような変動は南部フォッサマグナ以南のグリーンタフ地域における中新世以降現在にまでおよぶ一貫した変動様式であると考えている。しかし、星野（1965）の指摘のように、この地帯のグリーンタフ変動帯はNE-SW方向にのびる構造要素の雁行配列を基本構造としており、これらと斜交するN-S方向の曲隆運動は鮮新世以降の新しい変動のあらわれとみるのが妥当であろう。



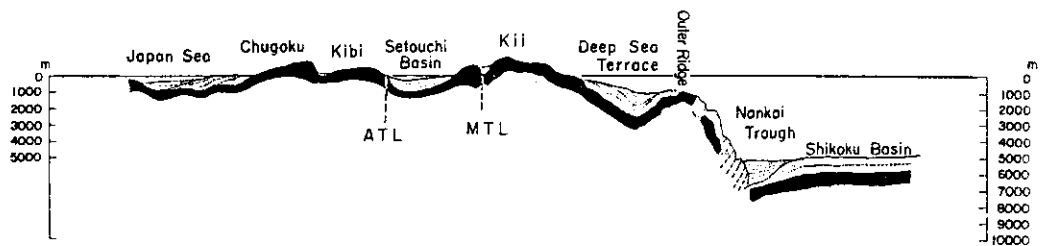
第41図 伊豆・小笠原弧の海底地形図(Geol. Surv. Japan, 1981)



第44図 北緯28°における伊豆・小笠原弧の音波探査断面図 (Geol. Surv. Japan, 1981)

D 西南日本弧

西南日本弧における後期新生代の造構史・地形発達史については、藤田(1978)・HUZITA(1980)によって総合的な復元が行われている。それらによると、中新世初期～中期の西南日本は、四国海盆との比高が現在よりもはるかに小さく、島列と浅い内海が交互に配列する多軸性島弧であった。鮮新世中頃に至っても四国海盆との間は現在みられるほどの高起伏状態にはなく、陸上部でも低位に準平原面がひろがっていたものと推定されている。ところが第四紀に入る頃から、南海トラフに沿って沈降・深化が始まるとともに、西南日本は地背斜的隆起を開始した。変形がすすむにつれ、両者の間には上部大陸斜面や、衝上断層群によって強く変形した鮮新統～完新統からなる下部大陸斜面が形成されてきたわけである(第45図)。



第45図 西南日本弧を横断する模式断面図 (HUZITA, 1980)

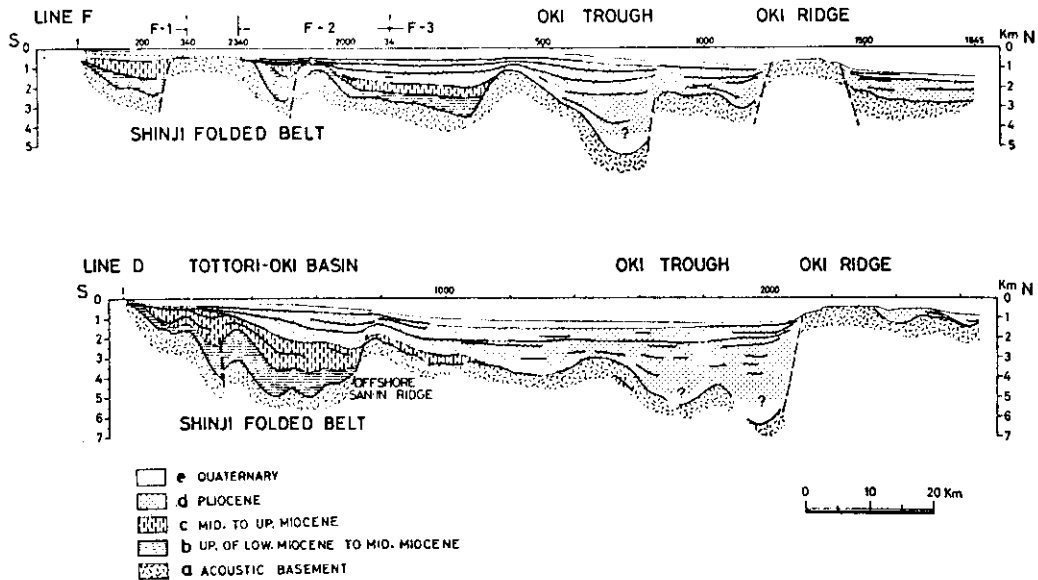
以上のように、西南日本弧の隆起運動は新生代末期に急速に進行したものと考えられている。ここでは、それにまつわる地質構造および造構運動の様式について、中国・四国地方およびその周辺海域を中心に検討をすすめる。なお、西南日本弧の東部については、島弧会合部としての性格を示すため、稿を改めて考察することにした。

1 山陰沖日本海海域

この海域では、田中(1979)、相馬(1979)、田中・小草(1981)、相馬(1982)などの調査・研究が行われている。

それらによると、山陰沖堆積盆地は西南日本弧の主軸方向に平行するENE-WSW方向の基本構造をもち、若狭リッジ、山陰沖リッジ、隠岐リッジの3つの構造系列と、それらにはさまれた鳥取沖堆積盆および隠岐舟状堆積盆地からなる(第46図)。これらのうち鳥取沖堆積盆地は、山陰地方陸域のグリーンタフ陥没・沈降盆地にひきつづいて、その北側に発達した第Ⅱ帯(田中, 1979)とされる堆積盆で、前期中新世後半～後期中新世を主要な沈降期とする。鮮新世～第四紀には沈降中心は北側の隠岐舟状堆積盆地へ移動し、最大層厚5,000m以上の厚い地層が広範囲にわたって堆積した。このような山陰グリーンタフ堆積盆地の全発達過程は、東北日本弧内帯におけるグリーンタフ変動と同様の形式を示し(田中, 1979; 田中・小草, 1981)、将棋倒しの法則に支配される(藤田, 1981; 相馬, 1982)。

ところが藤田(1982)は堆積盆地縁辺部の問題にふれ、隠岐舟状堆積盆地縁などでは鮮新世以降の地層が基盤のなす高角の不整合面にアバットしているかのようにみえる、と述べている。これは、山陰沖堆積盆地における鮮新世以降の構造運動がグリーンタフ変動期の将棋倒し構造だけでは説明しきれない側面を有しており、島弧変動期の陥没構造と類似した要素を含んでいることを指摘したものである。確かに、この海域における中新統と鮮新統～更新統の間には、層準D₁およびD₂とよばれる広域的不整合が存在し(田中・小草, 1981)、堆積様式のうえでも次のような相違点がある。



第46図 山陰沖堆積盆地の地質断面図（田中，1979；田中・小草，1981）

①堆積域のひろがり，層厚および平均的堆積速度のいずれの点においても，鮮新統～更新統は中新統に比べ著しく大規模である。②堆積域の北縁にむかって，中新統は収れんしつつ薄化・尖滅するところが，鮮新統～更新統はしだいに層厚を増し，隠岐リッジや山陰沖リッジなどの音響基盤の高まりに対しては成長断層あるいはそれから派生した撓曲構造を介して接するものと考えられる。

このような層序関係や堆積様式の相異は，この海域において鮮新世以降，グリーンタフ変動とは性格を異にする新たな造構運動が発生したことを意味するものであろう。すなわち，隠岐舟状堆積盆および鳥取沖堆積盆は，鮮新世以降には隠岐リッジ，山陰沖リッジ南縁の重力断層に境された大規模な地塊ブロックとして北北西へ傾動しつつ，このような傾動沈下凹地を埋積した鮮新統～第四系は，南方へ収れんし，北方へは発散する非対称な堆積形態をとるに至ったのである。

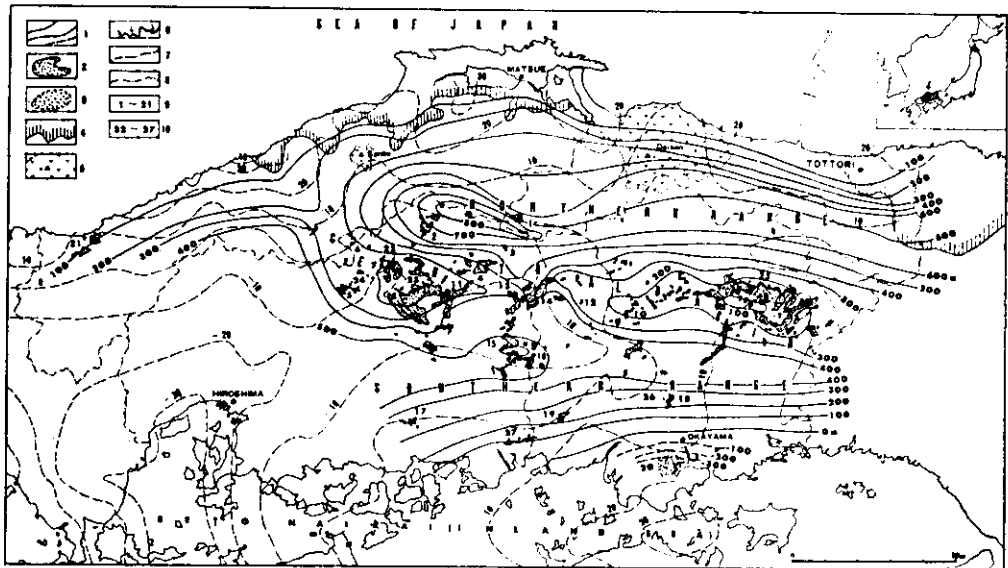
2. 西南日本弧西部陸域

西南日本の西部には，瀬戸内海をはさんで外帯側には壮年期地形を呈する四国山地が連なり，内帯側には幼年期地形をとどめる中国山地がひろがっている。この地域において新生代末期に形成された地質構造の特徴は，次のようにまとめられる。

1) 中国山地

中国山地には脊梁山頂部の“脊梁平坦面”（海拔1,000 m前後）と隆起準平原の名で知られる“吉備高原面”（海拔400～600 m）が発達し，その形成史については古くから議論が行われてきた。多井（1972，1975）は，中国地方全域にわたる海成中新統の基底面高度分布図（第47図）にもとづいて，海成中新統堆積後に同一準平原化作用を受け，それ以降は隆起の一途をたどり，第四紀を通じて断層運動による変位を受けて現在の高度差がもたらされた，と結論した。

その隆起様式は，第45，47図にも示されるように，南上がりの傾動地塊構造を基本とするもので，いずれの場合にも南側のブロックが相対的に沈下するという規則性を示す。地塊境界断層は，地表付近では多くの場合北傾斜の逆断層として観察され，島根半島南縁の大社衝上断層（多井，1973），中国脊梁山地南縁の船佐衝上・山内衝上（今村ほか，1953；今村ほか，1973），上布野・二反田逆断



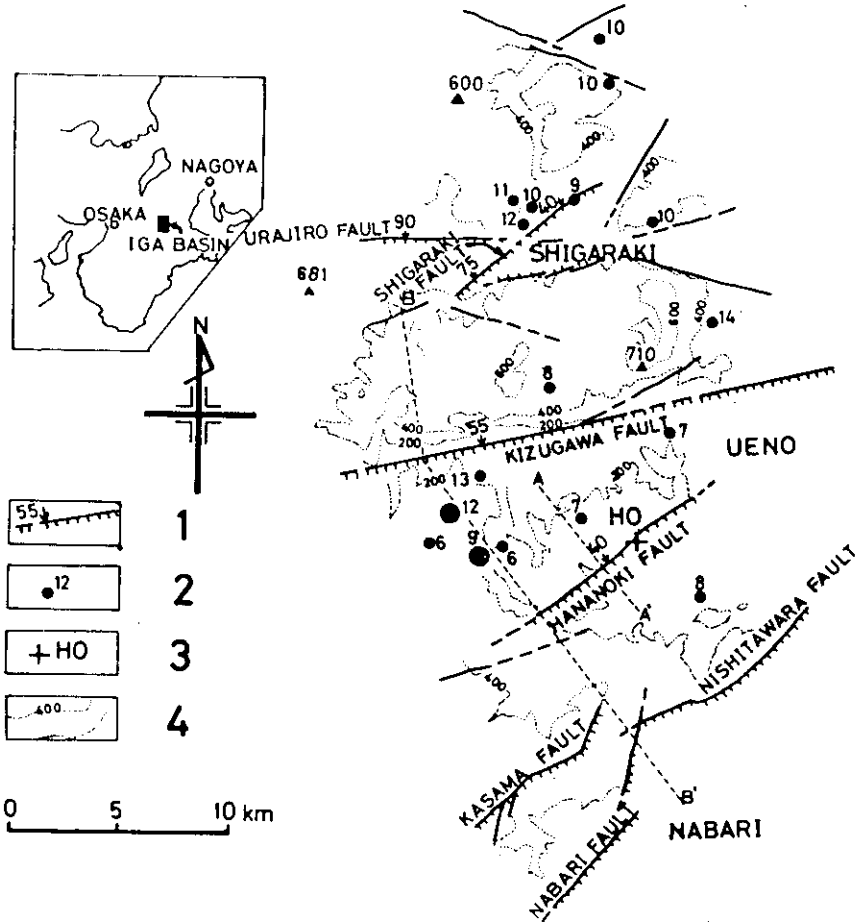
1: 基底面等高線, 2: 海成中新統, 3: 海底下の海成中新統, 4: グリーンタフ地域の海成中新統の分布南限, 5: 第四紀火山, 6: 第四紀衝上断層, 7: 重力のブーゲ異常 (mgal) (坪井ほか, 1954), 8: 県境, 9: 主な分布地名番号 (1: 多里, 2: 新市, 3: 道後山下, 4: 西城, 5: 船佐, 6: 作木, 7: 布野, 8: 三次, 9: 津山, 10: 北房, 11: 庄原, 12: 新見, 13: 東城, 14: 哲西, 15: 油木, 16: 高山市, 17: 仏通寺, 18: 日応寺, 19: 浪形, 20: 児島湾, 21: 益田), 10: 衝上断層番号 (22: 上布野・二反田, 23: 山ノ内, 24: 船佐, 25: 美作, 26: 日応寺, 27: 福山), 800 m 等高線内の * 印: 本文の吾妻山海成中新統の分布地点。

第47図 中国地方の海成中新統備北層群の基底面の高度分布 (多井, 1975)

層 (今村・三浦, 1970, 1973), ^{みまさか}美作衝上 (河合, 1957), 瀬戸内沿岸の福山衝上断層 (今村ほか, 1965; 池田・今村, 1974), 日応寺衝上 (今村, 1966) などが知られている。これらはいずれも中部中新統を变形させ, さらに更新統の礫層を切るものもあり, 地形形成作用との関連性も含め, その形成時期は更新世とされる (多井, 1972)。なお, 上布野・二反田逆断層は, 地表付近では一般に低角~高角衝上断層であるが, 河川の浸食によって露出した下位の構造レベルではしだいに鉛直断層に移化する "superficial thrust" であることが確認されている (今村・三浦, 1973)。北へ緩斜する吉備高原面の北縁に配列する三次・庄原・新見・勝山, 津山などの山間盆地例は, 2つの傾動地塊の境界部に形成された傾動沈下凹地とみることができよう。

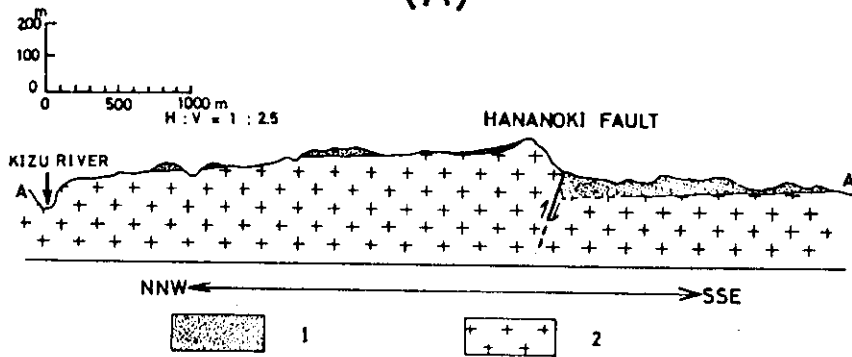
2) 瀬戸内地域

瀬戸内地域は, その東縁部で, 中国山地と同様に北方へ傾動する地塊構造を示す (第45図)。たとえば, 横田 (1979) に報告された伊賀盆地周辺における傾動地塊群がその好例となろう (第48, 63図)。北四国では, 中央構造線に平行して北側ブロックが相対的に沈下する正断層群が発達し (第49図), 瀬戸内海地域は階段状地溝帯と考えられている (齊藤・坂東, 1960)。さらに西方の九州中部でも瀬戸内地域の地溝的性格が顕著であり, 別府一島原地溝 (松本, 1979) が形成される。



- 1; Dip angle of fault plane
- 2; Epicenter and depth of hypocenter (km)
- 3; Hokke station (HO)
- 4; Topographic contours.

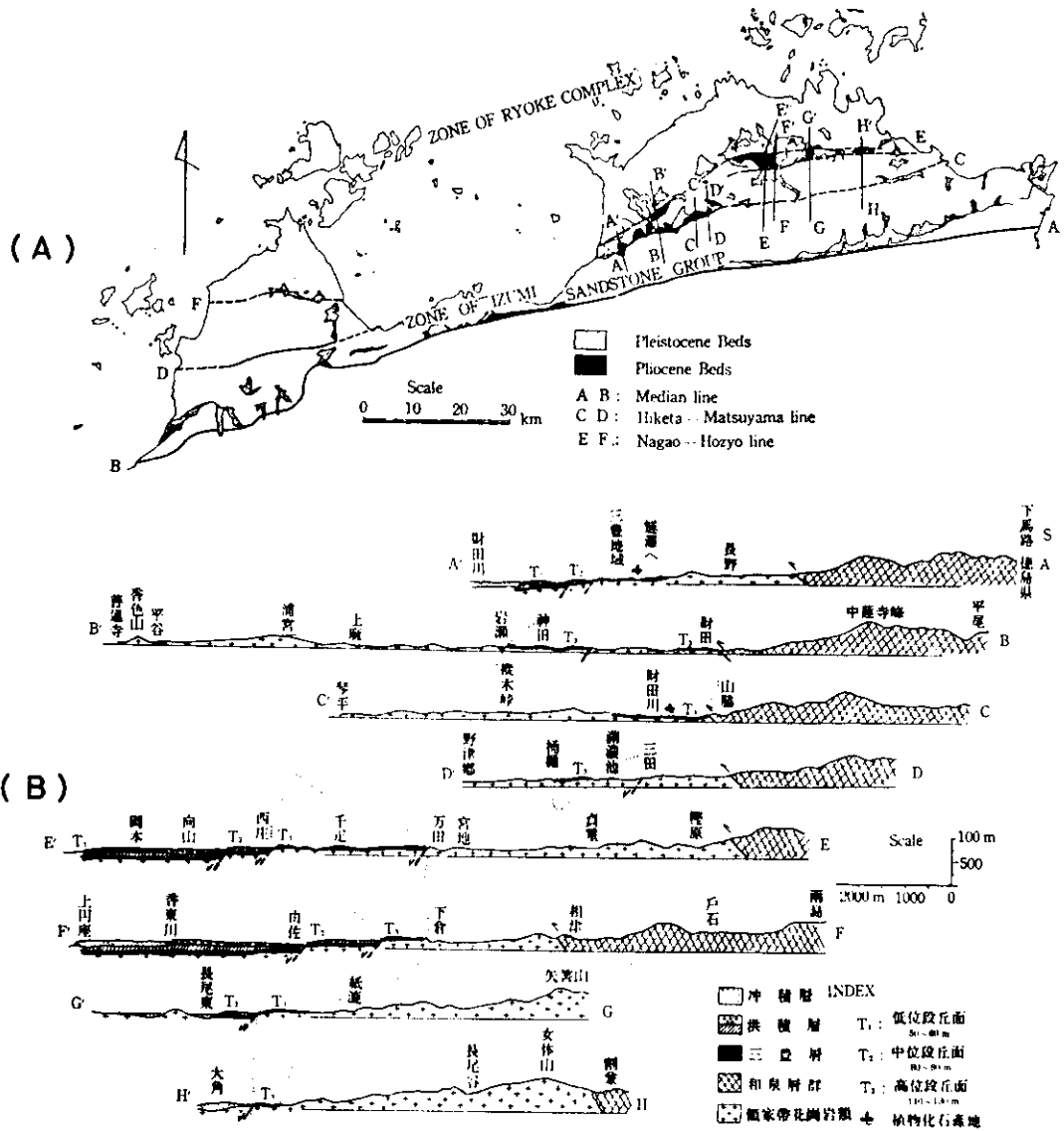
(A)



- 1; Kobiwako Group.
- 2; Granitic rocks.

(B)

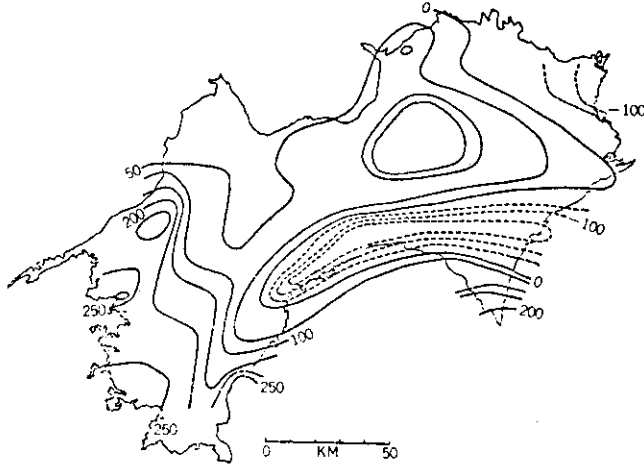
第48図 伊賀盆地およびその周辺地域の地質構造図 (A) と花ノ木断層の地質断面図(B)(横田,1979)



第49図 讚岐平野四国内帯における鮮新・洪積層分布図 (A) と讚岐平野における鮮新・洪積層断面図 (B) (斉藤・坂東, 1960)

3) 四国山地

壮年期の高峻な地形を呈する四国山地～紀伊山地は、その北寄りに最大隆起軸を有する曲隆構造を示し(第45図)、四国における最近の地殻変動(第50図)も同様な傾向にある(吉川, 1968)。四国山地中・西部における最大隆起部にあたる石鎚山周辺には、皿ヶ峰面(1,100~1,200m)、瓶ヶ森面(1,700~1,800m)とよばれる浸食小起伏面が発達する。前者の形成時期が鮮新世後期であることから、四国山地の最近の隆起はそれ以降の時期にはじまったと考えられている。(NAGAI, 1959)。



第50図 120年を平均周期とする大地震の時とその間の期間との地殻変動による四国の垂直変位(吉川, 1968)

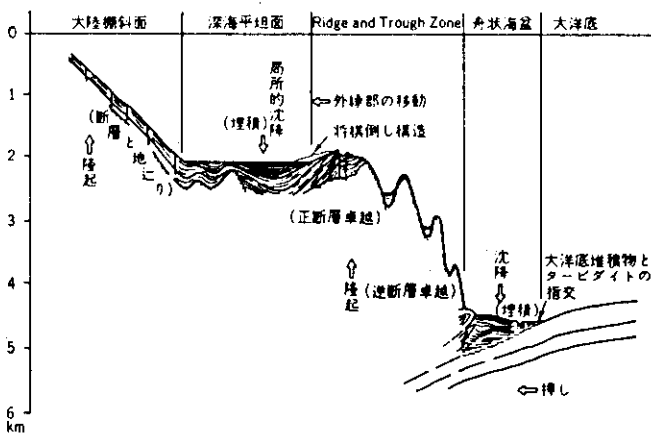
4) 西南日本弧西部陸域における地質構造の特徴

西南日本の西部において鮮新世以降に形成された地質構造は、以上のように、四国山地・紀伊山地の北部を軸とする曲隆構造と、その北翼部にあたる瀬戸内～中国山地における北に傾く傾動地塊構造によって特徴づけられている。また、地塊境界断層は、曲隆軸により近い南側のブロックが相対的に沈下するアンチセティックな変位を示す。ちなみに、この地域の中・西部の地質構造からみると、東部で外帯山地を縦走してきた曲隆軸は、しだいに北遷して瀬戸内地域に入り、中部九州では別府～島原地溝の中軸部を通過するものと考えられる。

また、地塊境界断層は、曲隆軸により近い南側のブロックが相対的に沈下するアンチセティックな変位を示す。ちなみに、この地域の中・西部の地質構造からみると、東部で外帯山地を縦走してきた曲隆軸は、しだいに北遷して瀬戸内地域に入り、中部九州では別府～島原地溝の中軸部を通過するものと考えられる。

3. 太平洋沿岸海域

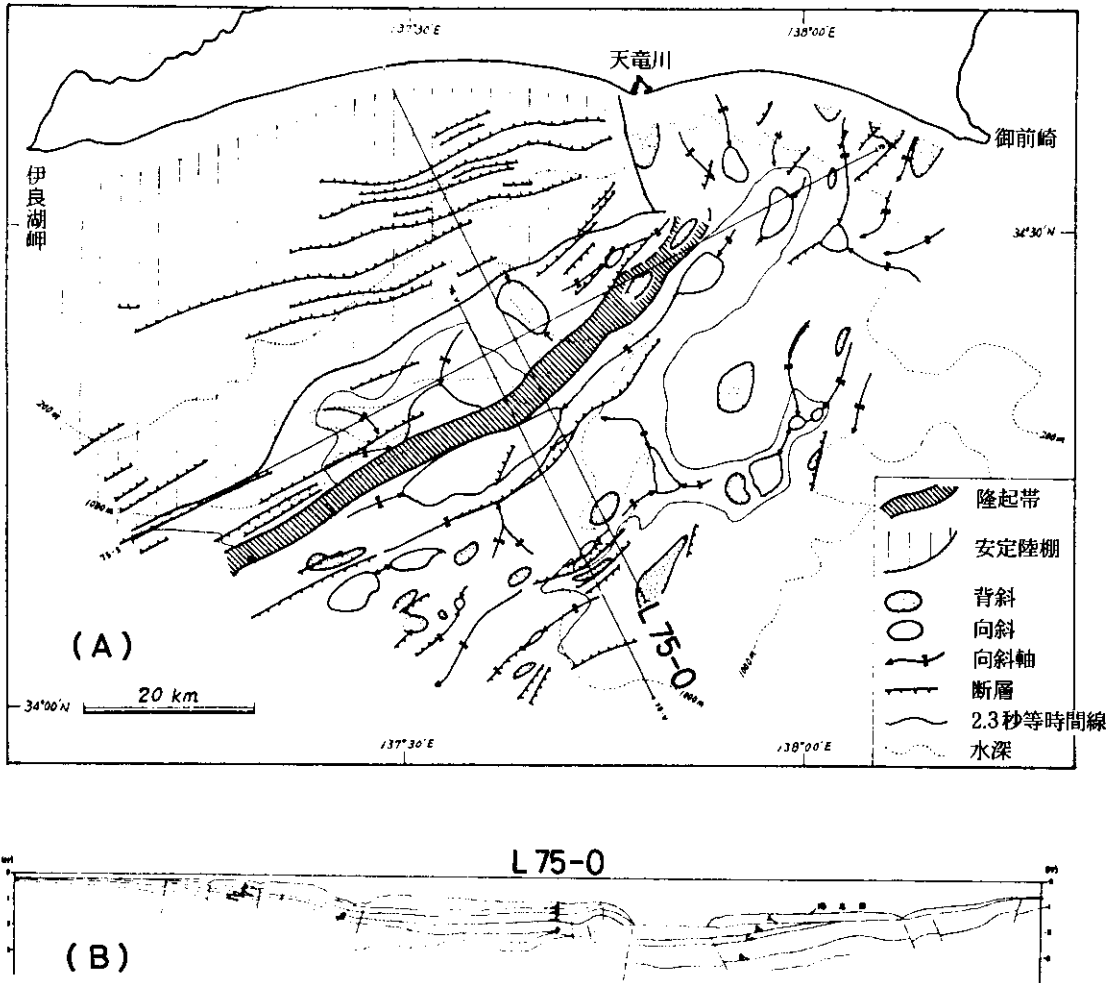
この海域の海底地形は、遠州灘を例にして第51図のように区分される(岩淵ほか, 1976)。これら



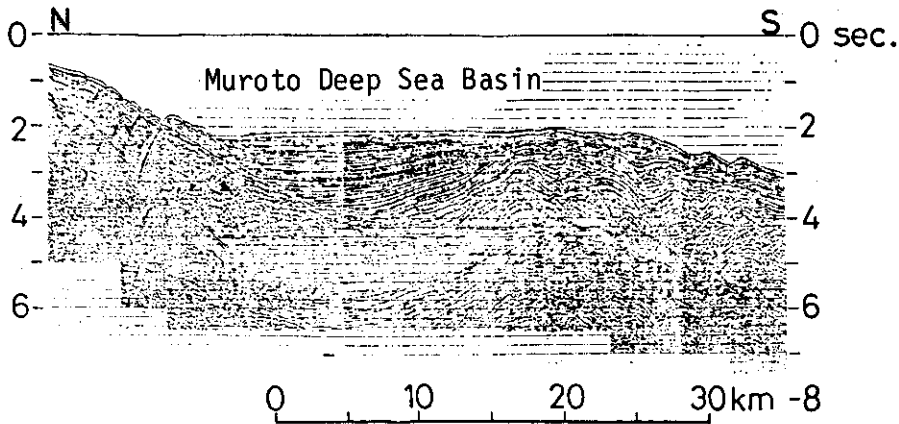
第51図 遠州灘の地質構造概念図(岩淵ほか, 1976)

のうち、西南日本海溝や、下部大陸斜面 (ridge and trough zone)・上部大陸斜面 (大陸棚斜面) などの起伏量大きい地形の主要形成時期は、鮮新統～下部更新統堆積後、中部更新統堆積前である (岩淵ほか, 1976; 井内ほか, 1978; 奥田ほか, 1979; など)。

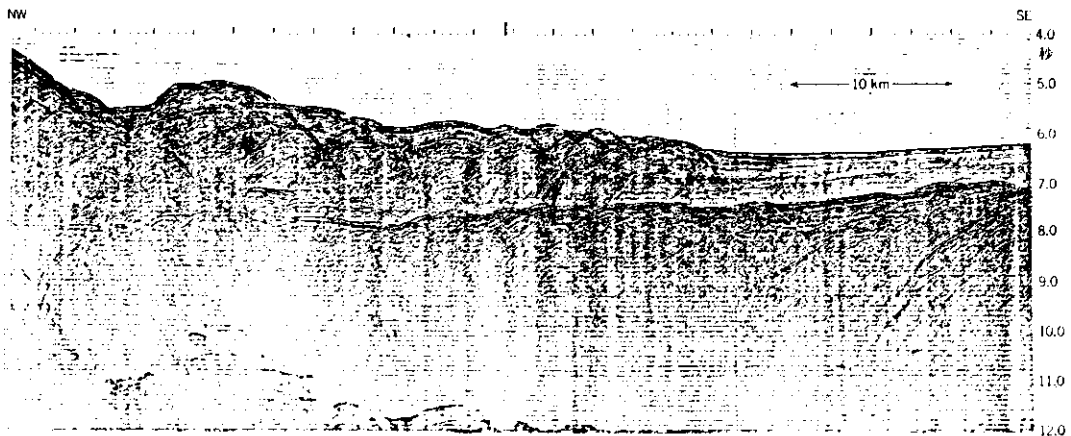
上部大陸斜面域には島弧方向に平行な重力断層群がしばしばみられ、島弧の隆起軸により近い側が相対的に沈下する傾動地塊構造が形成されている (第52, 53図)。いっぽう、下部大陸斜面には多くの衝上断層群が発達し、その前縁では海洋地殻の第2層を被覆するタービダイト層が20～30kmにわたって圧縮変形をうけている (第54図)。



第52図 東海沖堆積盆地の地質構造図 (A) と音波探査記録スケッチ (B) (猪間・佐々木, 1979)



第53図 室戸海盆音波探査記録 (奥田ほか, 1979)



第54図 伊紀水道沖における西南日本海溝を横切る音波探査記録 (吉井・小林, 1981)

4. 西南日本弧の隆起様式

西南日本弧西部において鮮新世以降に形成されてきた主要な構造要素は、紀伊山地・四国山地の北部もしくは瀬戸内地域を軸とする曲隆構造である (第45図)。この曲隆構造は日本海側大陸斜面から四国海盆側の上部大陸斜面にまでおよび、隆起にともなって発生したアンチセティックな重力断層群によって広く地塊化している。また、曲隆構造の前縁にあたる下部大陸斜面には、衝上断層群が発達する。

このような地質構造をもたらした西南日本弧の隆起運動は、島弧方向に軸をもつ大規模な曲隆運動とそれにとまなうアンチセティック断層群による地塊運動、および前弧斜面先端部における衝上運動とが複合されたものであろう。

E. 琉球弧

琉球弧では、現在みられる島弧の姿をかたちつくれた変動を、“うるま変動”とよんでいる(木崎・高安, 1976; 沖縄第四紀調査団, 1976)。この変動は、それまで別個の構造区に属していた南琉球と中琉球とが中新世末に琉球弧として統一されて以来、更新世前期末～中期の変動最盛期を経て、現在に至るまでの全発達過程を示すものとされる。

中新世末にひとつづきの島弧として成立した琉球弧の最初の姿は、次の2つの大構造要素の組合せによって特徴づけられる(第55図)。すなわち、それらは琉球弧の総延長にわたって形成された島尻層群堆積盆地と、その後背地の1つとして現在の島列域を中心に広くひろがっていた琉球古陸である。

いっぽう、うるま変動の最盛期には、琉球古陸が崩壊するとともに、かわって現在の外弧域を軸とする曲隆構造が形成されはじめる(第56図R)。さらに、曲隆構造は、その成長にともなって発生するアンチセティックな断層群によって傾動地塊化し(第56図T)。明瞭な地形面もしくは段丘面をつくる琉球層群上部層が堆積するのは、それ以降のできごとと考えられている(木崎・高安, 1976)。こうした外弧域を軸とする曲隆構造およびアンチセティックな断層群による地塊構造は、琉球地背斜区(相場・関谷, 1979)のみならず、沖縄舟状海盆東縁部から前弧域の琉球深海平原区(相場・関谷, 1979)にまでおよぶ大規模なものであり(第57図)、沖縄舟状海盆・琉球海溝そのものもこの期以降に形成されてきたと考えられている(木崎・高安, 1976)。なお、木村ほか(1975)による沖縄島の北東を通る音波探査断面では、うるま変動最盛期における曲隆軸は、外弧域ではなく奄美舟状海盆にあたる地溝・火山活動帯を通過しているものとみられる(第58図)。また、最近では曲隆構造の南東～南翼にあたる沖縄島南西部(第59図)、与那国島(第60図)などで詳細な地質構造の解析がすすめられ、島弧方向にのびるアンチセティックな断層群による傾動地塊構造やそれにともなう小断層群(第61図)も確認されている。

以上のように、現在みられる島列の配置や地形をはじめ、島弧の諸性質を決定づけたとされる“うるま変動最盛期”の変動は、琉球列島域を軸とする大規模な曲隆運動と海溝・縁海域の相対的沈降を基本とし、曲隆にともなう水平引張応力場で発生したアンチセティックな断層群による地塊化に修飾されたものといえよう。

III 島弧の隆起様式

前節では、東北日本弧を中心にして、日本列島を構成する5つの島弧の地質構造とその形成過程を概観した。その結果、各島弧はそれぞれに特有な地質構造をもち、個有の造構過程をたどるものではあるが、それらの間には共通する、次のような一般的隆起様式が存在することも明らかになった。

(1) 島弧は、その伸長方向に軸をもつ大規模な曲隆運動の様式をとって隆起する。

1) 曲隆域は、大洋側および縁海側の両大陸斜面にわたる広い範囲におよぶ。

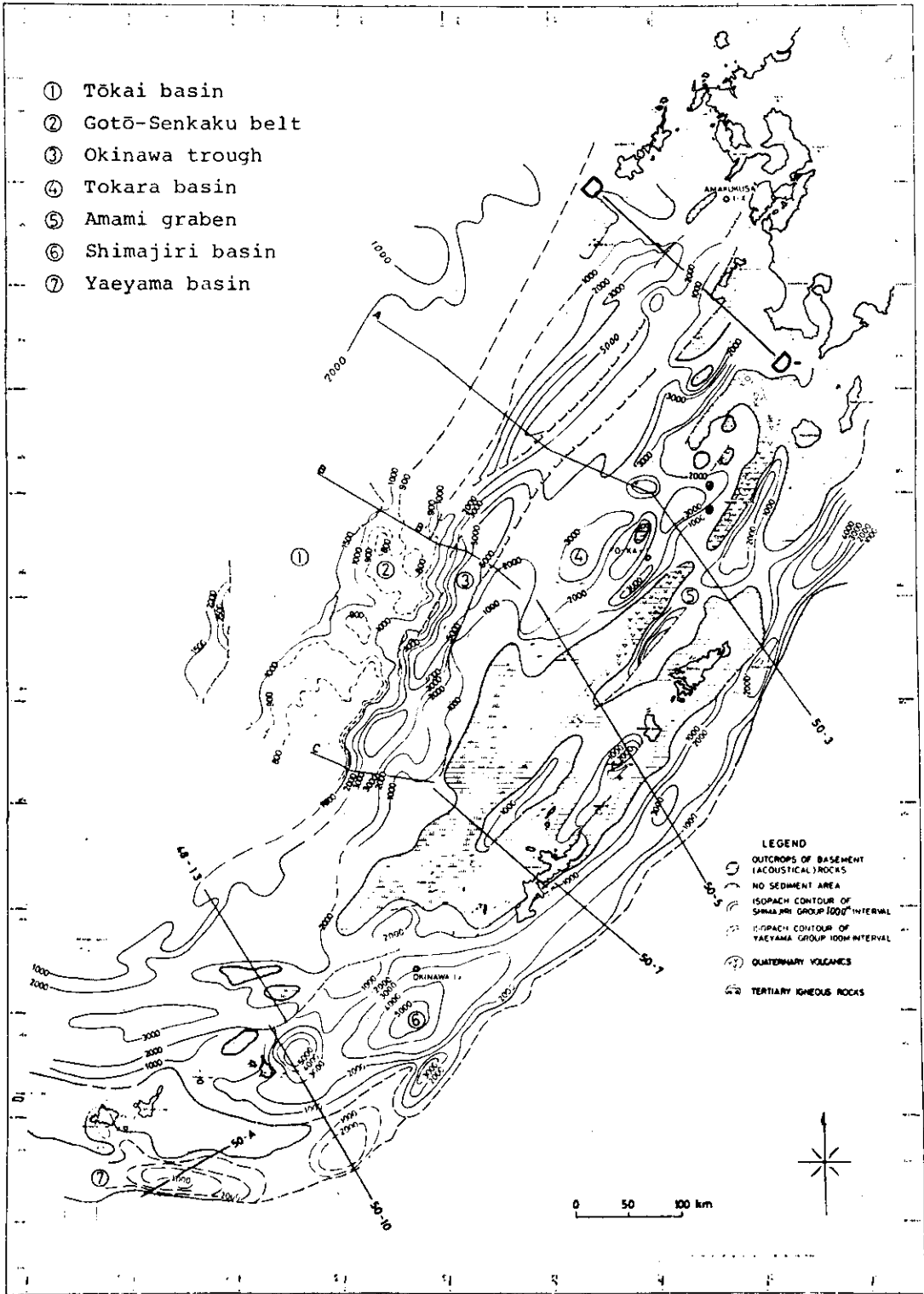
2) 曲隆軸は非火山性外弧～弧間盆地に位置し、さらに火山弧にまでおよぶ可能性もある*。

(2) 曲隆にともなう水平引張応力場**で発生した縦走性重力断層群によって島弧は地塊化する。

1) 地塊境界断層は、一般に、島弧の曲隆軸により近い側の地塊が相対的に沈下するアンチセティックな変位を示す。

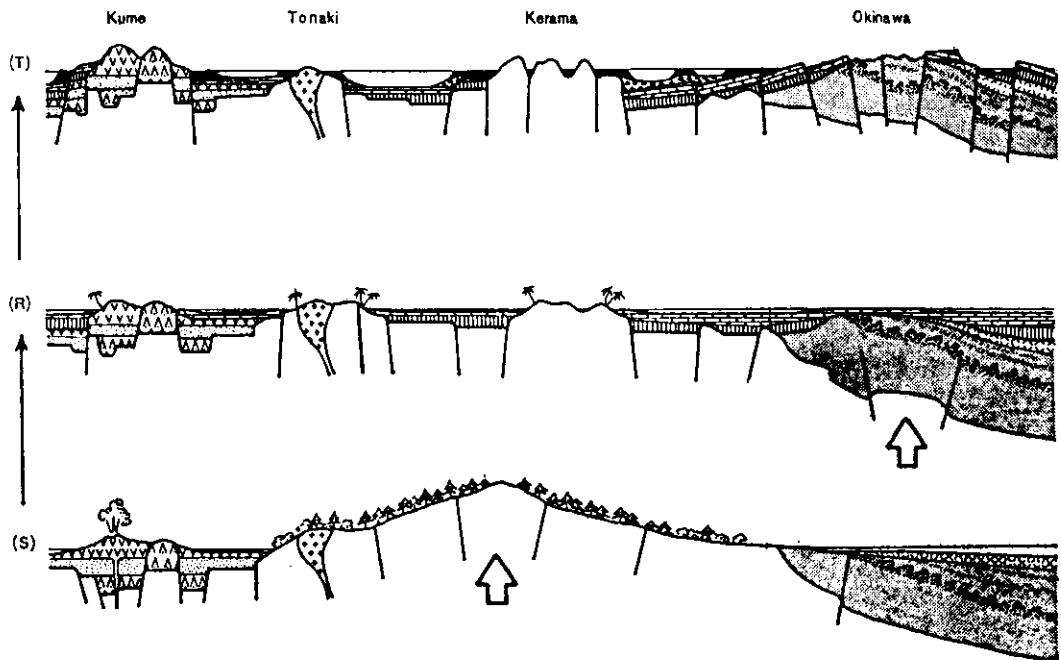
* 千島弧西縁部では曲隆軸が火山弧域に位置するが、東北日本弧の場合と同様の火山性隆起が加算されている可能性もあり、詳細な検討が必要である。

** 厳密には、最大引張主応力軸は、曲隆面に平行な曲面内で、曲隆軸に直交する方向にあるものと考えられる。



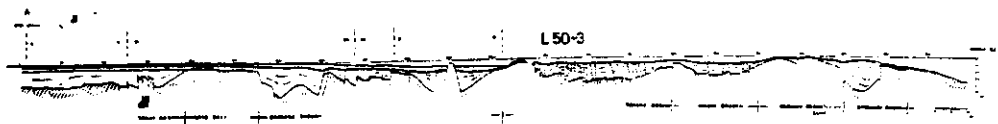
第55図 琉球弧における島尻層群の等層厚線図 (相場・関谷, 1979)

単位: m。破線は八重山層群の等層厚線。



第56図 うるま変動の過程を示す模式図 (木崎・高安, 1976)

(S)島尻海末期：久米島の火山活動，慶良間地域の隆起・高山化，島尻層群最上部・新里層堆積。(R)“琉球珊瑚海”：琉球層群の堆積，慶良間地域の崩壊・陥没，中城ドームの隆起始まる。(T)段丘形成時代：中成ドームの崩壊，島嶼をふちどるサンゴ礁の形成。

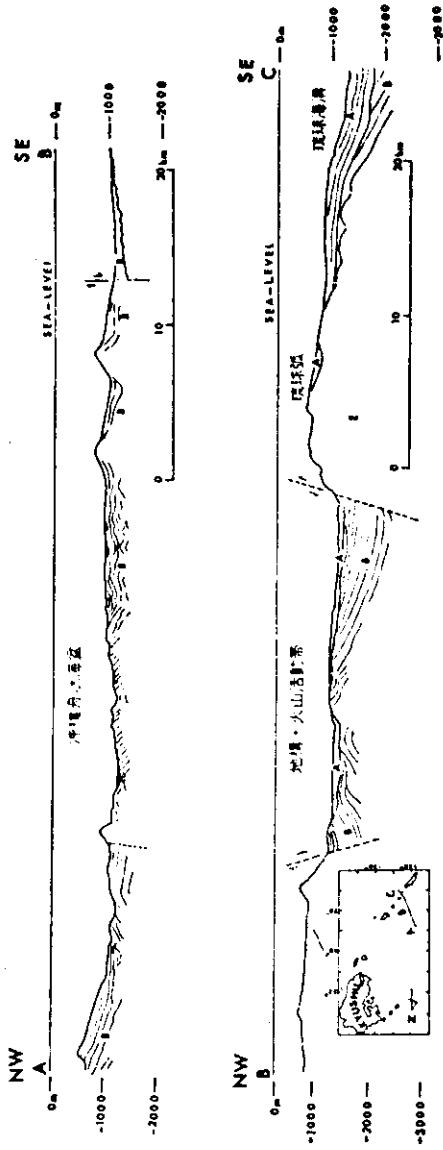


第57図 琉球弧中央部における音波探査断面 (相場・関谷, 1979)

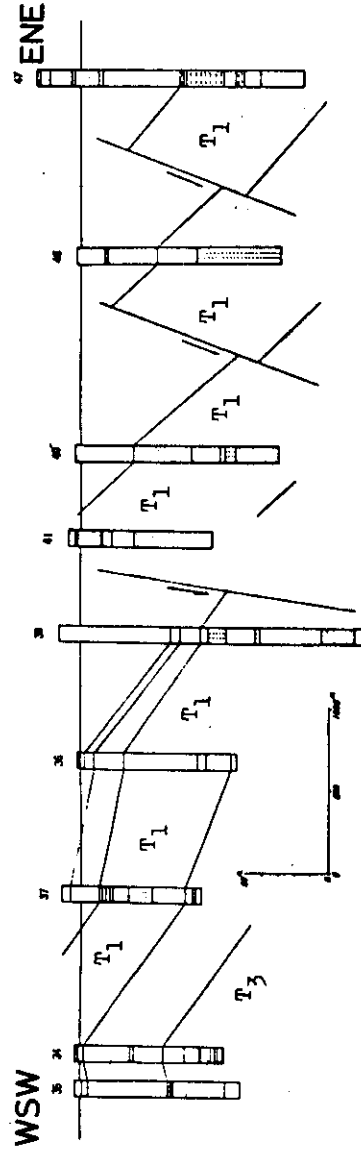
断面線は，第55図に示される。

- 2) 地塊化の程度は，島弧の内帯側で著しい。
- 3) 地塊境界断層は，曲隆構造の成長とともに変位を累積する成長断層 (growth fault) の性格をもつ。また，上位の構造レベルでは “distributive fault”，“superficial thrust”，撓曲帯などに移化することもある。
- (3) 島弧前縁の陸側海溝斜面 (下部大陸斜面) では，島弧の大隆起にあいともなって水平圧縮応力場が形成され，多数の衝上断層群が発達する (南雲, 1980, 1982 a, b；藤田, 1981, 1982)。
- (4) 火山帯では，更新世中期以降に “第四紀火山” を頂点に載くドーム状隆起が，島弧の曲隆運動に加算されることがある。

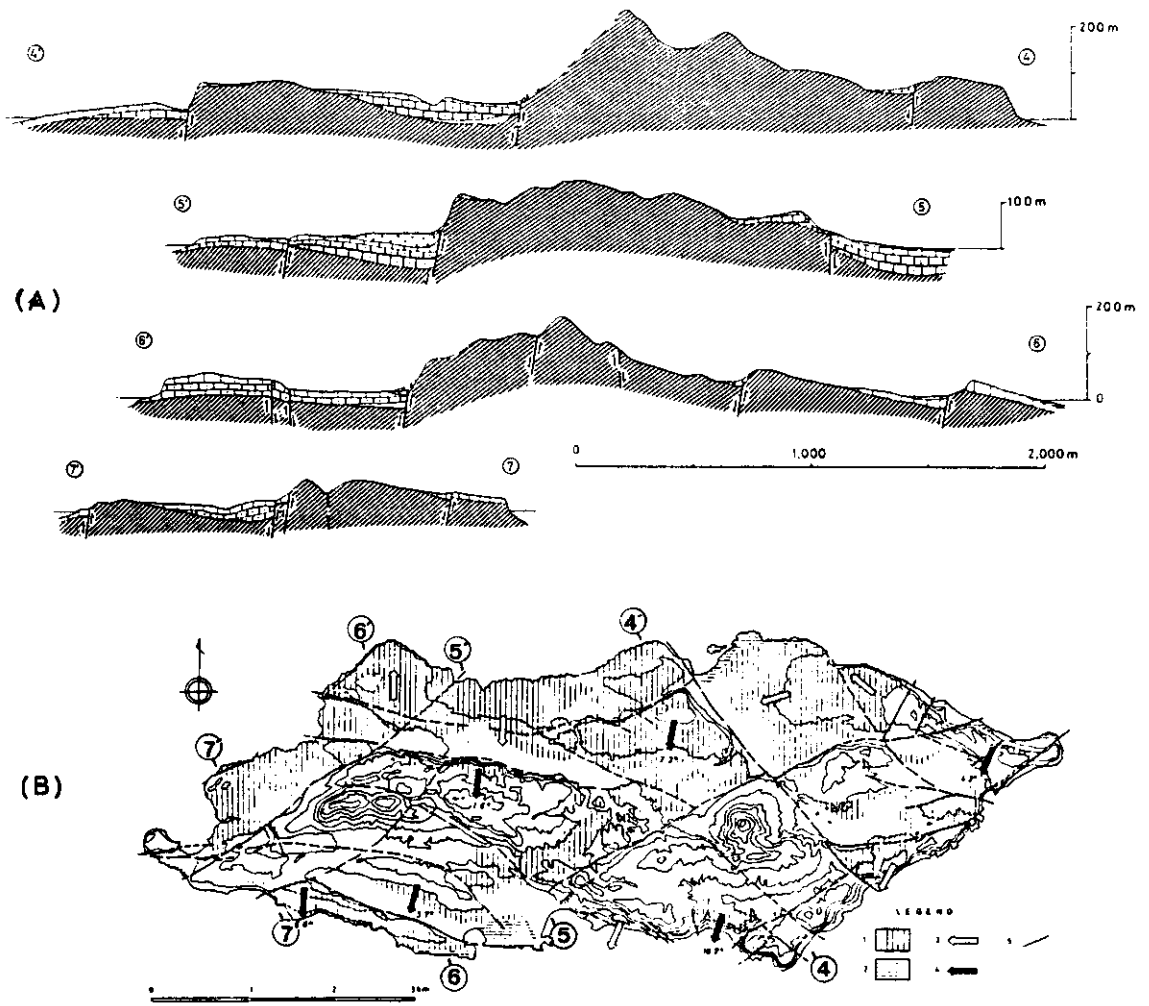
以上の規則性のうちアンチセティック断層による地塊化は，島弧の曲隆運動に付随して発生した2次的造構運動であり，いわば島弧の隆起と “重力による系の安定 (化) 作用” (原・嶋本, 1979) との相互作用の産物とみるべきものであろう。このようにして曲隆運動と地塊化が相補的に進行し



第58図 沖縄舟状海盆～琉球弧の音波探査断面 (木村ほか, 1975)
 第四紀初期以降の堆積物 (B層) を乱して、地溝・火山活動帯が形成されている様子を示す。



第59図 沖縄島南西部山下町一豊見城測線における坑井地質対比図 (福田, 1978)



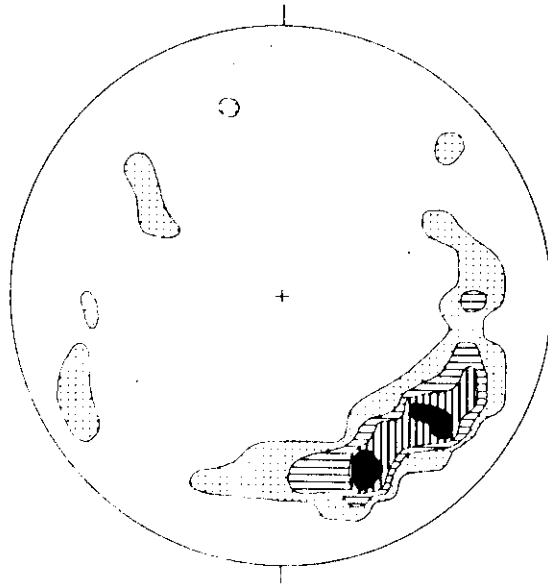
第60図 与那国島の地質断面図(A)と琉球石灰岩・隆起石灰岩の地形的平坦面の分布と傾き(B)
(板井ほか, 1978)

更新世以降の地殻変動は、E-W走向の縦走性正断層による北側ブロックが相対的に沈下する傾動地塊運動とされる。断面線位置は(B)に示される。

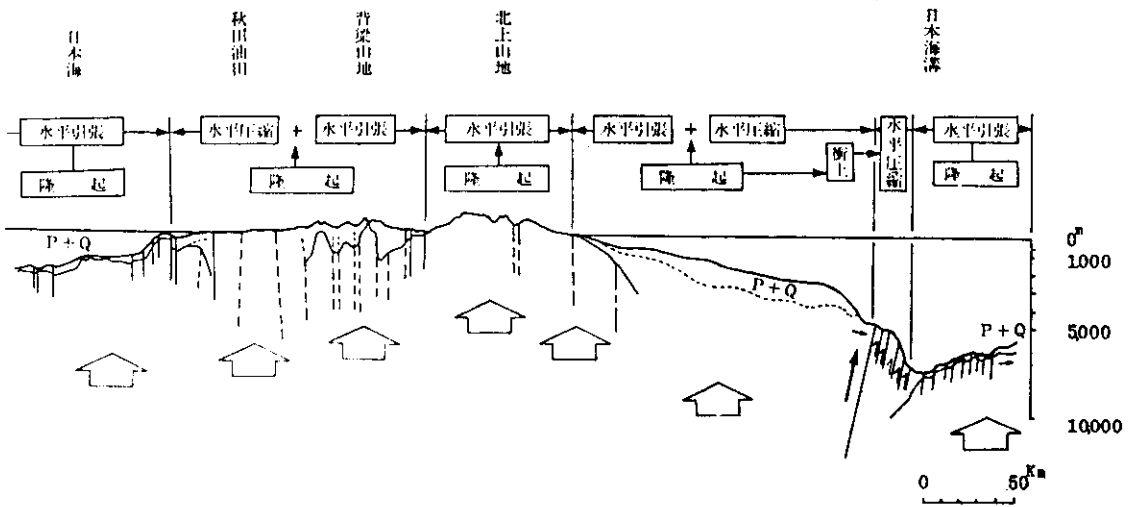
た結果、日本列島を構成する島弧には広く傾動地塊構造が発達するに至ったわけである。また、曲隆運動と地塊化とのこのような相互関係は地形のうえにも反映され、前者は島弧全体の隆起地形を生みだし、後者は島弧内部に帯状配列する第二級あるいはそれ以下の変動地形を規定するものとなっている。

ちなみに、東北日本南部を中心とした TAKEUCI(1980)・竹内(1981)などの研究によると、中新世末期から現在に至る島弧の隆起時期の広域応力場は、 σ_{Hmin} が島弧の伸長方向に、また、それと直交する σ_{Hmax} が存在する“東西圧縮性P型応力場”である、と結論されている。しかし、島弧の隆起運動が上述した一般様式に従うものであるならば、“superficial thrust”周辺などの局所的応力場が水平圧縮性となろうとも、広域応力場はこのような応力配置をとりえないであろう。

島弧の隆起時期の広域応力場は、藤田ほか(1975, 1979)・藤田(1979 a, 1981, 1982)などに述べられているように、島弧と直交する方向に水平引張応力状態にあるものと考えられる(第62図)。



第61図 沖縄島の島尻層群に発達する小断層(正断層)のコンターダイアグラム(江藤, 1978)
 下半球投影。コンターは、それぞれ、2, 4, 6, 8 兆を示す。



P + Q = 鮮新~更新統(基盤の境界や地形断面は、石和田ほか(1977)の資料による), 上向き白大矢印: マントル側からの造構力, 上向黒長矢印: 衝上断層(和達・ベニオフ面), 海溝陸側の横向き黒小矢印: 水平圧縮力, 海溝海側の横向き黒小矢印: 水平引張力, 海溝近くの上向き細矢印: 衝上断層。

第62図 日本列島とその近海における島弧変動期の応力場と造構力(藤田, 1981, 1982)

以上のような性格をもつ島弧変動期の大曲隆運動は、地向斜・造山運動の形式を踏襲する（藤田，1972，1973）といわれるグリーンタフ変動とは全く異なった様式をもつものである。両変動間における造構様式の差異は、かねてから指摘されてきたように島弧変動（藤田，1970）がグリーンタフ変動とは別個の独立した体系をもつとされる理由の1つをなすものであろう。

IV まとめと今後の課題

A. まとめ

小論では、日本列島を構成する5つの島弧における新生代末期の造構運動を検討し、島弧の隆起運動にかかわる一般則の解明を試みた。このテーマは、3つの島弧が会合・交叉すると考えられている（山下，1970；など）フォッサマグナおよびその周辺地域における構造運動の性格を解析する（矢野，1982b；投稿中）ための基礎的課題の1つとして、とりあげられたものである。

その結果、島弧の隆起運動は各島弧ごとにそれぞれ個有の性格をもちつつも、共通する3つの一般的様式——①大洋側・縁海側の両大陸斜面にわたる島弧の大規模な曲隆運動、②曲隆運動の進行にともなって発生・成長するアンチセティックな重力断層群による地塊化、③曲隆運動にあいともなう陸側海溝斜面域での衝上運動——に規定されている、との試論が得られた。

B. 今後の課題

島弧変動（藤田，1970）の造構特性は島弧の大隆起、大規模地塊運動とされているが、それらの運動像の規則性に関して小論で得られた試論の正否については、今後、十分な検討が必要であろう。

最後に、島弧の隆起様式にまつわるいくつかの問題点を、今後の課題として整理しておきたい。

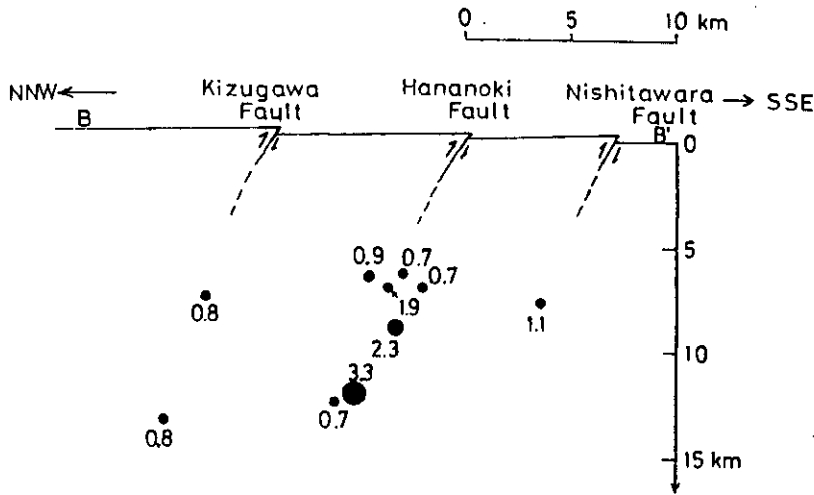
1. 地塊境界断層の深部形態

新生代末期に日本列島の各地で地塊運動が進行したことは、広く知られるところである。各地塊境界断層は、小論でもその一端を例示したように、正断層・逆断層・横ずれ断層・斜め移動断層などいろいろな変位様式を示し、その傾斜角もさまざまである。これらの断層が地下深部でどのような形態をとるのか、といった問題は断層の基本的性格を明らかにするうえで重要な課題であるばかりでなく、島弧の運動像を復元するうえでの1つの岐路となっている。

小論では、正断層や鉛直断層が構造レベルの上位に向かって逆断層に移化するいくつかの事例やモデル実験結果に依拠しつつ、地表付近で観察される逆断層は“superficial thrust”であろうとして、あまり検証されないまま論をすすめてきた。地塊境界断層の深部形態を明らかにするためには、池辺（1982）による深層試錐結果第17図をはじめ各種のボーリング資料、恒石（1966）・Tsunehishi（1978）・今村・三浦（1973）など構造レベル較差の大きいフィールドの調査、横田（1979）など微小地震の震源分布による地表断層の追跡（第63図）をはじめ、総合的な検討が必要であろう。

ちなみに、筆者は、この問題の一部について、“gravity spreading”の効果のほかに、次のような見通しを立てている。すなわち、基盤岩のうえに厚い被覆層が発達する場合*には、地塊の傾動運動の進行にともなう回転の効果によって、植村（1976）による北部フォッサマグナの新第三系褶曲構造に関する“円筒断層モデル”（第64図）と同様の変形様式が期待される。池辺（1982）によって明らかにされた新潟堆積盆地における地塊境界断層の傾斜変化（第17図）は、このような変形様式の実例といえるかもしれない。

* 傾動運動による回転の中心が深い構造レベルに位置する場合とも、換言されよう。



第63図 伊賀盆地における微小地震の震源投影図 (横田, 1979)

断面線は第48図に示される。数字はマグニチュード。花ノ木断層にそう微小地震がもし1つの断層面に沿って発生したものと考えると、断層面の傾斜角は $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ となり、地表露頭における傾斜角 ($40^{\circ}\sim 50^{\circ}$) よりも少し急傾斜になる。木津川断層、西田原断層周辺においても、震源決定された個数は少ないが、 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ の傾斜を示し地表における断層の傾斜角 ($50^{\circ}\sim 60^{\circ}$) よりも大きくなる、とされている。

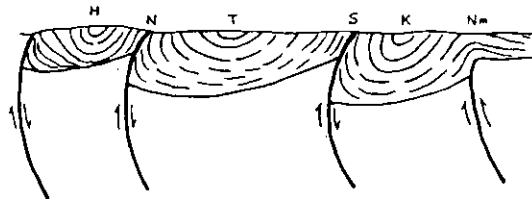
2. 島弧の隆起様式にみられる特殊性

小論では、おもに島弧の隆起運動の一般的様式について検討してきたが、各島弧はそれぞれに個有な隆起様式を示すことも事実である。

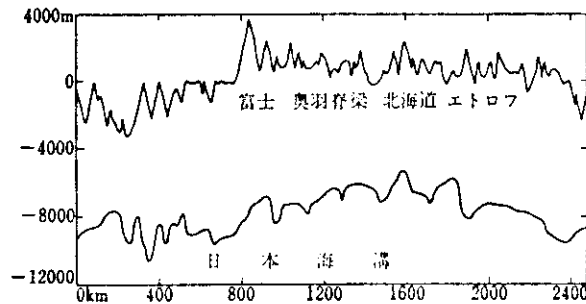
たとえば、西南日本弧の前弧地帯では、他の島弧に比べ、下部大陸斜面での衝上断層帯の発達が著しく、前弧盆地をふちどる外縁隆起帯も顕著である (第45図)。また、

西南日本外帯の半島部をはじめ、外帯山地の曲隆運動の影響を凌駕する“地震性地殻変動区”が存在し、西南日本弧の段丘時代における特徴的な変動様式とされている (米倉・安藤, 1973; など)。いっぽう、海溝底と島弧軸部との比高は、一般に、アリューシャン海溝・千島海溝・日本海溝・小笠原海溝・マリアナ海溝を通じてほぼ一定の値を示し (第65図)、島弧—海溝系に特有な現象の1つとみられている (HURRY, 1965; 杉村, 1958)。ところが、西南日本海溝は、この比高が著しく小さい値を示す特異な存在となっている (第66図)。さらに、琉球海溝に向かっては、再び比高を回復していく傾向にある。また、島弧前方の四国海盆も、太平洋底に比べ1,000~2,000 mも浅く、かつ西方へ緩傾斜するため、島弧軸との比高は西南日本海溝の場合と同様な特徴を示している。以上のような、西南日本弧前弧域の特殊性と、その斜面先端部 (slope toe) が衝上する西南日本海溝および四国海盆がもつ特異性とは、ともに日本列島の他の島弧—海溝系にはみられない現象であり、両者は成因的に密接な関係にあるものと考えられる。

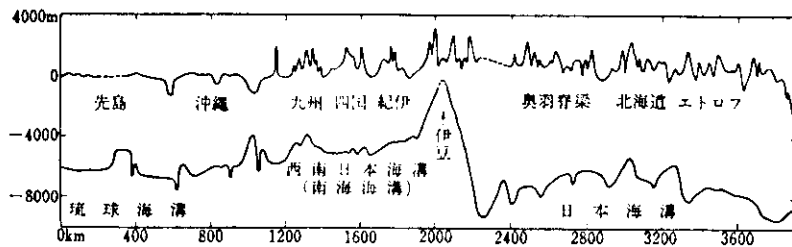
いずれにしても、島弧の隆起様式にみられる特殊性は、各島弧がおかれた地域的・歴史的条件下で、島弧一般が内包する隆起法則との相互作用を解明するうえで、重要な研究課題となろう。



第64図 北信第三系の褶曲モデル (植村, 1976)



第65図 千島・東北日本・伊豆マリアナ弧と日本海溝との縦断曲線 (杉村, 1958)



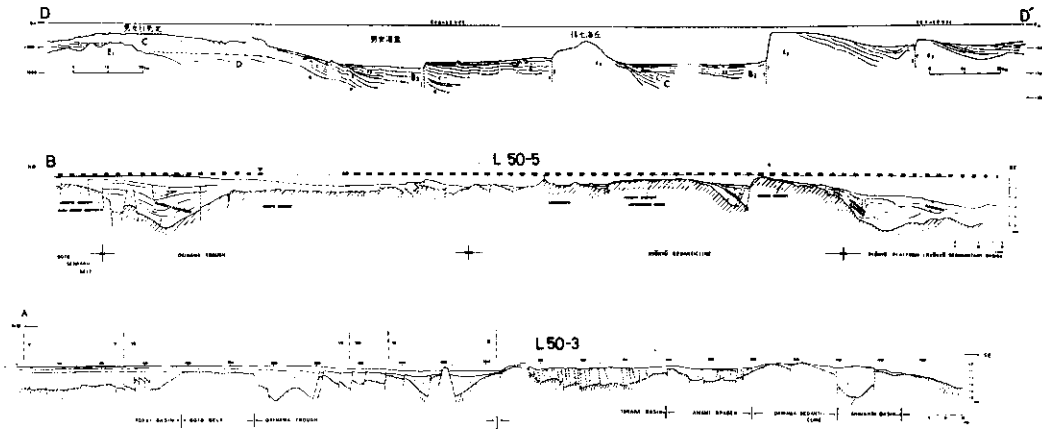
第66図 琉球・本州・千島弧と琉球海溝・南海舟状海盆・日本海溝の縦断曲線 (吉川ほか, 1973)

3. 島弧変動の発達段階

縁海側のいくつかの地域では、島弧変動の体系に属するとされながらも、上述した島弧の隆起様式とは別個の形式をもつと考えられる構造運動がみられる。

東北日本弧でいえば、新発田一小出構造線に沿う鮮新世初期の陥没現象(笹神団研グループ, 1980; 米谷ほか, 1980; など)がそれである。この陥没にともなって新潟堆積盆地側は相対的に2,000mにもおよぶ沈下を示し、盆地縁辺部には崖錐性基底礫岩や南阿賀砂礫相(小松, 1978)とよばれる越後山地に由来する特異な粗粒堆積物が発達する。同様な特徴をもつ日本海側の沈下構造および堆積状況は、規模の差こそあれ、新発田一小出線の北方延長とみられる酒田衝上断層群(池辺ほか, 1979), 北由利(衝上)断層群(岩佐ほか, 1957; 藤岡ほか, 1976; 大沢ほか, 1977; など)にそってもみられ、出羽変動主動期の構造運動によって形成されたといわれている(藤岡, 1968)。鮮新世前期における日本海沿岸地域の大規模な陥没・沈下は、山下ほか(1979, 1982)に指摘されているように、鮮新世以降とされる日本海の深海化(藤田, 1962, 1979b; 氏家, 1979; 小泉, 1979)と密接に関連した現象かもしれない。いずれにせよ、このような運動は、前述した島弧の曲隆運動とは異なる様式を示し、しかも、それに先行して発生するものである。両運動様式の変換は、新発田一小出線沿いでは変位センスの逆転現象(池辺, 1982)としてあらわれ、高浜(1982)による地形形成期はⅠ期からⅢ期(厳密に言えばⅡ期)へと移るわけである(第15図)。

琉球弧の東シナ海側(第67図)でも、鮮新統～下部更新統の島尻層群堆積時に南東へ傾く大規模な傾動地塊構造の形成にともなって、大陸側の地塊が相対的に沈下したとされ(木村ほか, 1975; 相場・関谷, 1979), ここでも島弧の曲隆運動に先行して別個の形式をもつ変動が発生している。



第67図 琉球弧を横切る音波探査断面図

D-D' ; 木村ほか (1975), B ; 相場・関谷 (1979)。断面線は、第55図に示される。

これら2つの島弧の縁海側でみられる鮮新世～更新世前期の特異な変動は、琉球弧でうるま変動の第1段階として考えられているように(木崎・高安, 1976), 島弧変動の発生期における造構運動のあらわれかもしれない。今後は、詳細な時代論・対比論にもとづいて、島弧変動の発達過程を明らかにすることも重要であろう。

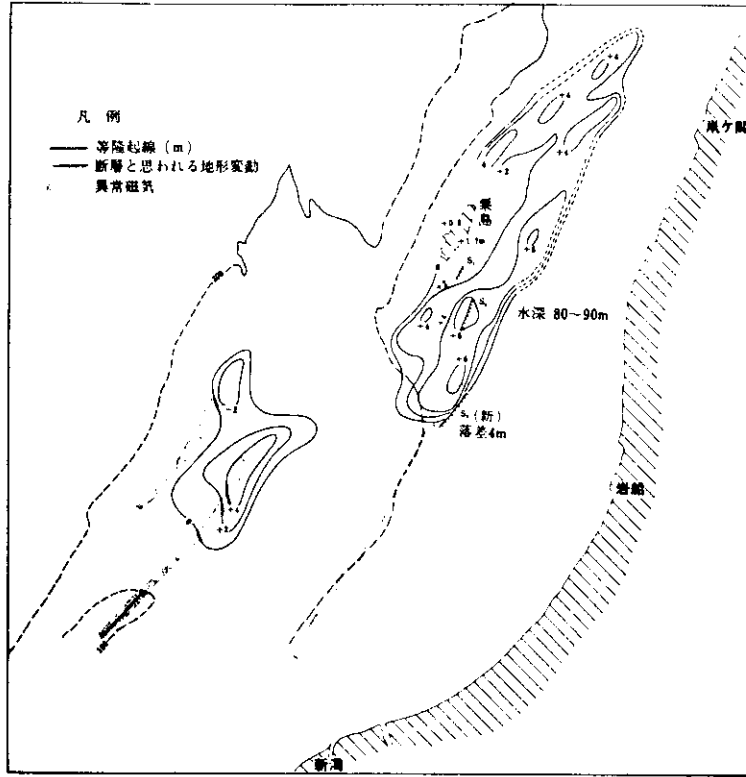
4. 傾動地塊構造と浅発地震

日本海沿岸地域における最大の被害地震といわれる1964年の新潟地震は、粟島の南南西方約10km深さ40kmを震源として発生した浅発地震である。この地震によって、粟島周辺海域ではNNE-SW方向の地震断層がいくつか発生するとともに、海底面が西へ傾く形で傾動隆起し(第68図)、粟島でも西北西へ56°の傾動量が確認された(第69図)。また、本土側の蒲萄山塊も西へ傾動沈下し、両者の間には、海岸線の沖合5km前後のところに最大7mにおよぶ相対的垂直変位があらわれた(第70図)。西田(1964)・早川ほか(1965)・村井(1966)などによると、これらの地震性地殻変動は、新潟堆積盆地北部において地質時代から継続して活動してきた造構運動の一環である、とされている。

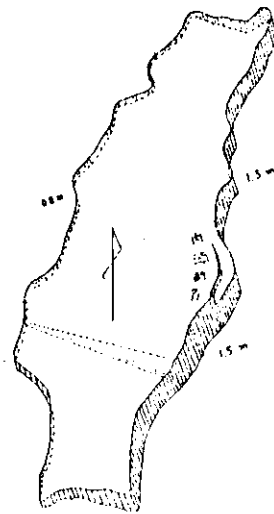
岩室一鼠が関をむすぶ水準路線(第71図)では、地震発生に先行して異常地殻変動が進行していたことが検出されている。それによると測量が開始された1898年以降新潟周辺では沈降、中条以北では隆起といった、それぞれ緩慢な水準変化が続いていたが、1955年頃から一斉に急速な隆起に転じた。1960年前後にはこの急速な隆起が停滞しはじめ、その直後に地震が発生し、急激な沈降があらわれた。その後も6ヶ月にわたって沈降が続いている(TSUBOKAWA et al., 1968; 檀原, 1973)。

以上のような新潟地震発生前後の一連の地殻変動は、前述した島弧の一般的隆起様式——曲隆運動とそれともなう翼部での傾動およびアンチセティックな重力断層の発生・成長——ときわめて調和的であり、島弧の隆起運動の具体的あらわれとみることができよう。今後は、このような観点から、島弧下に広く発生する浅発地震と島弧の曲隆運動・地塊運動との関連性* について検討を試みたい。

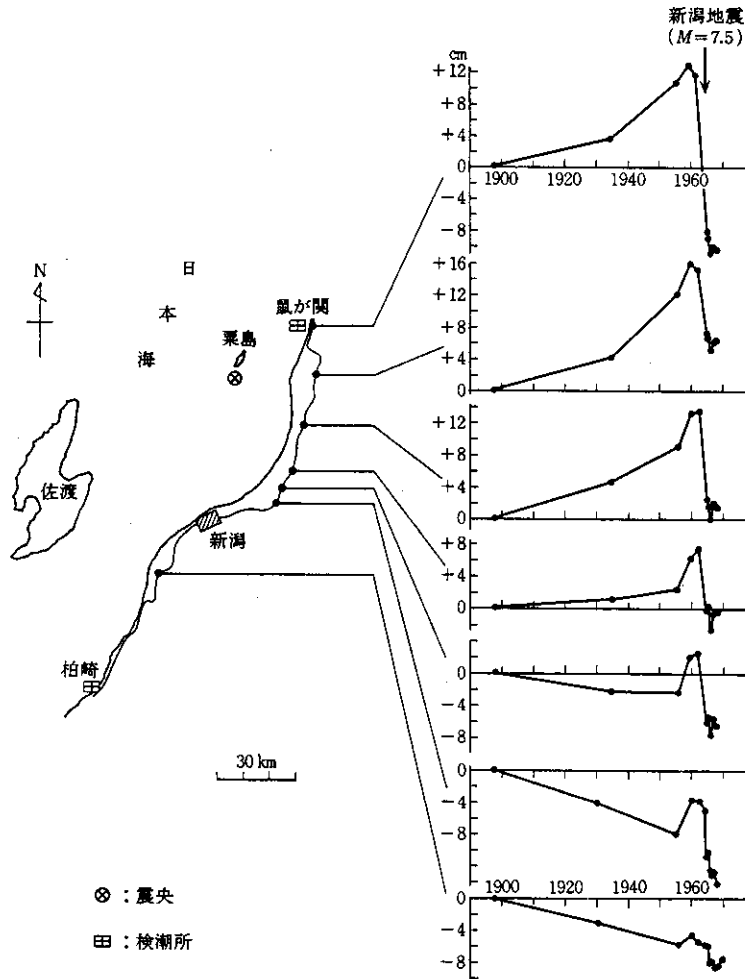
* 地塊構造と地震との間に存在する鉛直方向の相関性は、鈴木(1970, 1975; など)によって指摘されてきたところである。



第68図 新潟地震による海底地形変動 (早川ほか, 1965)



第69図 新潟地震による粟島の傾動隆起を示す概念図 (中村ほか, 1964)



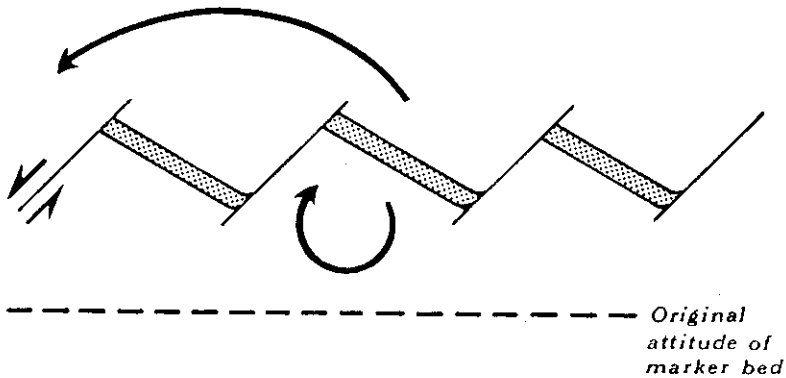
第71図 新潟地震前後の水準点変動 (檀原, 1973)

謝 辞 研究発表の機会を与えていただいた「西日本における新生代後期のテクトニクス」シンポジウム世話人の方がた、日頃御指導いただいている長谷 晃、藤田至則、島津光夫、植村 武、小坂共栄の諸氏に厚く御礼申し上げる。

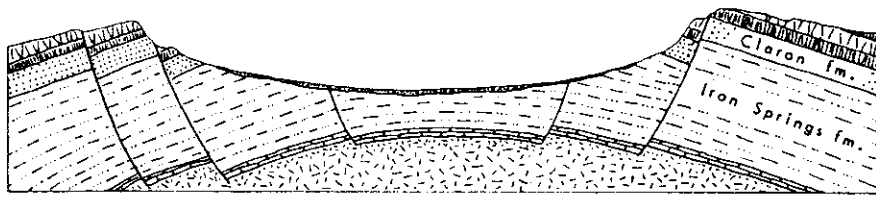
補 遺 — アンチセティック (antithetic) の用語法について —

DENNIS (1967) によれば, "antithetic" は CLOOS (1928, 1936) によって次のように定義された用語であるとされる。すなわち, ほぼ平行に発達した正断層群による変位様式のうち, 断層には含まれた地塊が回転運動をとめない, かつ, おおのこの断層の実移動が回転をとまななかった場合に比べより大きくなるような系を示す, というものであった (第72図)。MACKIN (1960) は, 第73図のような断層群の変位様式にも適用し, さらに断層の傾斜方向に関係なく (正断層・逆断層の別にかかわらず), 落ちこみ (throw) が地層の傾斜と逆向きである場合, いいかえれば, 傾斜による地層の高度変化を断層群が妨げる傾向にある場合, にまで拡大した。

小論では, このような広義の用語法に従って, アンチセティックを用いることにする。



第72図 Antithetic faulting (DENNIS, 1967)



第73図 グレートベースン地域におけるアンチセティックな断層群の模式断面図 (MACKIN, 1960)

文 献

- 相場惇一, 1979: 日本海問題について. 研究連絡紙「日本海」, no. 10, 186.
- , 1982: 秋田・新潟油田の貯留構造の二重性. 島弧変動・地団研専報, no. 24, 299-308.
- ・関谷英一, 1979: 西南諸島周辺海域の堆積盆地の分布と性格. 石油技協誌, 44, 329-340.
- 青木 滋, 1979: 島弧変動とマス・ムーブメント. 総研(島弧変動)研究報告, no. 1, 83-88.
- ・茅原一也・寺川俊浩・藤田至則, 1978: 新潟県六日町盆地の地下地質. 新潟大学地盤災害研究年報, no. 4, 81-86.
- 茅原一也, 1980: 新潟地震(1964)に関する地震学的情報と地質学的解釈. 杉山隆二・早川正巳・星野通平編, 地震—地震学者と地質学者との対話—, 121-148, 東海大学出版会.
- CHINZEI, K., 1966: Younger Tertiary geology of the Mabechi River valley, northeast Honshu, Japan. *Jour. Fac. Sci. Uni. Tokyo*, 11, 161-208.
- 地質調査所, 1978: 日本海溝・千島海溝南部およびその周辺広域海底地質図. 海洋地質図, no. 11.
- CLOOS, H., 1928: Über antithetische Bewegungen. *Geol. Rundschau*, 19, 246-251.
- , 1936: *Einführung in die Geologie*. Berlin, Borntraeger, 503p.
- 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.
- 壇原 毅, 1973: 新潟地震前・時・後の地殻変動. 地震予知連絡会会報, no. 9, 93-96.
- DENNIS, J.G., 1967: International tectonic dictionary English Terminology. *Mem. AAPG*, no. 7, 196p.
- 江藤哲人, 1978: 沖縄本島の島尻層群中にみられる小断層群の性状と新旧関係. 琉球列島の地質学的研究, 3, 93-97.

- 藤井敬三, 1981: 油川地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 38 p., 地質調査所.
- 藤岡一男, 1968: 秋田油田における出羽変動, 石油技協誌, 33, 5-19.
- ・大沢 穰・池辺 穰, 1976: 羽後和田地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 65 p., 地質調査所.
- 藤田至則, 1960: 東北日本におけるグリーン・タフ地向斜の古地理的・造構史の変遷に関する法則性, 地球科学, no. 50-51, 22-35.
- , 1962: 日本海の成因, 地球科学, no. 62, 21-28.
- , 1970: 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性, 星野通平・青木 斌編 島弧と海洋, 1-30, 東海大学出版会.
- , 1972: グリーンタフ変動と地向斜の発生～発展期の法則, 星野通平・青木 斌編, 伊豆半島, 13-33, 東海大学出版会.
- , 1973: 日本列島の成立, 258 p., 築地書館.
- , 1979a: 地質構造と深部構造, 月刊地球, 1, 140-147.
- , 1979b: 中生代～新生代における東アジアの構造運動からみた日本海問題 — 地殻更新説 —, 日本海, no. 10, 139-149.
- , 1981: 島弧変動の体系, 総研(島弧変動)研究報告, no. 3, 1-58.
- , 1982: 島弧変動について, 島弧変動・地団研専報, no. 24, 1-32.
- ・河村善也・加藤碩一, 1975: 日本列島における新第三紀末期～第四紀の応力～造構力の場について, G D P連絡紙, II-1-(1)構造地質, no. 3, 69-74.
- ・———・和田晴美・川辺孝幸・和田幸雄, 1979: 新生代における応力場, 月刊地球, 1, 410-422.
- 福田 理, 1978: 沖縄島南部ガス田の地下地質, 琉球列島の地質学的研究, 3, 189-198.
- Geological Survey of Japan, 1977: Geological investigations of Japan and southern Kurile trench and slope area. *Cruise Report*, no. 7, 127p..
- , 1979: Geological investigation of the Japan Sea. *Cruise Report*, no. 13, 99p..
- , 1981: Geological investigation of the Ogasawara (Bonin) and Northern Mariana areas. *Cruise Report*, no. 14, 140p..
- 原 郁夫・嶋本利彦, 1979: 褶曲と褶曲作用, 岩波講座地球科学9, 植村 武・水谷伸治郎編, 地質構造の形成, 187-235.
- 早川正巳・鎌田清吉・細野武男・伊藤公介, 1965: 新潟地震の震央における音波深査, 地質ニュース, no. 129, 1-11.
- 本座栄一, 1976: 東北(日本)島弧系の新第三紀以降の構造発達史, 海洋学講座5, 奈須紀幸編, 海洋地質, 137-154, 東京大学出版会.
- , 1979: 日本海の堆積層, 構造およびその拡大機構, 日本海, no. 10, 23-45.
- , 1981: 海溝 — その構造と堆積物, 月刊地球, 3, 432-438.
- 星野通平, 1965: 伊豆半島西側の大陸斜面から採集された軟体動物化石と伊豆半島の地質構造, 地球科学, no. 80, 23-28.
- , 1970: 大陸斜面, 深海地質学, 1-143, 東海大学出版会.
- , 1973: 駿河湾の形成と中央構造線, 杉山隆二編, 中央構造線, 277-287, 東海大学出版会.
- 堀田 宏, 1967: 日本海における堆積層の構造, 北海道大地球物理学研究報告, no. 18, 111-131.
- , 1971: 日本列島周辺の大陸縁辺地域の堆積層構造, 浅野周三・グレープ・ウジンツェフ編, 島弧と縁海, 147-161.
- 藤田和夫, 1978: 西南日本における中新世以降の地殻変動と海水準変動 — 地層と地形面との関連において —, 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集) 169-185.
- HUZITA, K., 1980: Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands. *Mem.*

Geol. Soc. Japan, no. 18, 129-153.

- 飯島 東・加賀美英雄, 1961: 三陸沖一釧路沖大陸斜面の新第三紀以降の構造発達史. 地質雑, 67, 561-577.
- 池辺 穰, 1982: 新潟新第三系積成盆地における最近の諸問題. 地質雑, 88, 775-785.
- ・片平忠実・宮崎 浩, 1978: 我が国における石油地質学的諸問題. 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), 205-216.
- ・大沢 禮・井上寛生, 1979: 酒田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 42p., 地質調査所.
- 池田登美太・今村外治, 1974: 広島県天然記念物福山衝上断層. 福山市天然記念物調査総合記録集, 35-65. 福山市教育委員会・福山市文化財保護委員会.
- 今村外治, 1966: 岡山県津高町日応寺より *Miogypsina kotoi* HANZAWA の発見と岡山市周辺のいわゆる第三系の地質時代. 岡山大理学部地学研報, no. 1, 1-10.
- ・和田 健・三浦 亮, 1953: 上根・船佐・三次・三良坂・庄原・勝光山, 地質巡検案内書, 1-50, 広島大地鉱教室.
- ・楠見 久・池田登美太, 1965: 福山衝上について. 日本地質学会西日本支部会報, no. 41, 9-10.
- ・三浦 亮, 1970: 上布野・二反田逆断層について. 広島県文化財ニュース, no. 44, 1-2.
- ・———・大道 昌, 1973: 天然記念物船佐・山内逆断層帯. 広島県文化財調査報告, 11, 35-74, 広島県教育委員会.
- ・———, 1973: 広島県天然記念物上布野・二反田逆断層. 広島県文化財調査報告, 11, 81-102, 広島県教育委員会.
- 猪間明俊・佐々木栄一, 1979: 東海沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技協誌, 44, 272-278.
- 井内美郎・奥田義久・吉田史郎, 1978: 紀伊水道南方の上部大陸斜面成立時期. 地質雑, 84, 91-93.
- 井上寛生・猪間明俊・服部昌樹, 1979: 東北裏日本大陸棚の基盤構造. 日本海, no. 10, 10-22.
- 石和田靖章・池辺 穰・小川克郎・鬼塚 貞, 1977: 東北日本の堆積盆地の発達様式についての一考察——太平洋側と縁海側との比較——. 藤岡一男教授退官記念論文集, 1-7.
- 岩淵義郎, 1968a: 日本海南東部の地殻変動. 地質学論集, no. 2, 53-55.
- , 1968b: 日本海南東部の海底地質. 東北大地質古生物邦文報告, 18, 111-131.
- , 1970: 海溝. 深海地質学, 147-220, 東海大学出版会.
- ・桂 忠彦・永野真男・桜井 操, 1976: フォッサマグナ地域の海底地質. 海洋科学, 8, 45-52.
- 岩佐三郎・鶴岡光男・吉田義孝・黒坂秀雄, 1957: 「由利」地質調査報告. 石油質源開発会社社内報告. 藤岡ほか(1976)による.
- 活断層研究会, 1980: 日本の活断層 分布と資料. 363p., 東京大学出版会.
- 河合正虎, 1957: 津山東部地質図(5万分の1)および同説明書. 地質調査所.
- 木村 学, 1981: 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場. 地質雑, 87, 757-768.
- 木村政昭, 1971: 南関東の地殻モデルに関する一考察. 地質ニュース, no. 204, 1-10.
- , 1976: 南関東周辺の地質構造. 海洋学講座5, 奈須紀幸編, 海洋地質, 155-181, 東京大学出版会.
- ・広島俊男・井上英二, 1975: 東シナ海の地質構造. 海洋科学, 7, 45-51.
- 北村 信, 1963: グリーンタフ地域における第三紀造構造運動. 化石, 5, 123-136.
- 木崎甲子郎・高安克己, 1976: 琉球列島の成立. 海洋科学, 8, 50-56.
- 小泉 格, 1979: 日本海の地史——堆積物と微化石から——. 日本海, no. 10, 69-90.
- 小松直幹, 1979: 常磐・北上沖の堆積盆地について. 石油技協誌, 44, 268-271.
- ・石田公信, 1978: 南阿賀砂礫相(西山層下部)にみられる「タービダイト」の形態. 日本地質学会第85年学術大会演旨, 202.
- 小西泰次郎, 1966: 秋田県横手盆地の水理地質学的研究. 地質調査所報告, no. 216, 1-34.

- LUDIG, W.J., EWING, J.I., EWING, M., MURAUCHI, S., DEN, N., ASANO, S., HOTTA, H., HAYAKAWA, M., ASANUMA, T., ICHIKAWA, K. and NOGUCHI, I., 1966: Sediments and structure of the Japan trench. *Jour. Geophys. Res.*, 71, 2121-2137.
- MACKIN, J.H., 1960: Structural significance of Tertiary volcanic rocks in southwestern Utah. *Am. Jour. Sci.*, 258, 81-131.
- 米谷盛寿郎・井上洋子・尾形英雄, 1980: 古環境と有機物, その1. 新第三紀新潟堆積盆地における古環境と古地理の変遷. 石油枝誌, 45, 323-336.
- 丸山孝彦・大坪友英・国安 稔・高浜信行・田中 操, 1981: 重力異常からみた新潟平野東縁部の新発田一小出線. 地球科学, 35, 274-293.
- 松田時彦・中村一明・恒石幸正, 1964: 粟島の地質-新潟地震との関連. 東大地震研究所速報, no. 8, 91-100.
- 松井 愈・山口昇一・松沢逸巳・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 —. 地団研専報, no. 22, 96-104.
- 松本徭夫, 1979: 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. 地質学論集, no. 16, 127-139.
- 松本達郎, 1948: ダイメンションの観点からみた日本の火山の分布. 地質雑, 54, 113-114.
- 三谷勝利, 1964: 北海道北部における鮮新世の層序と造盆地運動について. 北海道立地下資源調査所報告, no. 32, 1-38.
- 茂木昭夫・川村文三郎・岩淵義郎・金田一夫, 1965: 新潟地震による粟島付近海底の変動について. 海上保安庁水路部新潟地震調査報告, 1-19.
- 村井 勇, 1966: 村上一鶴岡間地域の構造解析. 地質調査所特別報告, no. 3 (新潟地震調査研究報告), 26-31.
- NAGAI, K., 1959: Some geomorphological problems of the Ishizuchi range, Shikoku. *Mem. Ehime Univ.*, Sec. II (Sci.), 3, 77-89.
- 南雲昭三郎, 1970: 西南日本海溝周辺における海底地震活動. 星野通平・青木 斌編, 島弧と海洋, 105-113, 東海大学出版会.
- , 1980: 日本海溝付近の地質構造と地震活動. 杉山隆二・早川正巳・星野通平編, 地震 — 地震学者と地質学者との対話 —, 25-40, 東海大学出版会.
- , 1982a: 日本海溝はいつ形成されたか. 島弧変動・地団研専報, no. 24, 97-100.
- , 1982b: 島弧前面域の造構モデル. 同上, 101-105.
- 内藤博夫, 1965: 新潟県十日町付近の地形-魚沼地方の地形発達史についての若干の考察. 地理評, 38, 613-629.
- 中村一明・笠原慶一・松田時彦, 1964: 新潟地震による粟島の地変. 東大地震研究所速報, no. 8, 73-90.
- NAKAMURA, K., KASAHARA, K. and MATSUDA, T., 1964: Tilting and uplift of an island, Awashima, near the epicenter of the Niigata earthquake in 1964. *Jour. Geod. Soc. Japan*, 10, 172-179.
- Nakata, T., 1976: Quarternary tectonic movements in central Tohoku district, northeast Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 7th Ser. (Geography), 26, 213-239.
- 新潟第四紀研究グループ, 1977: 新潟県の内陸盆地について. 地質学論集, no. 14, 65-77.
- 新潟県, 1977: 新潟県地質図および説明書. 439p., 新潟県.
- 新津背斜団地研究グループ, 1977: 新潟油田新津背斜の形成機構. 地球科学, 31, 70-82.
- 西田彰一, 1964: 新潟地震の地質学的考察. 新潟県新潟地震災害復興計画資料, 247-254.
- 生出慶司, 1955: 「鉤取-奥武土線」の意義について. 地球科学, no. 25, 12-20.
- ・藤田至則, 1975: 岩沼地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図), 27p., 地質調査所.
- 沖縄第四紀調査団, 1976: 沖縄および宮古群島の第四系 — とくに「琉球石灰岩」の層序について —. 地球科学, 30, 145-162.
- 奥田義久・態谷 誠・玉木貴裕, 1979: 西南日本外帯堆積盆地の分布と性格 — 特に構造発達史について —.

- 石油技協誌, **44**, 279 - 290.
- 大沢 稷・高安泰助・池辺 稔・藤岡一男, 1977: 本荘地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 54 p., 地質調査所.
- 斉藤 実・坂東祐司, 1960: 四国内帯の鮮新・洪積層について. 東北大理科報告(地質学)特別号, **4**, 576 - 582.
- 坂井 卓・浜田正平・辻 和毅・鈴木 勲・黒川陸生, 1978: 八重山群島与那国島の地質. 琉球列島の地質学的研究, **3**, 61 - 79.
- 桜井 操, 1973: 大陸棚外縁水深の変化にみられる釧路沖の地盤変動. 海洋科学, **5**, 24 - 26.
- , 佐藤任弘, 1971: 最上舟状海盆の地質構造発達史. 地質雑, **77**, 489 - 496.
- , 永野真男・長井俊夫・桂 忠彦・戸沢 実・池田 清, 1975: 北海道南岸沖の海底地質. 水路研報, **10**, 1 - 37.
- 五月女順一, 1980: 蒲萄山塊の地塊運動. 構造地質研究会誌, no. 25, 65 - 74.
- 笹神団体研究グループ, 1980: 新潟平野東縁部・笹神丘陵の地質. 地球科学, **34**, 119 - 137.
- , 1982: 笹神丘陵の第四系. 同上, **36**, 240 - 260.
- 佐藤任弘, 1969: 東北裏日本沖の海底地形と地質構造. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料「グリーンタフに関する諸問題」, 39 - 47.
- , 1971: 東北日本海沿岸の海底調査. 地学雑, **80**, 285 - 301.
- 杉村 新, 1958: “七島—東北日本—千島”活動帯. 地球科学, no. 37, 34 - 39.
- 鈴木敬治, 1980: 鮮新世・更新世における東北地方南部地域の古地理の変遷と構造運動について — 会津盆地域を中心として —. 総研〔島弧変動〕研究報告, no. 2, 23 - 37.
- 鈴木尉元, 1970: 日本列島とその周辺地域の地殻・上部マントルの基本構造について. 星野通平・青木 斌編, 島弧と海洋, 115 - 127. 東海大学出版会.
- , 1975: 日本の地震. 157 p., 築地書館.
- , 三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎, 1974: 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質調査所報告, no. 250 - 2, 53 - 78.
- 高浜信行, 1982: 新潟新生代堆積盆地の東縁地域における地形形成史とマス・ムーブメントの変遷. 島弧変動・地団研専報, no. 24, 321 - 336.
- , 福沢恵美子・岡田祐子, 1980: 新潟平野東縁・村松地域の活断層 — 村松断層 —. 地球科学, **34**, 156 - 158.
- , 野崎 保, 1981: 新潟平野東縁, 五頭山地西麓の土石流発達史. 地質雑, **87**, 807 - 822.
- 高橋 明, 1976: 櫛形山脈周辺における応力場の変遷. 新潟大地誌研究報告, no. 4, 159 - 165.
- 多井義郎, 1972: 中新世以降における中国地方の地殻変動について. 広島大学教養部紀要, III(自然科学), **5**, 25 - 34.
- , 1973: いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no. 9, 137 - 146.
- , 1975: 中新世古地理からみた中国山地の準平原問題. 地学雑, **84**, 133 - 139.
- TAKEUCHI, A., 1980: Tertiary stress field and tectonic development of the southern part of the northeast Honshu arc, Japan. *Jour. Geosci. Osaka Univ.*, **23**, 1 - 64.
- 竹内 章, 1981: 広域応力場の変遷と堆積盆のテクトニクス. 地質雑, **87**, 731 - 751.
- 田中 隆, 1979: 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技協誌, **44**, 308 - 320.
- , 小暮欽治, 1981: 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, **87**, 725 - 736.
- The Shipboard Scientific Party of DSDP, 1978: Leg 57, Japan trench transected. *Geotimes*, April, 16 - 20.
- 東北地方第四紀研究グループ, 1969: 東北地方における第四紀海水準変化. 地団研専報, no. 15, 37 - 83.
- , 1977: 東北地方内陸盆地の発達に関する問題点. 地質学論集, no. 14, 11 - 15.
- 東北農政局計画部, 1982a: 青森県及び秋田県水文地質図集(農業用地下水調査, 青森・秋田地区調査報告書).

- 東北農政局計画部, 1982b: 山形盆地地区地盤沈下報告書(地形・地質編), 124p.,
- 十勝団体研究会編, 1978: 十勝平野, 地団研專報, no. 22, 433p.
- 豊島剛志・津川グリーンタフ団体研究会, 1980: 新潟県津川町南西地域の新第三系 — 三川盆地・津川盆地境界部の地質と構造 —, 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, 93.
- TSUBOKAWA, L., DAMBARA, T. and OKADA, A., 1968: Crustal movement before and after the Niigata earthquake. *General report on the Niigata earthquake of 1964*, Tokyo Elect. Eng. Col. Press, Tokyo.
- 土 隆一編, 1981: 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」, 126p.
- 恒石幸正, 1966: 阿武隈山地広野地域の地質構造. 東大地震研究所彙報, 44, 749-764.
- TSUNEISHI, Y., 1978: Geological and experimental studies on mechanism of block faulting. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 53, 173-242.
- 通産省資源エネルギー庁, 1978: 昭和53年度広域調査報告書「蒲原地域」, 90p.
- 植村 武, 1976: 北信第三系の褶曲モデル. 地質学論集, no. 13, 203-209.
- , 1979: 越後北部における花崗岩地塊の矛盾的傾動. 総研(島弧変動)研究報告, no. 1, 25-28.
- ・高橋 明, 1974: 基盤の運動像と被覆第三系の褶曲 — 新潟県北部櫛形山脈の例 —. 地質調査所報告, no. 250-2, 1-21.
- 氏家 宏, 1979: 日本海の地質に関する2・3のデータと仮説. 日本海, no. 10, 56-68.
- 山口昇一・松井 愈・宮坂省吾・松沢逸巳, 1978: 鮮新一下部更新統, 十勝累層群. 地団研專報, no. 22, 7-15.
- 山本裕彦, 1979: オホーツク海および天北日本海側海域の地質構造と堆積盆について. 石油技協誌, 44, 260-267.
- 山下 昇, 1970: 柏崎—銚子線の提唱. 星野通平・青木 斌編, 島弧と海洋, 179-191, 東海大学出版会.
- ・小坂共栄・石垣和明, 1979: 小出北方の新発田—小出構造線. 総研(島弧変動)研究報告, no. 1, 33-40.
- ・———・———, 1982: 小出北方の新発田—小出構造線. 島弧変動・地団研專報, no. 24, 199-207.
- 矢野孝雄, 1982a: 後期新生代堆積盆地の発達様式と初期火成活動. 構造地質研究会誌, no. 27, 81-100.
- , 1982b: 後期新生代におけるフォッサマグナの基本構造. 構造地質, no. 29, 5-22.
- , 1982c: 日本列島における後期新生代堆積盆地の発達様式. 島弧変動・地団專報, no. 24, 33-65.
- 横田修一郎, 1979: 三重県花ノ木断層に沿った震源分布. 構造地質研究会誌, no. 23, 30-33.
- 米倉伸之・安藤雅孝, 1973: 海溝系の大地震に伴なう地殻変動と地形. 科学, 43, 92-101.
- 吉井敏尅・小林和男, 1981: 沈み込み帯の地球物理. 科学, 51, 472-478.
- 吉川虎雄, 1968: 西南日本外帯の地形と地震性地殻変動. 第四紀研究, 7, 157-170.
- ・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊, 1973: 新編日本地形論. 415p., 東京大学出版会.
- 吉村尚久・若林茂敬・高浜信行・小沼静代・滝沢洋雄, 1974: 新潟県三川盆地および津川盆地北縁の新第三系. 地質調査所報告, no. 250-1, 5-23.