The Geological Society of Japan

地質学論集　第32号　81～96ページ，1989年3月

東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス

天野一男[1)]・佐藤比呂志[1)]

Neogene tectonics of the central part of Northeast Honshu Arc

Kazuo AMANO[1)] and Hiroshi SATO[1)]

Abstract Neogene tectonics in the east-west transection of the central part of the Northeast Honshu Arc (N38°－N39°) is summarized based on stratigraphy and structural features. The tectonic process is divided into five stages. In the Early Miocene (－15Ma), block tilting occurred and half grabens were formed in the backarc region under an EW-trending extensional stress condition. In the early Middle Miocene (15－12Ma) a large quantity of basalt erupted in the rift zone which may have been formed relevant to the opening of the Japan Sea. Thereafter, the major part of the arc subsided and the abrupt transgression occurred. During this period, the orientation of horizontal maximum compressive stress ($\sigma_{1\mathrm{max}}$) axis was northeast-southwest. This orientation was subparallel to that of the rift zone. The Japan Sea coast area of the backarc region continued to subside slowly during the late Middle Miocene (12Ma－10Ma). In Late Miocene to the Early Pliocene (10－3Ma), the present backbone region began to uplift and the onland cauldron swarms were formed. On the other hand, the backarc region had subsided continuously. The stress field in this period was the same as that in the early Middle Miocene. The magnitude of the deviator stress may have been small. At the Late Pliocene, the mode of tectonics has been changed. The stress field was replaced by the east-west trending strong compression. North-south trending folds and thrusts were developed along the margin of the Ou Backbone Ranges and the Dewa Hill. The beginning of thrust-faulting differes across the arc. It was 2.4Ma in the western margin of the Dewa Hill, but was 1.5Ma in the eastern margin. The marginal thrusts in the Ou Backbone Ranges were formed after 0.5Ma. Such a compressional tectonics has been kept on until now.

I　はじめに

東北本州弧は典型的な島弧であり，世界的に見ても島弧テクトニクスの研究に絶好の場所である．従来，東北本州弧のテクトニクスは地球物理学的・地質学的側面から数多く論じられている．しかし，それらの多くは第1近似であり，現在得られている地質学的データを十分消化した議論は少なかった．今回，総合研究「新生代東北本州弧のジオテクトニクス」において東北本州弧の新生界に関する地質学的資料が整理されたのを機会に，これらの資料をもとに事実にそくして東北本州弧のテクトニクスを論じたい．

本論文で対象とする地域は岩手・宮城県境以南，宮城・福島県境以北の東北本州弧中部地域である．新生代東北本州弧地質資料集（北村編，1986）の島弧横断ルート No. 20（北村ほか，1986），No. 21（佐藤ほか，1986a），No. 22（佐藤ほか，1986b），No. 23（山路ほか，1986），No. 24（大槻ほか，1986）およびNo. 25（島津ほか，1986）をもとに議論を進める．地域最北端のルートは No. 20 で，宮城県北部の鬼首から細倉を経て岩手県南部の花泉に至るものである．また，地域最南端は新潟県北部の荒川河口から山形

1)　茨城大学理学部地球科学教室．Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University, Mito, 310 Japan.

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

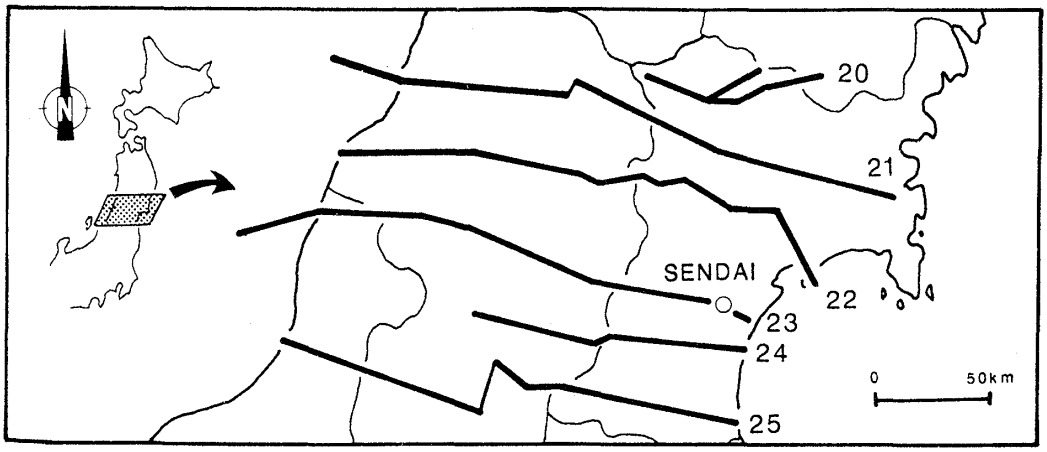

Fig. 1. Index map showing the locations of the referred cross sections. Rout 20, KITAMURA et al. (1986); route 21, SATO et al. (1986a); route 22, SATO et al. (1986b); route 23, YAMAJI et al. (1986); route 24, OTSUKI et al. (1986); route 25, SHIMAZU et al. (1986).

県南部の小国を経て手ノ子に至るルートと，山形県南部赤湯から宮城県南部の白石を経て角田に至るルートである．Fig. 1 に対象地域と本論文で対象とした島弧横断ルートの位置を示す．

本地域のテクトニクスは5つの時期に分けて考えることが出来る．第1期は初期中新世初期に当り，ホルスト・グラーベンが形成された時である(佐藤，1986)．第2期は，従来の西黒沢期にほぼ相当し，日本海側地域において大量の玄武岩が噴出した時期である．これは日本海の拡大に伴ったものであることが推定されている（新妻ほか，1986；土谷，1987；佐藤ほか，1988；佐藤・天野，1988)．東北日本ではこの時期にほぼ全域にわたって海進をこうむっている(天野，1982；1985)．第3期は，ほぼ女川期に相当し，日本海側を中心により一層海進をこうむった時期である．後期中新世から鮮新世の第4期には主として現在の奥羽脊山脈地域にコールドロンが形成される．第5期は第四紀に相当し，東西方向の強い圧縮応力のもとで南北性の逆断層や褶曲が形成された時期である．

まず，上述の5つの時期を規定するために，本地域の新生界の時階区分を行い，次に各時階に対応した時代ごとに構造運動を記述する．

本論文で扱った東北本州弧中部地域は，先新第三系からなる外弧が存在しないことを除けば，東北日本北部あるいは東北日本南部と基本的には類似した地質を示している．従って，本地域の地質学的資料をもとに組み立てた構造発達史は大枠では東北本州弧のそれを代表しているものと考えられる．

本論文をまとめるにあたり，総合研究を中心となって遂行された北村信東北大学名誉教授と東北大学大槻憲四郎博士に敬意を表するとともに，発表の機会を与えていただいたことに心より謝意を表したい．

II 時階の定義

Fig. 2 に，時階区分に際し使用した代表的な地層を挙げる．

〔I時階〕 下部中新統にあたり，BLOW (1969)の化石帯の N8 までに相当する．ここでは N8 の上限をもって，I時階の上限と定義する．この時階を代表する地層は，その大部分が陸成層であり，阿仁合型，台島型および2つの混合型の植物化石群を産出することで特徴づけられる．

〔II時階〕 従来の西黒沢階にほぼ相当し，中部中新統下部にあたる．この時階の下限は BLOW の化石帯の N9 の下限とし，上限は N13 の下限とする．ただし，N12 と N13 の境界は，現時点では確定されていないので，本論文では *Globorotalia rikuchuensis* の出現の層準をII時階の上限とする．この時階の地層

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

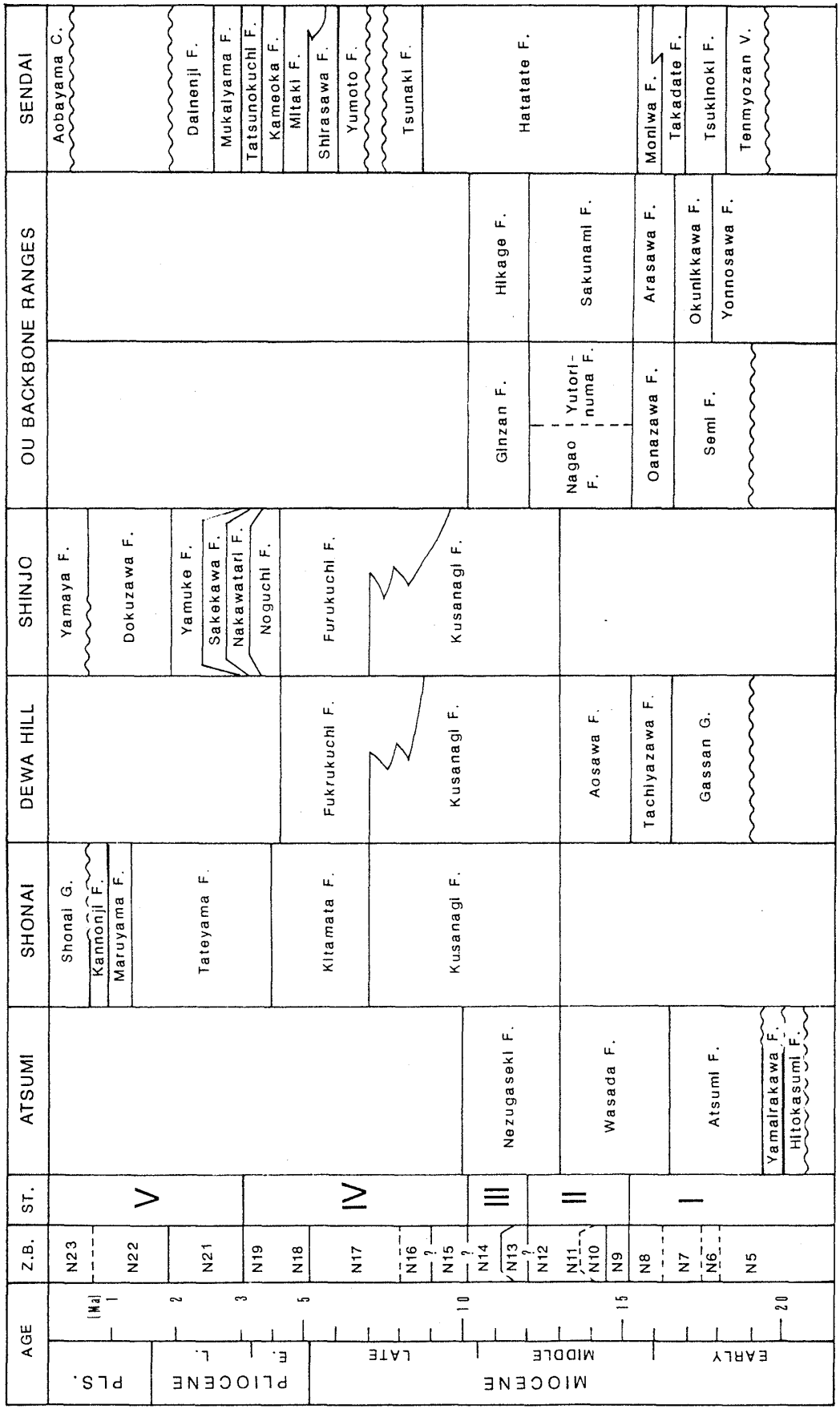

Fig. 2. Correlation table of Neogene in the central part of the Northeast Honshu Arc.
Z.B.: zone of BLOW (1969), ST.: stage, PLS.: Pleistocene, E.: Early, L.: Late,
G.: Group, F.: Formation, C.: conglomerate, V.: volcanics.

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

は海成層によって特徴づけられる．

〔III時階〕 従来の女川階にほぼ相当する．この時階の下限は，*Grt. rikuchuensis* の出現層準とし，上限は厳密に定義することは困難であるが，ここでは珪藻化石の *Denticulopsis predimorpha* の消滅層準とする．BLOW の化石帯に置き換えると，おおよそ N13 と N14 に相当する．この時階の地層は島弧横断方向で岩相を異にする．出羽丘陵地域から日本海沿岸地域にかけては細粒堆積岩類が卓越するが，奥羽脊梁山脈地域は粗粒の堆積岩類が卓越するのが特徴である．

〔IV時階〕 従来の船川階にほぼ相当する．この時期の下限はIII時階の上限同様，厳密な定義は困難であるが，ここでは珪藻化石 *D. predimorpha* の消滅層準とする．ステージの上限は *Neogloboquadrina asanoi* の出現層準とする．BLOW の化石帯ではおおよそ N15 から N21 の下限までに相当する．この時階の地層は，奥羽脊梁山脈地域では，コールドロンを埋積した火砕岩類から成る．出羽丘陵以西と北上河谷帯には海成層も認められる．

〔V時階〕 この時階の下限は，*N. asanoi* の出現層準と定義し，BLOW の化石帯の N21 以上の地層を本時階に相当するものとする．庄内平野下・出羽丘陵西縁にこの時階に属す海成層が認められる．

III テクトニクス

上述の時階区分に従い，テクトニクスを５つの時期に分けて記述する．なお，各時期の放射年代は，新生代東北本州弧総研年代層序グループによってまとめられた「東北・中部日本新第三紀古地磁気・微化石年代尺度」に従った（斎藤ほか，1986；尾田，1986）．

(1) 第１期－ホルスト・グラーベン形成期（I時階に相当：～15Ma）

この時期は，引張応力場でホルスト・グラーベンが形成されたことによって特徴づけられる．本地域で引張応力を直接的に指示するデータは，宮城・山形県境の奥羽脊山脈から得られている（天野，1980；北村・天野，1982）．Fig. 3 に宮城・山形県境奥羽脊梁山脈で計測した下部中新統を貫く貫入岩の卓越方向を示す．これらの岩脈はI時階に属する荒沢層に貫入しており，II時階より上位の地層中には認められないこと，貫入岩の主要構成岩である流紋岩・石英安山岩に対応する噴出岩が荒沢層中に認められることより，貫入時期が推定される．これらの岩脈の卓越方向が南北であることから，当時の応力場が東西引張であったことが推定される．また，この時期には中～大規模の正断層が卓越していたことが知られている（佐藤ほか，1986b；山路ほか，1986）．

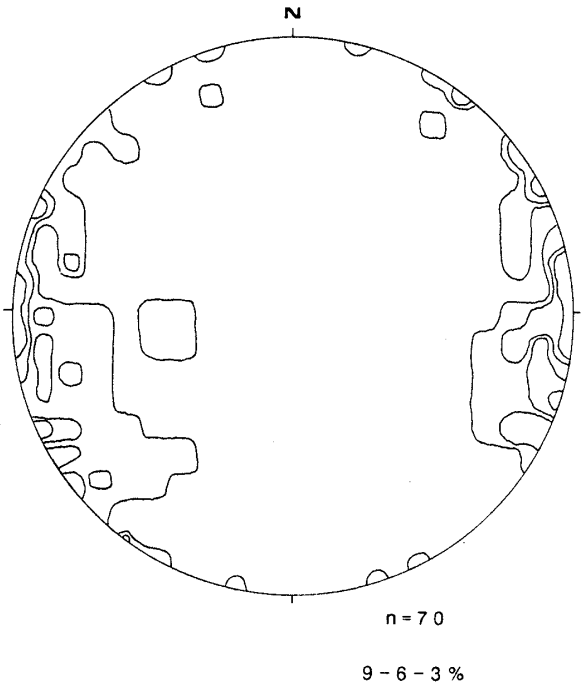

Fig. 3. Lower hemisphere, equal-area projections of dikes in the Lower Miocene of the Ou Backbone Ranges.

この時期のホルストーグラーベンは，島弧横断ルート No. 23 及び島弧横断ルート No. 22 において良く認められる．地域としては山形県鼠ヶ関から温海を経て鶴岡南西方に至る朝日山地の西麓にあたる．この地域では北北東－南南西方向の正断層によって限られた断層地塊の傾動運動がこの時期を特徴づける構造運動であった（山路ほか，1986）．この運動によって生じた小グラーベンを埋積した地層が一霞層・山五十川層である．前者は基盤岩起源の不淘汰角礫からなり，基盤を不整合に覆って分布する．後者は一霞層から漸移するアルコース砂岩・シルト岩・礫岩互層からなっている．この地域での傾動地塊運動の開始は，後述する変朽安山岩の活動以前に

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

行われたものである．

島弧横断ルート No. 22 においては，より東方にも類似した2つのグラーベンが発達している．これらのグラーベンは西方のグラーベン群よりは新しい時期（I時階末期）に形成されたものである．これらのグラーベンを埋積している地層は関川層と大泉層である．関川層は主として，安山岩質～石英安山岩質火砕岩および台島型植物化石群を含むシルト岩・砂岩互層よりなる．しかし，関川層中には，一霞層のような不淘汰角礫岩は顕著には認められない．

奥羽脊梁山脈地域においては，この時期に活動した正断層は直接確認されていないが，天野（1983）は，I時階からIII時階までの地層の層厚の変化から，第1期から第3期にかけての，断層によって画された基盤の北西方向への傾動を想定した．

この時期の火成活動は大きく前期と後期で異なっている．前期は主として安山岩の活動によって特徴づけられる．奥羽脊梁山脈以西に分布するこれらの安山岩は多くの場合熱水変質作用をこうむって変朽安山岩となっている．それに対し，脊梁山脈の東方に分布する安山岩類は変質を被っていないことが多い．堆積環境は，浅海ないしは陸上と推定されている．

羽越地域に分布するこの時階の安山岩類を代表する地層は島弧横断ルート No. 22, 23 の温海層・大泉層である．出羽丘陵地域から新庄盆地にかけて分布するものの代表的な地層は，ルート No. 21 の及位層下部・瀬見層である．脊梁山脈に分布する変朽安山岩類を代表する地層は，ルート No. 20, 21 の細倉層下部，ルート No. 23, 24 の四の沢層および峨々層，No. 24, 25 の太郎層である．脊梁山脈の東方に分布する未変質安山岩類の代表的なものは，ルート No. 22 の松島地域でみられる塩釜層とルート No. 24 の仙台南方に分布する天明山火山岩類・高館火山岩類である．

この時階の後期は酸性火山活動によって特徴づけられる．この活動の産物は主として石英安山岩・流紋岩および同質の火砕岩類であり，広範囲に分布している．火砕岩中に凝灰質シルト岩・砂岩が狭在することがあるが，火砕岩が圧倒的な量をしめている．火砕岩類は多くの場合熱水変質を被り，緑色を呈する．これら火砕岩類の堆積環境は浅海と推定される．本論文の対象地域では脊梁山脈地域にこれらの地層が広く分布している．

時階I上部の酸性火山岩類を代表する地層は，島弧横断ルート No. 21 の新庄盆地北東縁の及位層上部，No. 20・21 の脊梁山脈地域に分布する細倉層上部，No. 23 の仙台市西方の脊梁山脈に分布する奥新川層・荒沢層などである．

(2) 第2期－日本海拡大期・最大海進期（II時階に相当：15～12 Ma）

この時期は日本海の拡大した時期にほぼ相当する．東北本州弧の日本海側は，日本海拡大時には海洋底の一部をなしていた可能性が強い．この時階を代表する地層は日本海の拡大に伴って形成されたリフト帯中に噴出した玄武岩類よりなる地層である．日本海拡大時の玄武岩類が分布する地域以外には，広範囲にわたって海成層が分布しており，この時期に東北本州弧が，広範囲にわたって海進を被っていたことが分かる．

この時期の応力場は水平最大圧縮主応力が北東－南西であったことは青沢層を貫く玄武岩岩脈の卓越方向が北東－南西であることから推定される（Fig. 8A 参照）．なお，青沢層の主体はこれらの岩脈を構成している玄武岩の噴出相である（佐藤，1986）．

東北本州弧の日本海側に大量に分布する西黒沢期玄武岩類（青沢層およびその相当層）が日本海拡大に際して形成されたリフト帯に噴出したとの主張は，土谷（1984, 1987）・新妻ほか（1986）・佐藤（1986）・佐藤ほか（1988）・佐藤・天野（1988）などによって最近なされている．佐藤ほか（1988）および佐藤・天野（1988）による青沢相当層の分布を Fig. 4A に示す．分布範囲は東西約12 km 南北約60 km にわたっており，その噴出量は6,600 km³以上と見積られている．岩質は比較的未分化なソレアイト系列に属している（土谷，1987）．

本論文で対象とした地域において，青沢層は島弧横断ルート No. 21 と No. 22 で良く認められる．これは Fig. 4 に示した青沢相当層の分布域最南部にあたる．ここでは，地域北方同様青沢層は出羽丘陵を構成する複背斜の核芯部に露出している．青沢層は主として玄武岩質の水中自破溶岩・枕状溶岩・ハイアロクラスタイトから成る厚さ1,200 m 以上の地

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

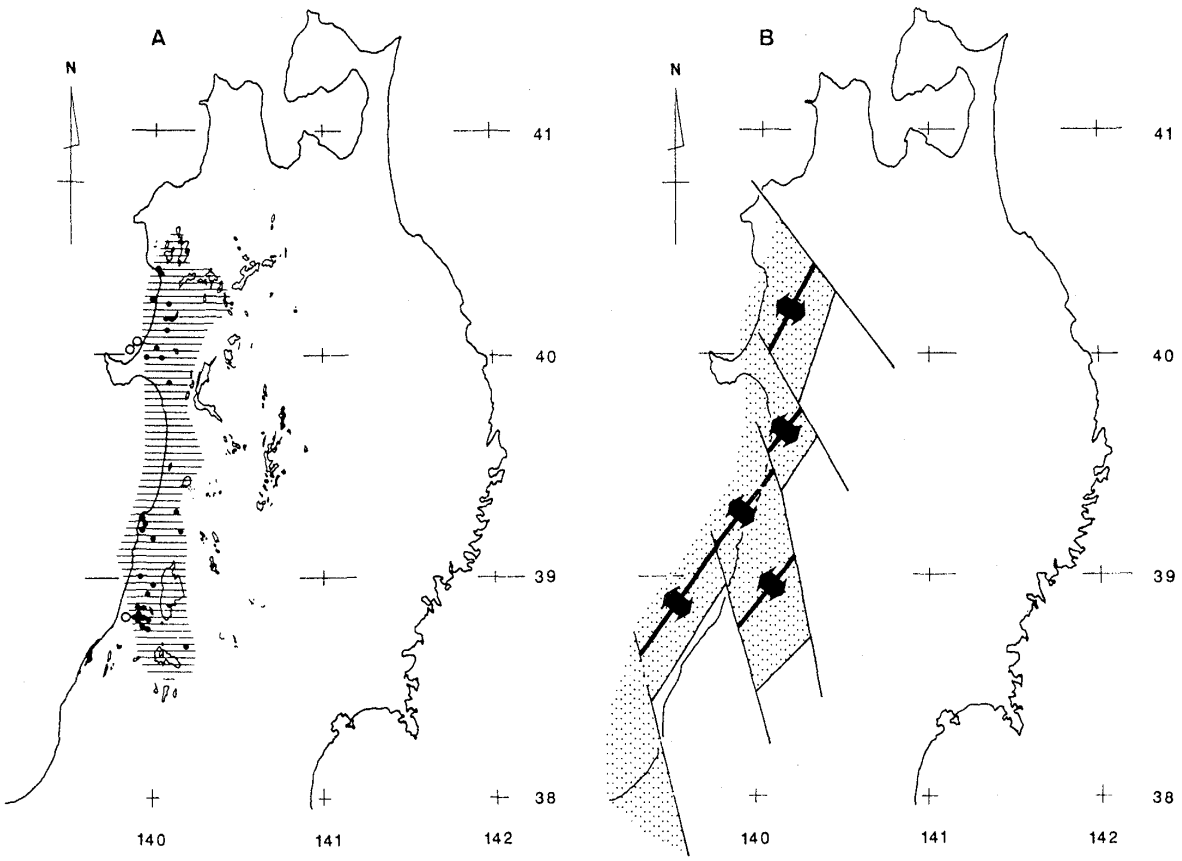

Fig. 4. A: Distribution of the Middle Miocene basalt. Symbols are as follows. Solid circles: drilling sites where basalt was detected, open circles: drilling sites where basalt was not detected, shaded part: main distribution area of the Middle Miocene basalt. B: Schematic diagram illustrating the mode of rifting in the Middle Miocene relevant to the opening of the Japan Sea. Dotted part: main rift zone.

層であり，しばしばば泥岩層が挟在する（佐藤，1986）．庄内平野西部での試掘井では層厚1,000 m以上の青沢層相当の玄武岩類が認められるが，そこから約6 km西方の掘削井ではこの玄武岩類は尖滅している（土谷ほか，1984）．これから判断して，青沢層相当の玄武岩類はリフト帯中のグラーベン内に噴出したものと考えられる．

陸上に分布する青沢層からは，時代決定に有効な化石は発見されていないが，庄内平野の地下に分布する青沢層上部の泥岩中からN10を示す浮遊性有孔虫が得られている（池辺ほか，1979）．また，青沢層と整合関係にある下位の立谷沢層の上部からN8相当の浮遊性有孔虫の産出か知られている（藤岡ほか，1981）．これらの事実から判断すると，青沢層の時代はBLOWの化石帯N8からN10と考えられる．これはほぼ16 Ma～14 Maに相当する．この時代はOTOFUJI and MATSUDA (1985) が古地磁気学的研究によって求めた日本海拡大の時期と良い一致を示す．

Fig. 4Bに日本海拡大時に東北日本に形成されたリフト帯の復元図を示す．砂目をほどこした部分が主要になリフト帯である．この図では拡大軸を簡略化していて描いてあるが，実際にはこれらに平行な複数リフトが形成されていたであろう．Fig. 4Aを見ると，本論文で主要なリフト帯とした所より東にも青沢層相当の玄武岩類が分布している．これは主

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

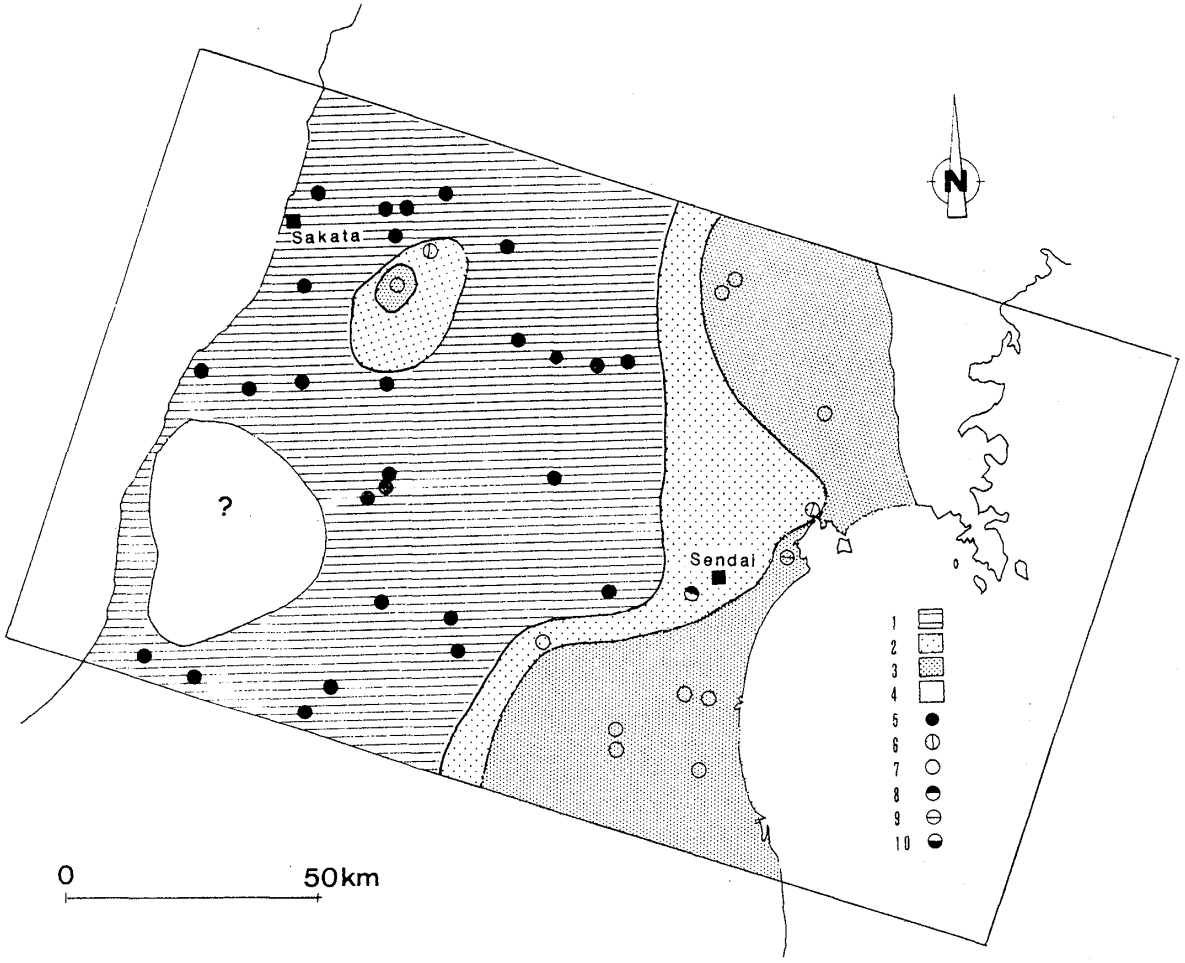

Fig. 5. Paleogeographic map of the central part of the Northeast Honshu Arc in the early Middle Miocene. 1: bathyal, 2: outer sublittoral, 3: inner sublittoral, 4: land, 5: location of bathyal fauna, 6: location of outer sublittoral fauna, 7: location of inner sublittoral fauna, 8: location of mixed fauna of bathyal and outer sublittoral, 9: location of mixed fauna of outer sublittoral and inner sublittoral, 10: location of mixed fauna of bathyal and inner sublittoral.

要リフト帯よりも東側の島弧地殻にも，時期を同じくして地殻深部まで到達した断裂が形成されたことを示唆している．東北日本の日本海側は日本海形成初期のリフト帯の一部を記録しているものと考えられる．現在の日本海底を形成した主要なリフトは，ここで考えているリフト帯のより西方にあるであろう．あるいは，日本海底はある単一なリフトから東西両方向に拡大したのではなく，平行に走る複数のリフト帯によって形成されたのかもしれない．前述の青沢相当層の分布形態と地下における基盤岩類の分布形態は，複数のリフト帯による日本海の形成の可能性を示唆している．玉木（1986）は日本海底の地質学的・地球物理学的探査の結果をもとに日本海多軸拡大説を唱えているが，陸上のデータに基づく解釈とこの説とは拡大の時期に関する見解の相違を除けば，大きな違いはない．

次に，第2期の古地理について考察する．この時期が最大海進の時期であることも大きな特徴であることは前に指摘した．既存の資料をもとに作成した対象地域の古地理図を Fig. 5 に示す．古深度は小笠原ほか（1986）の代表的貝類生息深度表と的場ほか(1986)の代表的底生有孔虫類生息深度表に基づいて推定した．古水深は漸深海帯・下浅海帯・上浅海帯に区分して示した．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

Fig. 5からは，北上山地と朝日山塊の一部を除く，ほぼ全域に海が侵入していることが分かる．また，漸深海帯が他の時階に比較して，最も広範囲にわたっている時期でもある．ちなみに現在の脊梁山脈地域の一部にも漸深海帯を示す化石を産出する地層が分布している．東北本州弧中部地域におけるこの時期の海は，全体的な傾向として，東部で浅く西部で深くなる．そして，漸深海帯は仙台の西方で最も東まで張り出している．酒田の南東では小規模ながら漸深海帯中に浅海部が存在していた．これは火山性の隆起帯と考えられている（佐藤，1986）．

ここでは酒田から脊梁山脈にいたる地域を対象として，島弧横断ルートNo. 21とNo. 22で，脊梁山脈の東方地域についてはNo. 23・24で検討する．ルートNo. 21・22において，出羽丘陵地域に分布する青沢層中に挟在する黒色泥岩中から500～1,500 mの生息深度を示す底生有孔虫が報告されている（佐藤，1986）．同様の漸深海帯の生息深度を示す底生有孔虫は庄内平野の掘削結果でも知られている（池辺ほか，1979）．また，ルートNo. 21・22では脊梁山脈地域にこの時階を代表する長尾層と魚取沼層が広く分布する．長尾層は泥岩を主体とする地層であり，魚取沼層は泥岩・浮石質凝灰岩を主とする地層である．長尾層の泥岩および魚取沼層の泥岩から中深海帯～上深海帯の生息深度を示す底生有孔虫化石が報告されている（佐藤，1986）．これら泥岩は東方に向い次第に層厚を減じており，この時期の海が脊梁山脈地域の東部に向い浅くなることを示している．ルートNo. 23においては，脊梁山脈西縁に分布する新山層から漸深海帯の生息深度を示す底生有孔虫化石が知られている（天野，1980）．また，脊梁山脈東縁に分布する作並層からは下浅海帯から漸深海帯の生息深度を示す底生有孔虫を産出する（天野，1986）．Fig. 5作成にあったっては，深い方を採用した．岩相は作並層の方が新山層よりも粗粒であり，より浅海部で堆積した可能性が強い．ルートNo. 23の仙台の西方に分布する旗立層下部からは下浅海帯から漸深海帯の生息深度を示す底生有孔虫が報告されている（TAKAYANAGI, 1952）．ルートNo. 24の脊梁山脈の東方に分布する橋本砂岩および入山層からは浅海を示す軟体動物が報告されている（加藤，1976MS；黒墨，1985MS）．これらは，この時期における脊梁山脈地域の東方の浅海域を代表するものである．

この時期における急激な海進の原因としては2つ考えられる．一つは，日本海の拡大によるものである．これは青沢層の玄武岩類分布地域が最も海進を被っている地域であることから推定される．（山路・佐藤，1984；佐藤，1986）．

他に考えられる原因はこの時期に起こった地球的規模の海水準の上昇である．この時期の海進が東北日本ほぼ全域にわたって広範囲に起こっていること，また程度の差こそあれ西南日本内帯においても同時にこうむっていること，そして海進の時期が世界的に海水準の上昇している時期と一致していることなどを考えると，この時期の海進に海水準の静的上昇が影響を及ぼしていた可能性は強い（AMANO, 1981；天野，1985）．なお，この時期の海進の原因をすべて海水準の静的上昇で説明するには量的に無理がある．地殻変動による沈降量との比較検討は今後の課題である．

(3) 第3期－広域海進継続期
（III時階に相当 ： 12～10Ma）

この時期は前の時期に引続いている海進と日本海沿岸地域の緩やかな沈降運動によって特徴づけられる．Fig 6にこの時期の古地理図を示す．前の時期に較べると漸深海帯の面積が減り，浅海域が広がっていることが読み取れる．現在の脊梁山脈地域はほぼ全域浅海域となっている．一方，出羽丘陵地域から日本海沿岸地域にかけては依然漸深海帯が広がっている．この漸深海帯はII時階の青沢層相当の玄武岩類の分布域とおおむね一致している．この傾向は，本論文の対象地域北方の東北本州弧の日本海地域で共通に認められる（佐藤ほか，1988；佐藤・天野，1988）．東北本州弧の日本海側のこの沈降域は次の第4期においても沈降域であり続ける．この沈降運動は，第2期にリフト帯中に噴出した玄武岩類の起源となったマントルおよび地殻の冷却に起因する運動である可能性がある（山路・佐藤，1984：佐藤，1986）．

この時期の島弧横断方向での岩相の変化は，島弧横断ルートNo. 21・22・23・25のどれにおいても読み取ることが出来る．ここでは全体を代表するものとしてNo. 21・22・23を取り出して説明する．

この時期における漸深海帯での堆積物からなる代

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

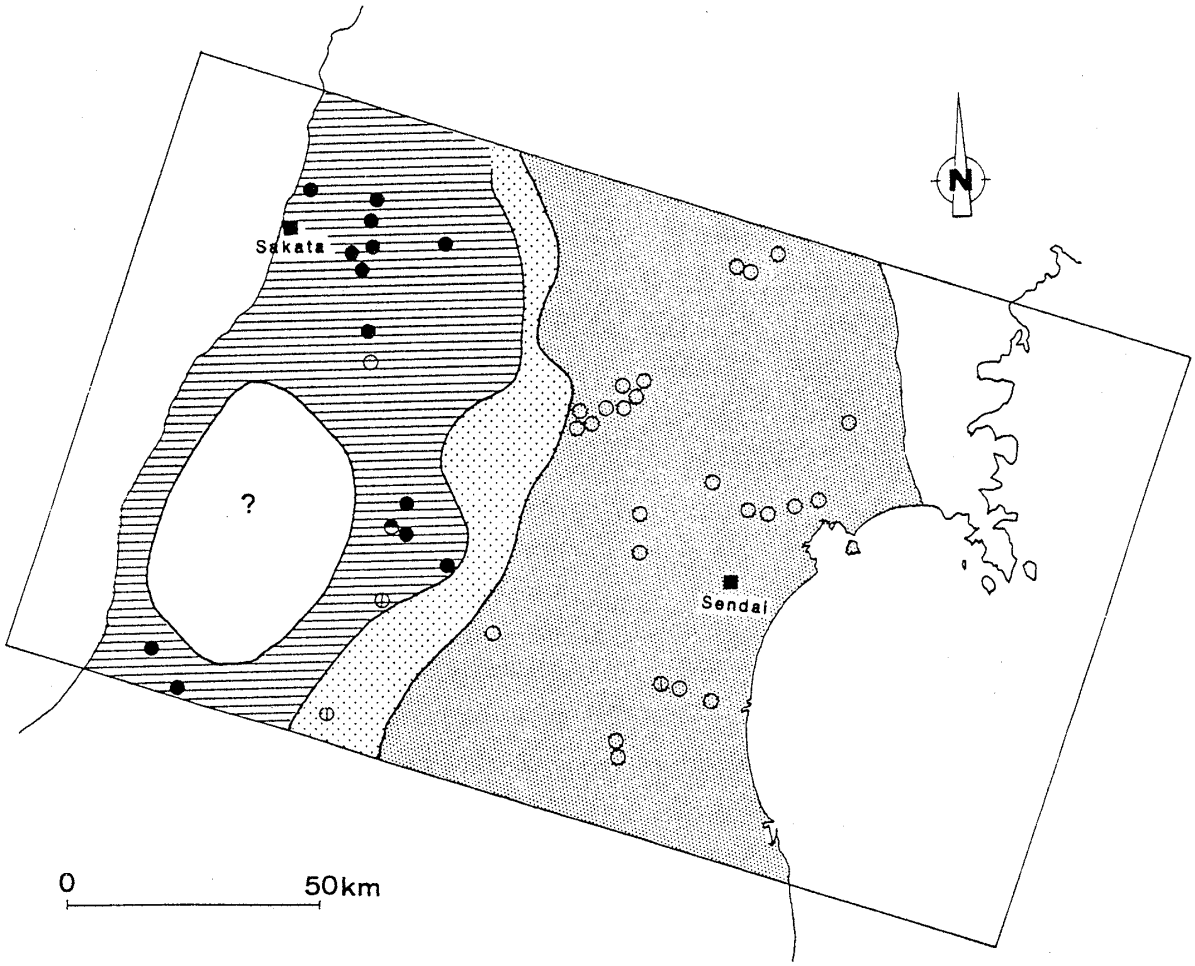

Fig. 6. Paleogeographic map of the central part of the Northeast Honshu Arc in the Middle to Late Miocene. Symbols are the same as in Fig. 5.

表的な地層は草薙層である．島弧横断ルート No. 21 で庄内平野・出羽丘陵西縁・新庄盆地西縁に草薙層が良く認められる．草薙層は主として珪質頁岩より成り，貧化石である．佐藤（1986）は，草薙層が浅海性相を示す青沢層に整合に重なること，草薙層の上位に整合で重なる北俣層に下～中深海帯の生息深度を示す底生有孔虫化石が含まれていること，北俣層の岩相が珪質でないという点を除けば草薙層のそれに類似していることなどから草薙層の堆積深度を中～上深海帯と推測している．

脊梁山脈以東の浅海部の地層は島弧横断ルート No. 22 の尾花沢盆地の東方の脊梁山脈地域で良く認められ，古水深に関するデータも得られている．このルートでIII時階を代表する地層は銀山層と宇津野層である．銀山層は脊梁山脈西縁部に分布する主として砂岩・浮石質凝灰岩よりなる地層であり，時に粗粒砂岩や礫岩等を含む．この岩相は浅海帯で形成されたことを示唆している（天野，1980；佐藤，1986）．また，銀山層上部の粗粒砂岩からは浅海性の軟体動物化石が豊富に産出する（佐藤，1986）．宇津野層は脊梁山脈東縁に分布する主として安山岩質火砕岩類・砂岩・浮石質凝灰岩より成る地層で，銀山層と同時異相の関係にある．宇津野層下部から浅海性の軟体動物化石が多産している（佐藤，1986）．従来，船形山北方の脊梁山脈中軸部の夕日沢に竜の口相当層が分布するものと考えられていた（庄司，1954；宮城県，1967）．しかし，夕日沢から産出する軟体動物は宇津野層から産出する群集に類似しており，竜の口層からの群集とは異なっている（佐藤，1986）．現在までの所，脊梁山脈に竜の口の海が侵入

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

していたという証拠は無い．

脊梁山脈の東方に分布するこの時階の地層について島弧横断ルート No. 23 で検討する．ルート23において仙台西方に分布する日蔭層が代表的な地層である．日蔭層は砂岩を主体とした地層よりなり，上浅海帯から下浅海帯の生息深度を示す軟体動物が産出する（木下，1971MS；渡辺，1974MS）．また日蔭層分布地域の北東に分布する大堤層からは，上浅海帯を示す軟体動物が産出している（糟谷，1982MS）．

この時期の広域応力場は，第2期に引き続いて水平最大圧縮主応力軸（σ_{Hmax}）が北東－南西であった（佐藤ほか，1982）．

(4) 第4期－コールドロン形成機
（IV時階に相当 ： 10～3Ma）

第7図に古地理図を示す．

この時期は奥羽脊梁山脈地域の上昇運動と日本海沿岸地域から出羽丘陵の一部の地域の沈降運動によって特徴づけられている．ほぼ現在の脊梁山脈の位置に相当する上昇域に多数のコールドロンが発達するのもこの時期のもうひとつの大きな特徴である（Fig. 7）．そして，これらの傾向はこの時期の東北本州弧ほぼ全域にわたって共通に認められる．また，脊梁山脈地域の東側にはほぼ現在の北上河谷帯に沿って浅海域がある．これは，いわゆる竜の口の海である．竜の口層は脊梁山脈東縁にあるコールドロンを埋積した白沢層を不整合に覆っている（島弧横断ルート No. 23）したがて，厳密に言えば白沢のコールドロンと竜の口の海が同時に存在したわけではないが，ここでは時階IVの時代を N21 の下限までとしたので，一枚の古地理図として表現した．

まず，海域の様子から見てみよう．第2期および第3期に較べると海進を被っている地域は狭くなっている．しかし，朝日岳の西方の日本海沿岸地域および庄内から出羽丘陵西縁を経て新庄盆地西縁に至る地域には依然漸深海帯が存在する．この状況は島弧横断ルート No. 21 で最も良く読み取ることが出来る．この海域の堆積物を代表する地層は，北俣層・古口層である．佐藤（1986）によれば，これらの地層はいずれも塊状の暗灰色から黒色の泥岩から成っており，その中からは中深海帯から下深海帯の生息深度を示す低生有孔虫化石が産出している．池辺ほか（1979）は庄内での試掘井から同様の化石群集を報告している．新庄盆地の北縁において深海相を示す古口層の岩相は浅海成相へと側方変化していることかが確かめられている（武部ほか，1988）．

島弧横断ルート No. 23 においては，脊梁地域の西方に広がる浅海域の部分が良く認められる．このルートでは大暮山層・大谷層が浅海域を代表する地層である．大暮山層中部から下浅海帯の生息深度を示す底生有孔虫化石群集と上浅海帯の生息深度を示す軟体動物群集が産出している（山路ほか，1986）．

対象地域最南部においても，西方で深く東方で浅くなる．この様子は島弧横断ルート No. 25 に良く現れている．このルートで深海成相を示す地層の代表は内須川層である．内須川層は主として黒色泥岩からなっており，その下部から漸深海帯の生息深度を示す底生有孔虫化石群集を産出する（小松原，1986 MS）．内須川層は，その中・上部がIV時階に所属し，下部はIII時階に属する地層である．従って，ここでこの時期の古水深推定の根拠に下部から産出する化石群集を対象とするには問題があるが，下部と中・上部は岩相にほとんど変化が見られないことを考慮して，内須川層中・上部の堆積環境は下部堆積時のそれと大きな相違いはないものと考えた．このルートで浅海成相を示す代表的な地層は米沢盆地西方に分布する宇津峠層である．宇津峠層は主として礫質から砂質の岩相より成り，耶麻動物群に属す軟体動物化石を含んでいる．これの生息深度は300 m 以浅である（島津ほか，1986）．

次に陸域に目を転じてみよう．この時期の陸域は現在の脊梁山脈とほぼ同じ位置にある．そして，この陸域には多数のコールドロンが形成されていた．このことから判断して，この陸域は火山性の隆起帯と考えることが出来る（佐藤，1986）．コールドロンは地域全体に平均的に分布しているわけではない．地域北半部では脊梁山脈の中軸部を中心に9つが密集して存在する．それに対して，南半部では主として脊梁山脈の東西両縁に7つが存在する．これら2つの分布域の中間，すなわち山形県尾花沢から宮城県小野田にかけての地域は隆起量の少ない地域となっていた．そして海が最も東方まではりだしてしる所が尾花沢である．

地域北部に発達する9つは西から院内（Fig. 7 の

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

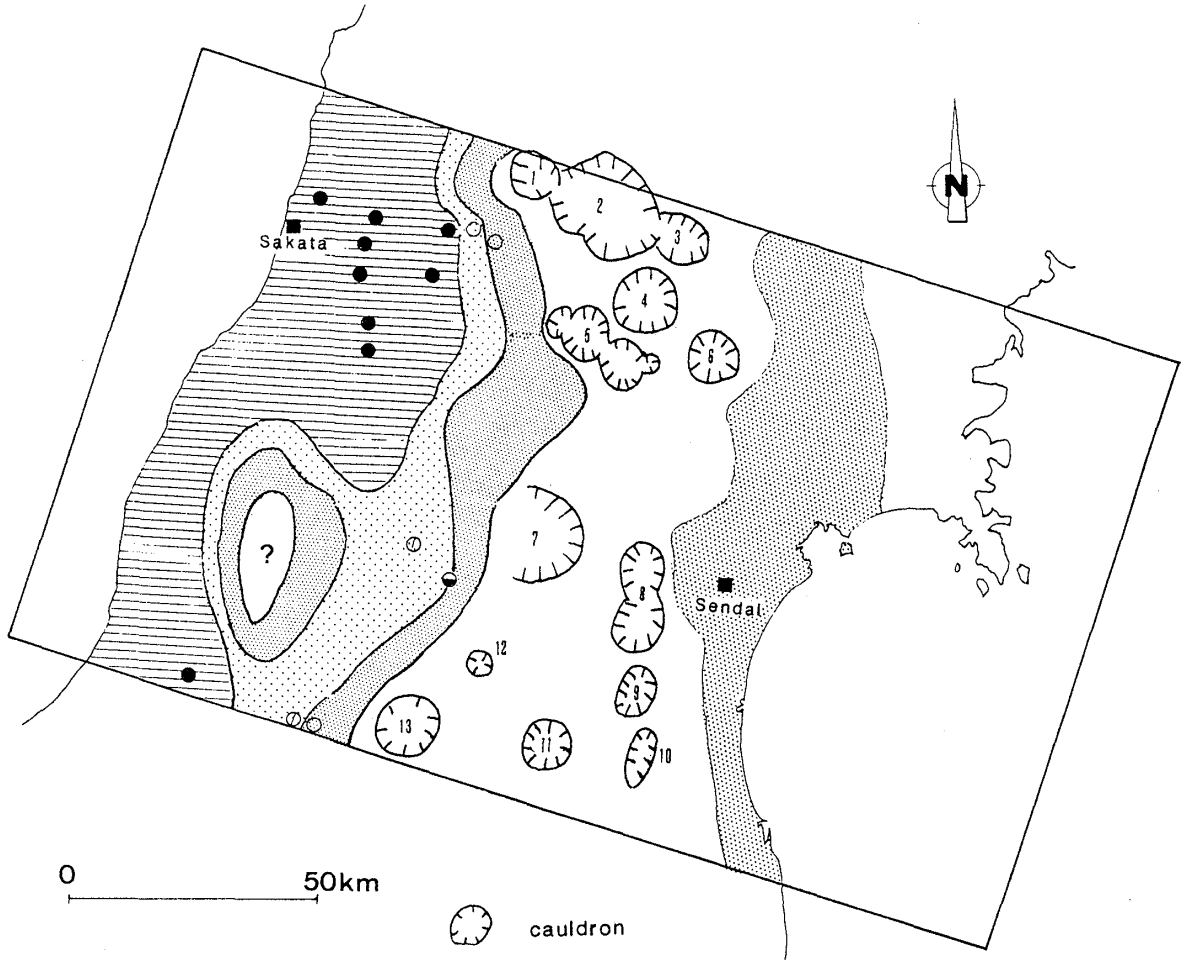

Fig. 7. Paleogeographic map of the central part of the Northeast Honshu Arc and distribution of cauldrons from the Late Miocene to the Pleistocene. Symbols are the same as in Fig. 5.

1，以下かっこ内の数字は Fig. 7 中の数字に対応する：大沢ほか, 1979), 虎毛山（2：臼田ほか, 1982：粟田, 1984), 栗駒山南麓（3：通産省資源エネルギー庁, 1976), 鬼首（4：YAMADA, 1988), 向町東・向町西・赤倉・中山平（5：佐藤, 1986), 花山（6：通産省資源エネルギー庁, 1976）から成る．なお，鬼首のカルデラは次の第5期に属するものである．地域の南部には以下の7つが認められる．楯岡（7：天野, 1982), 白沢（8：天野, 1982), 釜房（9：伊藤ほか, 1987), 白石（10：伊藤ほか, 1987), 七ケ宿（11：宮城県, 1970；北村・天野, 1982), 上山（12：通産省・金属鉱物探鉱促進事業団, 1970；大槻ほか, 1986), 赤湯（13：通産省・金属鉱物探鉱促進事業団, 1970；大槻ほか, 1986)．これらはいずれも石英山岩質～流紋岩質の火砕岩類によって埋積されている．しばしば熔結凝灰石や湖成層を伴っている．また石英安山岩や流紋岩のドームも認められる．Fig. 7 のコールドロンの中には鬼首のように内部構造が良く復元されているものもあるが，他のものについては，岩相の特徴・分布や重力異常等のデータが，コールドロンであることを示唆しているものを取り出して示してある．北部に発達するコールドロンを埋積した地層は島弧横断ルート No. 20, No. 21 に現れている．また，南部のものについては，島弧横断ルート No. 23, No. 24 および No. 25 に見られる．

ここでこの時期における広域応力場につてい考察する．Fig. 8 に対象地域で認められる岩脈・カルセド

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

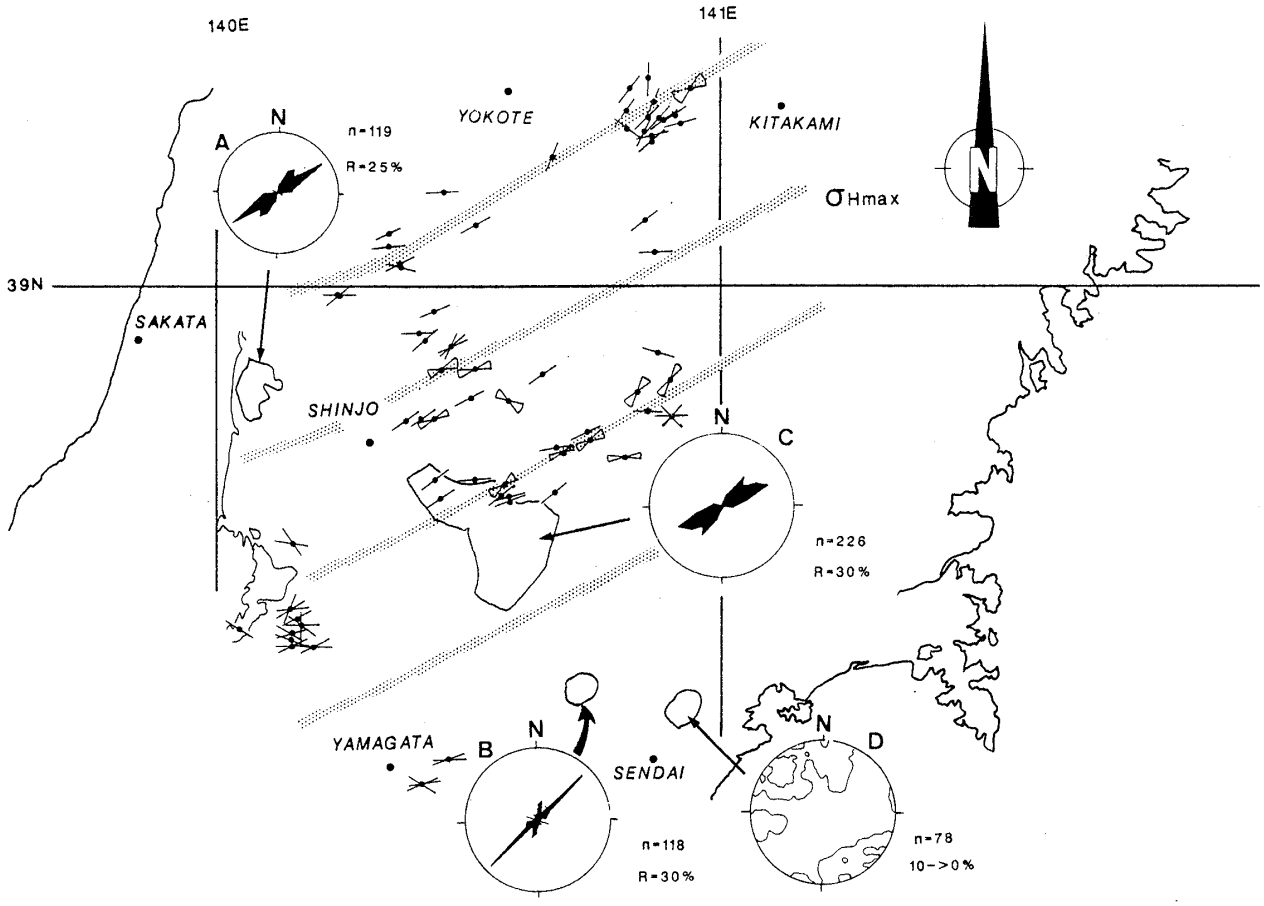

Fig. 8. Stress field in the central part of the Northeast Honshu Arc in the period from the Middle Miocene to the Pleistocene. A: Rose diagram of dikes in the lower Middle Miocene Aosawa Formation. B: Rose diagram of dikes in the middle to upper Middle Miocene Hikage Formation and the Upper Miocene Otemon Formation. C: Rose diagram of chalcedony veins in the Middle Miocene formations. D: Lower hemisphere, equal-area projection of minor faults in the Matsushima area. Short and thin lines: directions of metalliferous veins, shaded lines: trend of horizontal maximum compressive stress($\sigma_{H\max}$).

ニー脈・鉱脈・小断層等のデータをまとめた．岩脈については天野（1980）と佐藤（1986）を，カルセドニー脈・鉱脈については佐藤（1986）をもとにまとめた．なお，小断層は未公表データを使用した．

短い棒線で示した鉱脈の方向は，地域全体にわたって一様であることが読み取れる．すなわち平均的な方向が北東－南西である．なお，Aには青沢層を貫く岩脈の卓越方向を，またBには日蔭層・大手門層を貫く岩脈のそれを示した．大手門層を貫く岩脈のK-Ar年代は8 Maである（TSUNAKAWA et al. 1985）．Cは脊梁山脈地域に分布するカルセドニー脈の卓越方向である．Dには松島地域に発達する小断層の卓越方向を示した．A以外はこの時期に形成されたものであり，卓越方向は鉱脈の卓越方向と調和的で，北東－南西である．これから当時の広域応力場は最大水平圧縮主応力軸（$\sigma_{H\max}$）が北東－南西であったと推定される．Aに示されたように青沢層を貫く岩脈方向も北東－南西である．これはここで復元された広域応力場が第2期までさかのぼることを示すものである．松島で認められる小断層はその大部分が正断層である．しかし，東北本州弧中部地域全体としては第3期同様，引張性あるいは圧

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

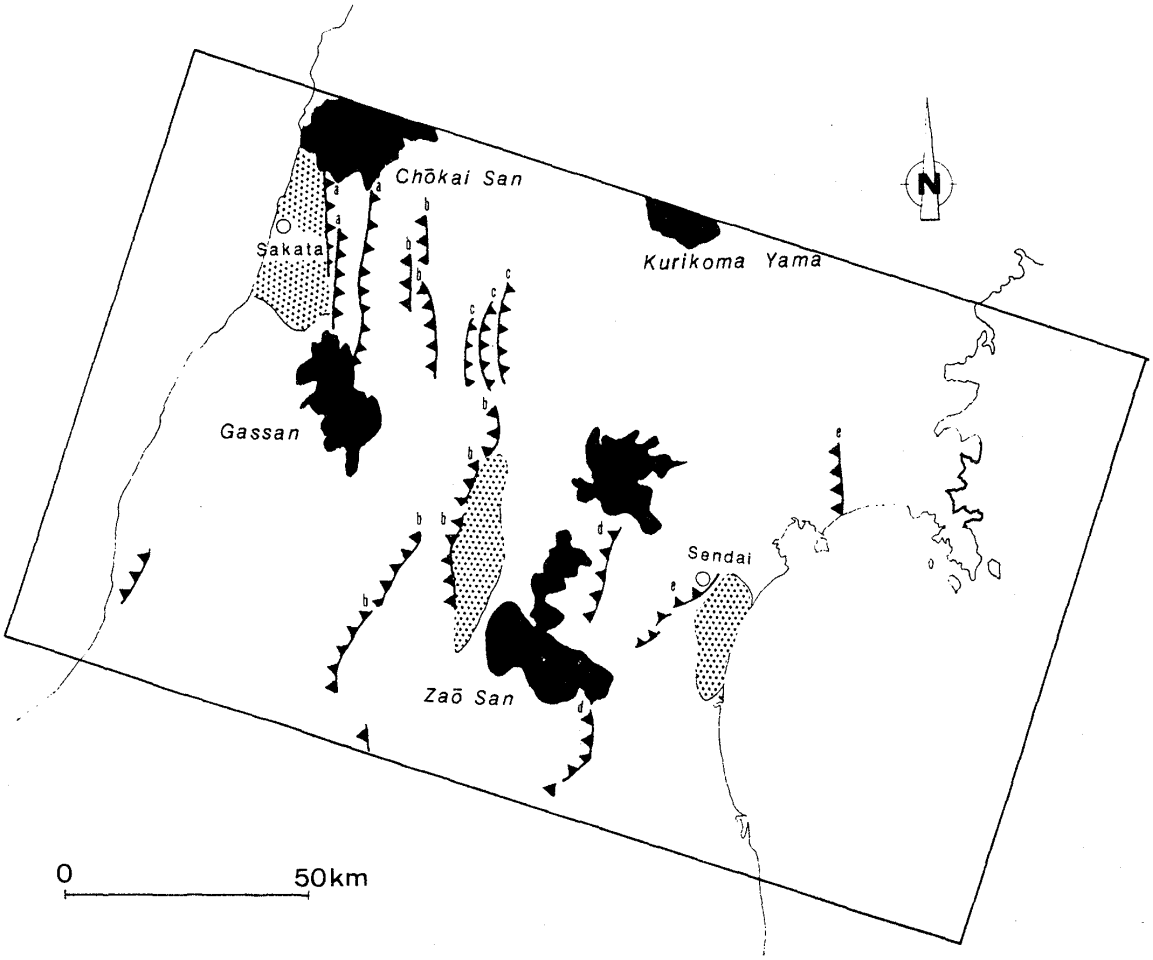

Fig. 9. Distribution of active reverse faults (lines with small triangles). Quaternary basins (dotted parts) and volcanoes (solid parts).

縮性の顕著な構造が認められない．これらから判断して，この時期の応力場は σ_{Hmax} が北東－南西である引張応力場あるいは弱い圧縮応力場であったと推定される（佐藤，1986）．

(5) 第5期－東西性強圧縮変形期（V時階に相当：3～0Ma）

この時期は東西性の強圧縮応力のもとで，南北走向の逆断層や南北の軸を持った褶曲が形成される時期として特徴づけらける．現在の脊梁山脈や出羽丘陵は，東西両縁を断層で限られた断層地塊として2.4 Ma 以降に隆起したものである．この隆起帯の西方には楯山層・丸山層といった上深海帯から下浅海帯の堆積環境を示す地層が堆積している．

Fig. 9 にこの時階に活動した断層・堆積盆・火山の分布を示した．この図に示した断層はいずれも逆断層である．上盤側に三角印を付けてある．図中でaを付けた断層群は出羽丘陵の西縁部に形成されたものである．bの断層群は出羽丘陵の東縁部に，cは奥羽脊梁山脈の西縁部に，またdは奥羽脊梁山脈の東縁部に形成された逆断層である．なお，eは北上河谷帯で認められる活断層あるいは撓曲帯であるが，その規模は出羽丘陵や脊梁山脈の縁辺部の断層に比較して小さい．

出羽丘陵の隆起運動は松山逆磁極期に開始されるが，本格的に逆断層・褶曲が形成され始めるのは1 Ma 以降である（佐藤，1986）．出羽丘陵の隆起と逆断層運動・褶曲運動との間に密接な関係があるとすると，出羽丘陵西縁の断層（Fig. 9 のa）・褶曲の形成開始は2.4 Ma と判断出来る．奥羽脊梁山脈の西

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

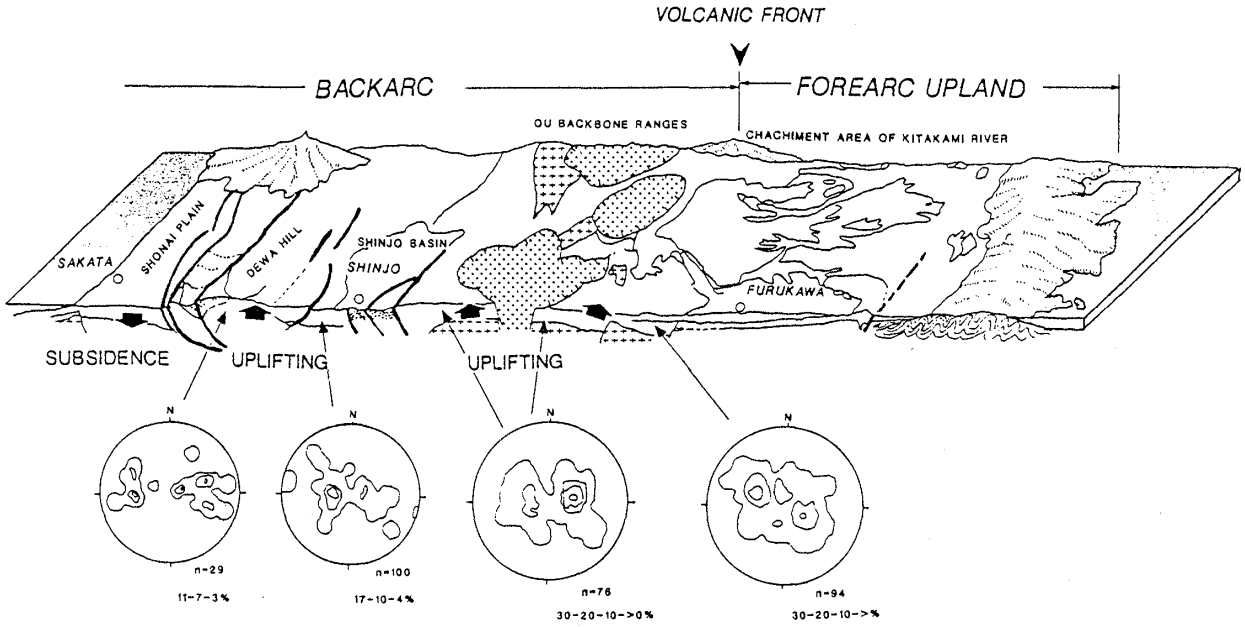

Fig. 10. Schematic diagram of structural features of the central part of the Northeast Honshu Arc. Reverse faults formed in the Quaternary are shown in the four stereographic diagrams (lower hemisphere of equal-area net).

縁に発達する断層群（Fig. 9 のｃ）はブリュンヌ正磁極期に形成が開始された(佐藤，1986)．奥羽脊梁山脈の東縁の断層（作並断層）は最高位段丘面を変位させていることから，活動時期は0.5 Ma より新しいものと判断される(天野，1980)．なお，北上河谷帯中に発達するｅ群の断層については，仙台付近に発達する長町－利府線が第四紀後期に活動したことが知られている(大槻ほか，1977)．また，松島東方の旭山撓曲（石井ほか，1982）も，ｅ群断層の一つの現れと考えられる．

次にこの時期の応力場について考察する．Fig. 10 に本論文で対象とした地域の北半部の構造を模式化して示した．図の下部に出羽丘陵・新庄盆地西縁部・脊梁山脈・脊梁山脈東縁部で観察された小断層のデータを示した．出羽丘陵・新庄盆地西縁部では，これらの小断層は更新統山屋層以下の地層に主として発達する．また，脊梁山脈地域・脊梁山脈東縁では形成時期は明確ではないが，出羽丘陵・新庄盆地西縁の小断層と分布傾向が一致していることから他の地域の小断層の形成時期とほぼ同一であると考えられている(佐藤，1986)．これらの小断層はほとんど全てが逆断層である．脊梁山脈東縁部のものを除くと，最大圧縮応力軸(σ_1) がほぼ水平で東西方向であることが読み取れる．脊梁山脈東縁では他の地域と異なり，σ_1の軸方向が北西－南東となる．これは長町－利府線の走行が北東－南西方向であることと矛盾しない．この時階の東北本州弧中部の応力場は北上河谷帯を除くと，最大圧縮主応力軸が東西で水平であったと結論される．

IV まとめ

東北本州中部地域のテクトニクスは５つの時期に分けてまとめることが出来る．

(1) 第１期（～15 Ma）：東西引張応力場でホルストとグラーベンが形成され，グラーベン中には礫岩が堆積した．それに引き続いて安山岩の火成活動があった．

(2) 第２期（15 Ma～12 Ma）：日本海の拡大に伴って日本海側ではリフト帯が形成され，その中に大量の玄武岩が噴出した．地域全体が急激な海進を被った．なおこの時期には脊梁山脈地域では酸性火成活動が起っている．この時期の広域応力場は水平最大

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

圧縮主応力（σ_{Hmax}）の方向が北東－南西である．

(3) 第3期（12 Ma～10 Ma）：前の時期に引続き，出羽丘陵地域から日本海沿岸地域は沈降を続けている．応力場は前の時期と同じである．

(4) 第4期（10～3 Ma）：出羽丘陵以西は沈降域であるが，脊梁山脈地域はこの時期に隆起域に転換している．隆起域に多数のコールドロンが発達することから，この隆起は火山活動に伴ったものと判断できる．応力場は依然，第2・3期と同じである．

(5) 第5期（3 Ma～）：応力場が東西性強圧縮へと変化し，南北性の褶曲や逆断層が形成された．なお南北性の構造の主要活動時期は1 Ma 以降である．

文　献

天野一男，1980：奥羽脊梁山脈宮城・山形県境地域の地質学的研究．東北大学地質古生物研邦報，**81**, 56p.

————，1981：The stratigraphy of Miocene Series in Northeast Honshu, Japan and eustatic sea level changes. *Proceedings of IGCP-114 International Workshop on Pacific Neogene Biostratigraphy*, 109.

————，1982：東北日本の新第三系層位学の諸問題．構造地質研究会誌，**27**, 3-18.

————，1983：宮城県関地域の中新統の層序－中新世における基盤ブロックの傾動運動－．地質雑，**89**, 41-53.

————，1985：大洪水時代－西黒沢海進と海水準変動－．科学，**55**, 42-46.

栗田泰夫，1984：東北地方における後期中新世－鮮新世のカルデラ群．地調月報，**35**, 439-440.

BLOW, W. H., 1969: Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In* Bronniman, P., and Renz, H. H. (eds.), *Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils*, **1**, 199-421, Leiden, Netherlands.

藤岡展介・大口健志・米谷盛寿郎・臼田雅郎・馬場　敬，1981：東北裏日本地域における台島－西黒沢期の堆積物について．石油技誌，**45**, 159-174.

池辺　穣・大沢　穠・井上寛生，1979：酒田地域の地質．地域地質調査報告書（5万分の1図幅），地質調査所，42p.

石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川　旭・松野久也，1982：松島地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図），地質調査所，121p.

伊藤谷生・歌田　実・上杉　陽，1987：東蔵王カルデラ群の地質構造．日本地質学会第94年学術大会講演要旨．208.

糟谷正雄，1982MS：宮城県泉市根白石付近の地質．東北大地質古生物卒論．

加藤邦弘，1976MS：宮城県亘理町割山山地周辺の地質．東北大地質古生物卒論．

木下和郎，1971MS：宮城県作並～森安周辺の地質及び地質構造．東北大地質古生物卒論．

北村　信編，1986：新生代東北本州弧地質資料集　全3巻．宝文堂．

————・天野一男，1982：宮城県作並温泉地域の地質学的調査．宮城県作並町温泉賦存状況調査報告書，21p.

————・大槻憲四郎・増田考一郎，1986：北村　信編「新生代東北本州弧地質資料集」第2巻，島弧横断ルートNo20（鬼首－細倉－花泉），地質図・地質断面図および同説明書．宝文堂，8p.

小松原　琢，1986MS：新潟県北蒲原郡中条町及び黒川村周辺の地質．東北大地質古生物卒論．

黒墨秀行，1985MS：宮城県柴田郡村田町および大河原町北西部の地質．東北大地質古生物卒論．

的場保望・長谷川四郎・北里　洋，1986：古水深推定のための代表的底生有孔虫類生息深度表．北村　信編新生代東北本州弧地質資料集．

宮城県，1967：宮城県地質図（20万分の1）．宮城県商工労働部中小企業課．

————，1970：関地域の地質（5万分の1地質図および同説明書），宮城県商工労働部中小企業課，7p.

新妻信明・吉井敏尅・土谷信之，1986：日本海拡大の実証にむけて．科学，**56**, 493-495.

尾田太良，1986：新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点－中部および東北日本を中心として－．北村　信教授記念地質学論文集，297-312.

小笠原憲四郎・増田考一郎・鎮西清高，1986：古水深推定のための代表的貝類生息深度表．北村　信編　新生代東北本州弧地質資料集．

大沢　穠・大口健志・高安泰助，1979：湯沢地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所．64p.

大槻憲四郎・中田　高・今泉俊文，1977：東北日本南東部の地殻変動とブロックモデル．地球科学，**31**, 1-14.

————・吉田武義・斎藤常正，1986：北村　信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻，島弧横断ルートNo24（白鷹山－上山－蔵王－岩沼），地質図・地質断面図および同説明書．宝文堂，19p.

OTOFUJI, Y. and MATSUDA, T., 1985: Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, **317**, 603-604.

斎藤常正・小泉　格・尾田太良・岡田尚武，1986：東北・中部日本新第三紀古地磁気・微化石年代尺度．北村　信編　新生代東北本州弧地質資料集．

佐藤比呂志，1986：東北地方中部地域（酒田－古川間）の新生代地質構造発達史（第Ⅰ部・第Ⅱ部）．東北大学地質古生物研邦報，**88**, 32p., **89**, 45p.

————・大槻憲四郎・天野一男，1982：東北日本弧における新生代応力場変遷．構造地質研究会誌，**27**, 55-79.

————・山路　敦・石井武政・田口一雄，1986a：北村　信編「新生代東北本州弧地質資料集」第2巻，島弧横

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

断ルートNo.21(酒田－新庄・真室川－鳴子－岩出山－筧岳)，地質図・地質断面図および同説明書．宝文堂，13p.
————・————・————，1986b：北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻，島弧横断ルートNo.22(温海－鶴岡－尾花沢－松島)，地質図・地質断面図および同説明書．宝文堂，26p.
————・土谷信之・天野一男，1988：中部中新統青沢層(日本海拡大時の海洋底玄武岩)．月刊地球，**10**，251-255.
————・天野一男，1988：山形県北西部中部中新統青沢層の掘削とその意義(日本海拡大時の海洋底玄武岩の掘削)．陸上学術ボーリング候補地集Ⅰ，33-50.
島津光男・斎藤常正・天野一男・大槻憲四郎・柳沢幸夫・山路 敦，1986：北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻，島弧横断ルートNo.25(荒川河口－小国－手ノ子，赤湯－白石－角田)，地質図・地質断面図および同説明書．宝文堂，22p.
庄司力偉，1954：宮城県薬莱山及び三本木近傍の亜炭田の地質について．宮城県商工労働部，28p.
TAKAYANAGI, Y., 1952: Foraminifera from the Hatatate Formation in the Sendai Basin. *I.G.P.S. Short Papers*, **4**, 52-64.
玉木賢策，1986：日本海海底地質構造の諸特徴．日本地質学会第93年学術大会講演要旨，56-57.
TSUNAKAWA, H., HEKI, K. and AMANO, K., 1985: Paleomagnetism of the Shimokura dike swarm in Northeast Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **37**, 979-985.
武部晃充・佐藤比呂志・岡田尚武・尾田太良・小笠原憲四郎，1988：山形県新庄盆地北縁の新第三系の層序．日本地質学会第95年学術大会講演要旨，142.
土谷信之，1984：秋田・山形油田第三系堆積盆地形成期の火山活動．地調月報，**35**，438-439.
————，1987：東北日本海側の台島－西黒沢期玄武岩についての予察．構造地質，**32**，103-106.
通産省・金属鉱物探鉱促進事業団，1970：昭和44年度広域調査報告書「山形吉野地域」．21p.
通産省資源エネルギー庁，1976：昭和50年度広域調査報告「栗原地域」．17p.
臼田雅郎・岡本金一・高安泰助・栗富一雄・狐崎長狼・山脇康平・白石健雄，1982：5万分の1秋田県総合地質図幅「秋の宮・栗駒山」および同説明書．秋田県，59p.
渡辺文雄，1974MS：宮城県定義～白沢付近の地質．東北大地質古生物卒論．
YAMADA, E., 1988: Geologic development of the Onikobe caldera, Northeast Japan, with special reference to its hydrothermal system. *Rept. Geol. Surv., Japan*, **268**, 61-190.
山路 敦・佐藤比呂志，1984：中・後期中新世における東北本州弧の沈降メカニズム．地震学会昭和59年秋季大会講演要旨，124.
————・天野一男・大槻憲四郎・石井武政，1986：北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻，島弧横断ルートNo.23(粟島－温海－左沢－天童－作並－仙台)，地質図・地質断面図および同説明書．宝文堂，36p.

NII-Electronic Library Service