HOKKAIDO UNIVERSITY

| | |
|---|---|
| Title | 北海道の平野・盆地の成立過程 |
| Author(s) | 岡, 孝雄 |
| Degree Grantor | 北海道大学 |
| Degree Name | 博士(理学) |
| Dissertation Number | 乙第4645号 |
| Issue Date | 1994-12-26 |
| DOI | https://doi.org/10.11501/3098915 |
| Doc URL | https://hdl.handle.net/2115/50130 |
| Type | doctoral thesis |
| File Information | 000000279845.pdf |

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

# 北海道の平野・盆地の成立過程

1994年

岡　孝雄

(1)

# 北海道の平野・盆地の成立過程

岡　孝雄

# 学 位 論 文 内 容 の 要 旨

## 北海道の平野・盆地の成立過程

北海道は東北地方に新潟県を合わせた面積があり，その中には数多くの平野・盆地が存在している。平野と盆地の地表下にはそれらを構成する堆積物が存在し，我々はそれらに秘められた地質情報から平野・盆地の地史と形成テクトニクスを明らかにできる。さらに，個々の平野・盆地のテクトニクス情報を相互に比較しながら総合化していくと，北海道付近のグローバルなテクトニクス像というものも浮かびあがる。

地質構成の上からの北海道は周辺海域も含み，陸域も含めた広がりは15万㎢以上になるが，海洋性の地殻を有する日本海盆，北西太平洋海盆および千島海盆に囲まれたいわゆる島弧性の地殻をもつ範囲に相当する。北海道は地質構造的には西北海道構造区，中央北海道構造区および東北海道構造区に分けられるがそれぞれは東北日本弧，サハリン島および千島弧につながっている。新生代末期の堆積盆または堆積域は70あまりを数えるが，それらは南北性の構造帯である，奥尻海嶺，北上－石狩－礼文隆起帯，神居古潭帯，日高山脈（日高変成帯）－広尾沖褶曲帯，北見山地（ウェンシリ地塁），釧路海底谷－北見・浦幌地塁－北見大和堆とそれに交差する西南西－東北東方向の千島海溝に規制を受けて発達している。

西北海道構造区の堆積盆は主に日本海東縁の海盆群，西南北海道の渡島半島主部，函館－黒松内低地帯およびその東縁部に存在しているが，東北地方の延長部としての特徴を有し，特に日本海東縁部から函館－黒松内低地帯までの範囲においての鮮新世以降における堆積盆の発達が注目される。

中央北海道構造区の堆積盆は日高山脈－北見山地により東西両地域に分けて検討できる。西半部は神居古潭帯（蛇紋岩帯）により西側の石狩－天塩帯の堆積盆群とその東側の中央低地帯の堆積盆群に分けられる。石狩－天塩帯では北部の天北堆積盆および礼文舟状海盆において，特に鮮新世以降の構造運動の活発化により堆積盆の分化が進み，局所的に激しい沈降と堆積が進んでいる。中央低地帯では名寄盆地に代表されるようにその構造盆地としての発達は後期中新世においてであり，西側の天北堆積盆がその後に激しい地殻変動を受けたのとは好対照をなしている。なお，富良野盆地については千島弧方向の火山性の地殻変動の影響を受け，第四紀にかなりの沈降を示している。東半部は南から十勝平野－

十勝沖の広大な堆積盆，十勝北部－北見の山間小盆地群およびオホーツク海の堆積盆に分けられる。このうち，十勝平野－十勝沖の堆積盆は基本的には南北方向の古い構造方向に支配されているが，後期中新世以降の千島弧外帯の西進運動の影響を強く受け，西へ弧状に曲がり，堆積域が次第に西へ移動し，第四紀になり新たな盆地が十勝平野西半部に出現したことが注目される。山間小盆地群は千島弧内帯の延長部であり，北東－南西方向の構造規制を受けた火山活動をともなう陥没性の堆積盆としてとらえることができる。

東北海道構造区は千島弧そのものであり，同島弧と同方向で，南から千島海溝島弧側斜面域，釧路・根室沖大陸斜面域，根室半島・大陸棚域，千島弧内帯外帯境界堆積盆列，および千島弧内帯（火山帯）に分けることができる。大陸斜面域は島弧－海溝系におけるいわゆる前弧海盆に相当するが，海溝に向かっていくつかの平坦面を形成しながら次第に深くなる特徴がある。境界堆積盆列は内帯と外帯の差異的な変動を反映して生じた堆積盆群であり，根釧堆積盆がその代表例である。内帯には知床半島に代表される右雁行状に配列した火山隆起帯が存在し，そのような隆起帯の規制を受けた右雁行堆積盆列が存在している。その堆積盆の代表例は斜里平野・斜里沖堆積盆であるが，斜里平野は阿寒－屈斜路火山隆起帯の延長部が潜在しさらに，東西の２つのベーズン構造に分けることができる。

ここでは以上の構造区のうち西北海道構造区の今金盆地，西北海道・中央北海道構造区の移行部の石狩低地帯，中央北海道構造区の天北堆積盆，名寄盆地，十勝平野・十勝沖堆積盆，東北海道構造区の斜里平野について地質構造，層序および形成テクトニクスを明らかにしたが，名寄盆地・斜里平野を除く堆積盆は第四紀における発達が特に顕著であり，堆積物の厚さから読み取れる第四紀地殻変動量の最大は今金盆地で210m，石狩低地帯で1,500m，天北堆積盆で約1,000m，十勝平野で500mである。その他，日本海東縁部の堆積盆群では500～1,000m前後，函館平野で660m，富良野盆地で600m，根釧堆積盆で460mである。これらのことと第四紀断層にともなう変位量，活断層・活褶曲の分布を考慮に入れると日本海東縁部を含む西北海道構造区と中央北海道構造区の西縁部および千島弧とその西方延長部で第四紀の地殻変動が活発なことが明瞭となる。そして，前者で特に顕著であり，この地域を新しい地殻変動帯（日本海東縁変動帯）と認定することが可能となる。

以上のような堆積盆の分布状況と地質構造的特徴は古い南北の構造方向を基本にしながら，新生代末期における，太平洋プレートの斜め沈み込みに連動した千島弧外帯の西進運動と日本海東縁部における新たな沈み込みに起因する西からの水平圧縮運動が働いたことによりもたらされており，北海道付近の新生代末期の地質構造区分は①西北海道（日本海

東縁部と西南北海道）②千島海溝－海溝島弧側斜面域，③千島弧外帯と西方へ凸の弧状構造帯，④千島弧内帯（右雁行構造帯），⑤北見山地－オホーツク海南西海域（ネオテクトニクス平穏部）および⑥北海道北部日本海沿岸部（基本的には日本海東縁部に含まれる）の６単元に分けることができる。このような構造区の中で，新生代末期において火山・地熱活動の活発な所は①の南部と④であり，地殻変動の活発な所は①・⑥・③である。

# 北海道の平野・盆地の成立過程

Geotectonic evolution of plains and basins in Hokkaido

岡　孝雄
Takao Oka

## 目　次　Contents

Ⅰ．はじめに　Introduction……1

Ⅱ．北海道とその周辺海域の新生代末期の地質構造区分および堆積盆分布
Tectonic divisions and sedimentary basins of Latest Cenozoic in Hokkaido and adjacent seas……1
Ⅱ－1．概論　Outline……1
Ⅱ－2．主要構造帯　Major tectonic belts……2
Ⅱ－3．地体構造区分　Tectonic zoning……9
［第Ⅱ章関連文献］Bibliography……10
［第Ⅱ章図表説明］Explanation of figures and tables……13

Ⅲ．西北海道構造区の堆積盆分布と構造的的特徴
Distribution of sedimentary basins in Western Hokkaido Tectonic Province and their tectonical features……14
Ⅲ－1．概論　Outline……14
Ⅲ－2．日本海東縁部　Eastern margin of the Japan Sea near Hokkaido……14
Ⅲ－3．西南北海道　Southwestern Hokkaido……17
［第Ⅲ章関連文献］Bibliography……29
［第Ⅲ章図表説明］Explanation of figures and tables……35

Ⅳ．中央北海道構造区の堆積盆分布と構造的特徴
Distribution of sedimentary basins in Central Hokkaido Tectonic Province and their tectonical features……38
Ⅳ－1．概論　Outline……38
Ⅳ－2．石狩－天塩帯　Ishikari－Teshio Belt……38
Ⅳ－3．中央低地帯　Chuou Depression……45

Ⅳ－４．十勝－紋別帯　Tokachi－Monbetsu Belt……50
［第Ⅳ章関連文献］Bibliography……57
［第Ⅳ図表説明］Explanation of figures and tables……65

Ⅴ．東北海道構造区の堆積盆分布と構造的特徴
Distribution of sedimentary basins in Eastern Hokkaido Tectonical Province and their tectonical features……67
Ⅴ－１．概論　Outline……67
Ⅴ－２．千島海溝島弧側斜面域　Inner slope of the Kurile Trench……67
Ⅴ－３．千島弧外帯　Kurile Outer Arc……67
Ⅴ－４．千島弧内帯　Kurile Inner Arc……74
Ⅴ－５．千島海盆　Kurile Basin……80
［第Ⅴ章関連文献］Bibliography……81
［第Ⅴ章図表説明］Explanation of figures and tables……86

Ⅵ．今金盆地の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Imagane Basin‥88
Ⅵ－１．概論　Outline……88
Ⅵ－２．今金盆地とその周辺の地質構造　Geological structure of the Imagane Basin and its vicinity……88
Ⅵ－３．今金盆地の地質　Geology of the Imagane Basin……89
Ⅵ－４．今金盆地のテクトニクス　Tectonics of the Imagane Basin……101
［第Ⅵ章関連文献］Bibliography……102
［第Ⅵ章図表説明］Explanation of figures and tables……104

Ⅶ．石狩低地帯の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Ishikari Depression……105
Ⅶ－１．概論　Outline……105
Ⅶ－２．石狩低地帯とその周辺の地質構造　Geological structure of the Ishikari Depression and its vicinity……105
Ⅶ－３．丘陵地域の地質　Geology of hilly areas……108
Ⅶ－４．地下地質　Subsurface geology……122
Ⅶ－５．石狩低地帯のテクトニクス　Tectonics of the Ishikari Depression……123
［第Ⅶ章関連文献］Bibliography……125
［第Ⅶ章図表説明］Explanation of figures and tables……129

Ⅷ．天北堆積盆の地質とテクトニクスGeology and tectonics of the Tempoku Basin‥133

Ⅷ－１．概論　Outline……133
Ⅷ－２．天北堆積盆とその周辺の地質構造　Geological structure of the Tempoku Basin and its vicinity……133
Ⅷ－３．天北堆積盆の地質　Geology of the Tempoku Basin……136
Ⅷ－４．天北堆積盆のテクトニクス　Tectonics of the Tempoku Basin……148
［第Ⅷ章関連文献］Bibliography……150
［第Ⅷ章図表説明］Explanation of figures and tables……154

Ⅸ．名寄盆地の地質とテクトニクス Geology and tectonics of the Nayoro Basin…156
Ⅸ－１．概論　Outline……156
Ⅸ－２．名寄盆地とその周辺の地質構造　Geological structure of the Nayoro Basin and its vicinity……156
Ⅸ－３．名寄盆地の地質　Geology of the Nayoro Basin……157
Ⅸ－４．名寄盆地の形成とテクトニクス　Geotectonic development of the Nayoro Basin……163
［第Ⅸ章関連文献］Bibliography……167
［第Ⅸ章図表説明］Explanation of figures and tables……169

Ⅹ．十勝平野および十勝沖堆積盆の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Tokachi Plain and Offshore Tokachi Basin……172
Ⅹ－１．概論　Outline
Ⅹ－２．十勝平野および十勝沖堆積盆の地質構造　Geological structure of the Tokachi Plane and Offshore Tokachi Basin……173
Ⅹ－３．十勝平野および十勝沖堆積盆の地質　Geology of the Tokachi Plain and Offshore Tokachi Basin……176
Ⅹ－４．テクトニクス　Tectonics……185
［第Ⅹ章関連文献］Bibliography……188
［第Ⅹ章図表説明］Explanation of figures and tables……192

XI.斜里平野の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Shari Plain……196
XI－１．概論　Outline……196
XI－２．斜里平野とその周辺の地質構造　Geological structure of the Shari Plain and its vicinity……196
XI－３．斜里平野とその周辺の地質　Geology of the Shari Plain and its vicinity……197
XI－４．斜里平野のテクトニクス　Tectonics of the Shari Plain

［第XI章関連文献］ Bibliography……203
［第XI章図表説明］ Explanation of figures and tables……204

XII. 北海道の最上部新生界層序区分とネオテクトニクス現象　Uppermost Cenozoic stratigraphy and neotectonics of Hokkaido……206
XII－1．堆積盆間の層序退対比と北海道最上部新生界の層序区分について Correlation of sucsession of Late Cenozoic basins in Hokkaido and stratigraphical division of Uppermost Cenozoic of Hokkaido……206
XII－2．活構造の分布　Distribution of active faults and foldings……207
XII－3．第四紀（垂直）地殻変動量　Vertical deformation of crust during Quaternary……208
XII－4．北海道付近の新生代末期のテクトニクスについての考察と新しい地体構造区分 Discussion of Latest Cenozoic tectonics of Hokkaido and its vicinity and new tectonic zoning……209
［第XII章関連文献］ Bibliography……218
［第XII章図表説明］ Explanation of figures and tables……221

XIII. 北海道の平野・盆地の成立過程　Geotectonic evolution of plains and basins in Hokkaido……223
XIII－1．平野・盆地の地形学的・地質学的概念　Topographical and geological remarks on plain and basin……223
XIII－2．テクトニクスからみた北海道の平野・盆地の分類 Geotectonic classification of plains and basins in Hokkaido……224
XIII－3．北海道の平野・盆地の成立過程　Geotectonic evolution of plains and basins in Hokkaido……225
［第XIII 章関連文献］ Bibliography……226
XIV. おわりに　Epilogue……227

## Ⅰ．はじめに　Introduction

北海道は東北地方に新潟県を合わせた面積（約７万8,000km²）があり，その中には数多くの平野・盆地が存在している。平野と盆地の地表下にはそれらを構成する堆積物が存在しており，我々はそれに秘められた地質情報から平野・盆地の地史と形成テクトニクスを明らかにできる。さらに，個々の平野・盆地のテクトニクス情報を相互に比較しながら総合化していくと，北海道付近のグローバルなテクトニクス像というものも浮かび上がるであろう。

ところで，北海道の後期新生代のテクトニクス像については，近年プレート・テクトニクスに基づいて説明されるようになってきた。しかし，今まで一部の地域を除いて，北海道内の平野・盆地の形成過程をプレート・テクトニクスに結び付けて論ずることは十分になされておらず，北海道の地質構造発達研究の盲点となっていた。ところで，ここ20年あまりの間に北海道内では石油・天然ガス調査および温泉・地下水開発のための物理探査・ボーリングなどが数多く実施され，平野・盆地の地下構造に関するデータの集積が進んでいる。さらに，その周辺海域では海上保安庁・地質調査所・資源エネルギー庁・石油開発会社・大学などによる地形・地質調査，物理探査およびボーリングがほぼ全域にわたり実施され，海底地形や地質構造について解明が進んできている。

そこで，筆者は，まず北海道およびその周辺海域における新生代末期の堆積盆（平野・盆地・海盆）の分布状況と地質構造を，公表されている諸報告・資料および一部未公表資料に基づいてまとめる。次に，筆者自らが調査研究を行なってきた今金盆地，石狩低地帯，天北堆積盆，名寄盆地，十勝平野および斜里平野を取り上げて，それらの地質構造的特徴，構成堆積物の層序・編年および形成テクトニクスを論じる。その後，北海道内各地の平野・盆地の最上部新生界（中新世末以降）の層序の対比を行い，平野・盆地の形成と密接不可分な様々なネオテクトニクス現象を明らかにし，最後に北海道付近に関係する最近の広域的なテクトニクス像および平野・盆地・海盆群の成立過程に関する考察を行なう。

## Ⅱ．北海道とその周辺海域の新生代末期の地体構造区分および堆積盆分布

Late Cenozoic tectonic divisions and sedimentary basins in Hokkaido and adjacent seas

### Ⅱ－１．概論　Outline

まず，ここで問題にする北海道とその周辺海域は，地質構造的には北西太平洋海盆（太平洋プレートの一部），日本海盆・タータリー舟状海盆および千島海盆の海洋性地殻に囲まれるいわゆる島弧と呼ばれる範囲である（Fig. Ⅱ-1）。南では東北日本弧、東では千島弧，北ではサハリン島へ続くが，これらの主要部分と北海道との区切りは地質構造的には

困難であり，海峡などの地理的境界により便宜的に行なわざるをえない。ところで，北海道の平野・盆地の大部分は構造盆地としての性格をもっており，その起源はかなり古くにさかのぼることができる。しかし，北海道全体の地質・地形を概観すると，中期中新世の堆積盆の配置と現在の平野・盆地のそれは明らかにに大きくずれているが，後期中新世以降，とりわけその末期以降から前期更新世にかけて形成された堆積盆は現在の平野・盆地にほぼ一致する（Fig. Ⅱ-2，Table Ⅱ-1）。よって，主に後期中新世末以降の地質構造発達史に着目しながら，平野・盆地の特徴を把握する。

北海道およびその周辺海域の現在の地形・地質構造は南北方向を基本としているが，そのような方向性は白亜紀を中心としたプレート・テクトニクスによりもたらされた（君波ほか,1986;新井田・紀藤, 1986）。ちなみに，北海道の中・古生界については，Fig. Ⅱ-3のような構造帯区分が行なわれ（日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990），西から渡島帯，礼文－樺戸帯，空知－エゾ帯，日高帯，常呂帯および根室帯が認められている。このような南北方向の構造に，白亜紀後半以降の古千島島弧－海溝系（木村・玉木, 1985）および現千島島弧－海溝系における沈み込み（サブダクション）による，北西－南東～東北東－西南西方向の構造が組み合わさって，現在の北海道の地質構造の基本が作られている。その他，新生代後期においては，日本海拡大および千島海盆形成に関連する構造運動（保柳ほか, 1986;木村・宮下, 1986など），千島弧外帯の西進運動（木村, 1981）および日本海東縁部における新たな圧縮テクトニクス（沈み込みの開始？）などがあり，これらのテクトニクスの影響を加味すると，北海道とその周辺海域はFig. Ⅱ-1のように構造帯区分が可能である。

新生代末期の堆積盆分布を一括して示すとFig. Ⅱ-2のようになるが，これで明らかなように上記のような北海道の地質構造発達過程を反映したいくつかの構造帯により堆積盆分布は規制されている。堆積盆分布を規制するものは南北方向の６つの構造帯－西から奥尻海嶺，北上－石狩－礼文隆起帯，神居古潭構造帯，日高山脈（日高変成帯）－広尾沖褶曲帯，北見山地（ウェンシリ地塁）および釧路海底谷－北見・浦幌地塁－北見大和堆と，これらの構造帯に斜交する北東－南西～東北東－西南西方向の構造帯－千島海溝（千島－カムチャッカ海溝）である。

以下に，新生代末期の堆積盆の分布を規制している主要構造帯の起源と地質構造的特徴について明らかにし，堆積盆の系統的な記述の前提となる地体構造区分を行う。

## Ⅱ－２．主要構造帯　Major tectonic belts

### A．奥尻海嶺　Okushiri Ridge

本海嶺は日本海深海部（日本海盆・タータリー舟状海盆）と日本海東縁部（北海道西方海域）との境界部をなしており，以前は渡島大島の東方付近（N41°30′）から天塩西方200

km付近（N45°）まで連続するとされたが（佐藤ほか, 1973;八島ほか, 1982;玉木, 1984），最近では南限を男鹿半島北西沖（N40°30′）に置くという見方が主流になりつつあり（岡田ほか, 1985;Tamaki, 1988），その総延長は500kmに達している。最大幅50kmで，日本海盆の海底面よりの比高は一般に最大2, 000m前後であるが，奥尻島付近では4, 000m以上に達する海面下の大山脈である。本海嶺は単一の連続的な隆起帯ではなく，Fig. Ⅲ-1に示すように雁行配列を取るいくつかの隆起単元より構成されており（玉木, 1984;岡田ほか, 1985;Tamaki, 1988;宮下・土谷, 1988），北から北部（海洋海山），中部，南部（奥尻島），最南部の隆起単元が存在する。これらの隆起単元は衝上運動により生じたもので，両翼あるいは片翼に逆断層が存在している（玉木, 1984;Tamaki, 1988;倉本, 1989）。隆起タイプとしては形成機構上からＥ型，Ｗ型およびＥＷ型の３つに分類されている（玉木, 1984;Tamaki, 1988;Fig. Ⅱ-4）。すなわち，Ｅ型隆起部は西側に沿う東傾斜の逆（衝上）断層に関連して形成されており，南部隆起単元の奥尻島以南の部分（奥尻海盆の西側）と最南部隆起単元（西津軽海盆の西側隆起部）などでその典型的事例が認められる。Ｗ型隆起部は東側に沿う西傾斜の逆断層に関連して形成されており，中部隆起単元（後志舟状海盆の西側）がその好例である。ＥＷ型隆起部は東西両側に存在する西傾斜または東傾斜の逆断層に関連して形成されており，北部隆起単元（武蔵海盆の西側）がその好例である。このように，本海嶺に関連する衝上機構はそのタイプが部分毎に変化している。本海嶺の基盤地質も部分毎に多様であり（Tamaki, 1988;宮下・土谷, 1988），最南部隆起単元および中部隆起単元の基盤地質は海洋性地殻であるが，南部隆起単元の基盤は大陸性地殻であり奥尻島では白亜紀花崗岩があらわれている。さらに，北部隆起単元の基盤は大陸性・海洋性の両地殻より構成されている。

本海嶺は佐渡島付近からサハリン西方沖に続く日本海東縁部活断層帯に属しているが、この活断層帯は北米プレートとユーラシアプレートの境界部として沈み込み（サブダクション）の開始が問題となっており（中村, 1983;小林, 1983;瀬野, 1983;玉木, 1984;倉本, 1989など），東西性圧縮テクトニクスの開始時期および衝上運動（スラストアップ）による奥尻海嶺などの上昇の開始時期については3. 7Ma（徳山ほか, 1993），3. 5Ma（倉本, 1988），3～2Ma（Tamaki, 1988），約2Ma（玉木, 1984），1. 8Ma（玉木，1990）および1～2Ma（中村, 1983）など研究者や報告のちがいによりさまざまである。さらに，西南日本の六甲変動などになぞらえて0. 5Ma頃にこの活断層帯付近が新たなプレート境界になったという仮説まであらわれている（瀬野, 1986;1987）。いずれにしても鮮新世後半～第四紀初頭以降，本海嶺が急激に上昇を開始したことは確実であり，上昇量は最大で3, 000mに達している（玉木ほか, 1979;玉木, 1984, Tamaki, 1988）。さらに，奥尻海嶺付近では以上のような東西圧縮テクトニクスに関連してマグニチュード７前後の大規模な地震・津波が近年，発生している。それらは，積丹沖地震（1940年8月2日発生，震央：奥尻海嶺北端部付近，M＝7. 5）および北海道南西沖地震（1993年7月12日発生，震源：42°47′N139°12′E・深さ34km－

奥尻海嶺中部単元西側，M＝7.8）である。

なお，本海嶺中で唯一の陸域をなす奥尻島では南東方向に傾動した多くの段丘面が観察されるが，最終間氷期最盛期（下末吉海進時）に相当するとされる第４段丘面は島北西端で130m，南東部で70mの高度を示している（宮浦, 1975;Fig. Ⅱ-5）。同最盛期の年代値12.5万年前をあてはめると，島北西端では約1m/1,000年の平均隆起速度が見積もられる（三好ほか, 1985）。

B．北上－石狩－礼文隆起帯　Kitakami-Ishikari-Rebun Upheaval Belt

本隆起帯はFig. Ⅳ-1に示すように尻屋崎－尻屋海脚，苫小牧－苫小牧沖，馬追丘陵，樺戸山地東部，天売・焼尻島および礼文島－モネロン島などの基盤岩（ジュラ紀末～前期白亜紀砕屑岩類・島弧性の火山岩類）隆起列よりなり，中・古生界構造帯区分の礼文－樺戸帯（Fig. Ⅱ-3）にほぼ相当する。正谷ほか（1982）は本隆起帯に相当するものを，“苫小牧リッジ”（中生界の隈根尻・礼文層群の高まり）とその東側に並列する磁気異常帯の“石狩－北上ベルト”として認めているが，石狩－北上ベルトは前期白亜紀の島弧火山帯を反映しているとみなされている（湊, 1978;渡辺ほか, 1978;新井田･紀藤, 1986）。ところで、北海道南方の渡島半島東方－日高沖の海域では1977・1978・1986年に資源エネルギー庁の基礎物理探査が実施され，上記の尻屋崎－尻屋海脚および苫小牧－苫小牧沖の基盤岩隆起部が確認されている。北海道鉱業振興委員会編（1990）は本隆起帯を“隈根尻上昇帯”と呼んでいる。本隆起帯の東側の石狩－天塩帯では，白亜紀には前弧海盆（蝦夷累層群が堆積），古第三紀中期には陸成主体の堆積盆，中期中新世にはトラフ状のタービダイト盆地がそれぞれ発達しており、本隆起帯はこれらの堆積盆の西縁隆起帯となっていたとみなされる（日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990;保柳ほか, 1986）。

馬追丘陵から樺戸山地東縁部および礼文島－モネロン島隆起部の西側では活断層・段丘面の傾動などの活構造現象が認められる（活断層研究会編, 1991;玉木, 1984;Tamaki, 1988）。これらの活構造現象は後で述べるように，千島弧外帯の西進とそれに対する樺戸山地の反作用および日本海東縁部での西から東への新たな圧縮テクトニクスの発生などに関連するものとみなされる。礼文島－モネロン島隆起部の西縁には日本海東縁部活断層帯に含まれる東傾斜の逆断層列が存在し，第四紀始まり頃から活発化した西上がりの衝上運動が活発である（玉木, 1984;Tamaki, 1988）。ここでの上昇タイプはＡの項で述べたＥ型であるが，西側の礼文舟状海盆に対する本隆起帯の上昇量は1,000m以上に達する（玉木ほか, 1979;Tamaki, 1988）。さらに，1971年9月6日にはモネロン島北方約40km付近でM＝7.1の地震（サハリン沖地震）と弱い津波が発生している（羽鳥, 1972）。

C．神居古潭帯　Kamuikotan Belt

本帯は，南は太平洋沿岸の三石付近から北はオホーツク海沿岸の猿払付近まで，膨縮・

断続しながら南北約350kmにわたって分布する蛇紋岩・各種高圧変成岩を含む構造帯である。日高変成帯の前縁に生じた１つの衝上帯として日高造山運動の中に位置づけてとらえられてきたが（舟橋･橋本, 1951;Hunahashi, 1957;Minato et al. eds., 1965），近年ではプレート・テクトニクスの立場から，白亜紀の島弧－海溝系の前弧海盆を貫く１つの構造帯とみなされている（君波ほか, 1985;新井田･紀藤, 1986）。南から三石－岩清水，沙流川・鵡川中流域，夕張岳，富良野－幌加内および鬼刺岳－知駒岳の５つの単元に分けられるが，これらは変成作用，構成岩石および造構的経過の点でそれぞれ特徴を異にしている（渡辺ほか, 1978;加藤･中川, 1986;日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990）。なお，空中磁気探査結果によれば，本帯は細長い磁気異常帯としてあらわされるが（神居古潭ベルト），海域については南方では三石沖，北方では猿払沖にもその伏在が追跡でき，サハリンのススナイ山地（ススナイ帯）に続く。

ところで，造構的立場からは本帯の主要構成岩石の蛇紋岩は主にテクトニック・メランジであり，一部が堆積性メランジであると考えられている（日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990）。加藤･中川（1986）はこのような蛇紋岩メランジの形成には，少なくとも３つの時期または型があるとした。すなわち，ｉ）白亜紀の斜め沈み込みによる前弧域での走向すべり帯でのテクトニック・メランジの形成，ii）古第三紀の衝突テクトニクスに関連した東から西への衝上によるテクトニック・メランジとナッペの形成，iii）新第三紀中新世の右横ずれ成分をもった東から西への衝上に伴うテクトニック・メランジの形成である。特に，本研究で注目するのはiii）であり，天北地域では鮮新世後半以降，西に隣接する問寒別構造盆地に対して本構造帯は1,000m以上の上昇を示している（岡, 1993）。このような激しい上昇運動は後で述べるように，日本海東縁部を中心に東西圧縮テクトニクスが活発化したことの反映である。なお，本構造帯と問寒別構造盆地の境界ゾーンはその全体が活構造帯になっている（岡, 1985）。

**D．日高山脈（日高変成帯）－広尾沖褶曲帯** Hidaka Range (Hidaka Metamorphic Belt) －Offshore Hiroo Folding Zone

日高帯（Fig. II-3）の南部（君波ほか, 1986の南部日高帯）に相当する。日高帯はいわゆる日高累層群より主に構成される。日高累層群は現在では，主に白亜系で一部，古第三系（始新統）からなるコンプレックスの総称であり，層序区分にもとづく名称ではない。その主体は陸源砕屑物とメランジからなる海溝付加体であると考えられている（君波ほか, 1986;新井田･紀藤, 1986;田近, 1989, 日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990など）。本山脈は太平洋に向かっては南東方向に大きく転換して千島海溝に向かって延びるが，その海域への延長部が広尾沖褶曲帯（桜井ほか, 1975）である。さらに，本山脈の中軸部が日高変成帯である。

日高変成帯の形成は古くは地向斜－造山帯のテクトニクスモデルで説明されてきたが（

舟橋·橋本, 1951），現在では，大陸性地殻よりなる主帯と海洋性地殻からなる西帯が大きなスラスト（日高主衝上断層）で接することから，海洋地殻と島弧または大陸地殻がスラストにより互いに下部を接する形でめくれ上がってできたと理解され，主帯では東に行くにつれ変成度の低下，すなわち大陸性地殻の深部の変成度の高い岩石からより浅部のそれが低い岩石に次第に移り変わる現象が明らかにされている（小松, 1986）。本変成帯の中には日高火成活動帯と呼ばれる花崗岩・班れい岩類が断続的に分布し，本変成帯と西側の日高帯とは同じくスラスト（西縁衝上断層）により接している。このような構造の形成には白亜紀末以降に進行したユーラシア・北米（もしくはオホーツク）両プレートの斜め衝突に，後期中新世以降に生じた千島弧外帯の西進が加わるというテクトニクスが考えられている（木村, 1981;松井ほか編, 1984;小松, 1986）。

東側にある十勝平野・十勝沖の後期新生代構造盆地（堆積盆地）とは十勝南部の上札内から広尾および広尾沖にかけては大きな断層（広尾断層）により接している。

D．北見山地（ウェンシリ地塁）　Kitami Mountains (Uenshiri Horst)

日高帯の北部（君波, 1986の北部日高帯）に相当する。日高帯の北部は顕著な変成帯をともなわず，東西に幅が広がっている。田近（1989）は北北西－南南東方向の断層で接する５つの地帯（西からＡ～Ｅ帯）に区分している。Ａ帯は白亜紀メランジ（当麻・東和コンプレックス）を中心とする地帯である。Ｂ帯はＡ帯とは東傾斜の衝上断層で接しており，この断層から下川緑色岩体東縁断層（左横ずれ）までの地帯であり，オリストストロームの上士別コンプレックス・下川緑色岩体をはさむ下川メランジなどの特徴的な地質体が含まれる。Ｃ帯は下川緑色岩体東縁断層から中新世の名寄川断層（右横ずれ）に至る地帯である。名寄川断層は中期中新世には右横ずれ，それ以前には左横ずれとして活動したものと考えられている（Watanabe and Kimura, 1987）。Ｄ帯は名寄川断層の東側の地帯で，Ｅ帯との境界は北見滝ノ上付近では，千島海盆の形成に関連した中期中新世の大規模な右横ずれ断層にともなう地溝状のプルアパート堆積盆の形成場となっている（木村, 1982;木村·宮下, 1986）。本帯の中央には東西幅5km・南北約35kmの分布を取るウェンシリ地塁が存在し（木村ほか, 1982;宮坂ほか, 1986），東西両縁では断層により周囲と接している。この地塁は千枚岩・粘板岩より構成されるが，これらは後期漸新世から前期中新世にかけての右横ずれ剪断運動の結果もたらされたものとみなされている（渡辺, 1988）。中期中新世の南北性の地溝状堆積盆は北見滝ノ上の南方，上支湧別付近および然別付近にも存在する（Watanabe and Iwata, 1985；渡辺, 1986）。Ｅ帯は日高帯北部の最も東側に位置しており，石灰岩オリストリス，三畳紀石灰岩・チャートを含むメランジ，緑色岩－砕屑岩コンプレックスなどの特徴的な地質体が含まれる。なお，本山地には時代の異なる東西２つの深成岩列が知られている（前田ほか, 1986;日本の地質「北海道地方編集委員会編, 1990）。このうち，西列は上記Ｂ・Ｃ帯に属し，塩基性～酸性の深成岩類からなり，南より白

川・愛別・奥士別・一の橋・乙忠部岩体がある。その活動年代は主に17～20Ma（前期中新世）である。東列はD帯に属し，ほとんど酸性の深成岩類からなり，白滝・鷲岳・紋別岩体がある。その活動年代は40Ma前後（古第三紀）である。

Cの日高山脈－広尾沖褶曲帯も含めて，以上述べたように，日高帯に関しては，最初に白亜紀を中心としたユーラシアプレートへの海洋プレートの沈み込みにより海溝付加体（一部には東側に存在したとされるオホーツク陸塊に向かう沈み込み帯の付加体を含む）が形成された。その後，第二段階として古第三紀～中期中新世におけるユーラシア・北米プレートの斜め衝突および背弧海盆（千島海盆・日本海盆）の拡大の影響を経て，後期中新世の初頭に至った。第三段階として，後期中新世以降その南部においては，顕著な圧縮テクトニクスが生じ，地殻が大きくめくれ上がるに至った。すなわち，日高帯の北部と南部の地質構造の決定的違いは千島弧外帯の西進の結果もたらされたものである。日高帯北部の南半部は千島弧内帯にも属し，千島外帯弧の西進と軌を一にした火山活動帯となっているが，このことについては後で詳しく述べる。なお，日高帯北部では千島弧方向の火山活動などは別にして，後期中新世以降その全体において南北方向の構造線・断層および沈降・隆起帯の活動が弱まり，全体が一つの非変形帯になったようにとらえられることから，宮坂・松井（1986）はこの部分を“北部日高基盤台地”と呼んでいる。

**F．釧路海底谷－北見・浦幌地塁－北見大和堆** Kushiro Canyon－Kitami･Urahoro Horst－Kitamiyamato Bank

釧路海底谷は釧路市街沖より千島海溝底に達する，延長200kmに及ぶ海底谷である。国の基礎物理探査結果などによれば，本海底谷（谷頭部）付近の以東で基盤（先第三系）が上昇している（北海道鉱業振興委員会編, 1990;天然ガス鉱業会･大陸棚石油開発協会編, 1986）。十勝沖深海平坦面と釧路－根室沖大陸棚・深海平坦面区との間の顕著な構造不連続線であり（桜井ほか, 1975），前者では北西-南東～西北西-東南東，後者では北東-南西～東北東-西南西方向の構造が卓越する。陸に追跡すると，白糠丘陵（北見浦幌地塁）と根釧原野の境界部に続く。

北見・浦幌地塁は太平洋沿岸の浦幌付近からオホーツク海沿岸の常呂付近へ続く，白亜系～古第三系を主体とする隆起帯であり，地質構造的に性格の異なる南北２つの部分より構成されている。本地塁の南部は地形的には白糠丘陵と呼ばれており，後期中新世に上昇運動を開始し，鮮新世以降に十勝・根釧地域の堆積盆の形成に重要な役割を担った所である（十勝団体研究会編, 1978）。西～北西側を縁取るように浦幌断層が存在するが，この断層は東～南東傾斜の逆断層で右横ずれ成分を有し，同方向の雄別断層などと一つの断層系を形成している。このような断層系は千島弧外帯の西進によりもたらされたもので（木村, 1981），千島弧内帯と外帯の境界部における雁行状の横ずれ断層帯として把握することができる。本地塁の北部（北見地域）は地形的には山地～丘陵を主体とし，東側の斜里

平野とは地形的コントラストが明瞭である。その中軸部を南北に二又断層が通り，同断層西側には中生界仁頃層群・佐呂間層群（常呂帯）が，東側には漸新統～前期中新世の川上層群または津別層群が分布する。本断層は漸新世～前期中新世堆積盆の西縁を区切るもので，その東側では左雁行状の断層・褶曲群が発達する（木村, 1981）。

北見大和堆は地形的には稚内－紋別沖大陸棚の東縁部に位置し，斜里沖の海盆への移行部にあたる。幅10km前後・長さ80kmで水深が120～140mの南北方向の海底隆起部である。西側の大陸棚面との比高は70m前後であるが，東側では急激に落ち込み，水深1,000～2,000m前後の斜里沖の深海面に達する。地質的には北見・浦幌地塁北部の東半部の漸新世～前期中新世堆積盆の延長部である。1986年に実施された基礎試錐「北見大和堆」（3,795m）の結果によれば上位より後期中新統（泥岩）・中期中新統（泥岩・凝灰岩・凝灰質礫岩・安山岩溶岩）・前期中新統（泥岩）の出現が確認されている（北海道鉱業振興委員会編, 1990）。地震探査によれば，東傾斜の正・逆断層群が存在し，２列の背斜構造が存在する。北見・浦幌地塁北部の二又断層は本堆西縁の逆断層（北見大和スラスト）に連続しているように見える（木村, 1981）。

ところで，釧路海底谷に始まり浦幌断層南部－二又断層（網走構造線）を経て，北見大和スラストへの連なりは，木村（1981）およびKimura（1981）により一続きの大規模な構造線（広義の網走構造線）としてとらえられている。しかし，先に述べたように釧路海底谷は白糠丘陵（北見・浦幌地塁南部）東縁の構造変換部に続いており，このような取り扱いは適当ではない。このことは多田・飯島（1986）が白糠丘陵南部での地質調査結果から指摘している。また，北見・浦幌地塁北部では浦幌断層と二又断層にはさまれるように漸新世～前期中新世堆積盆が発達するが，同南部では浦幌断層の西側で発達する。このようなことから，浦幌および二又断層は本来，平行に別のものとして存在し，その後の東方からの水平圧縮ににより一体化したものと考えられる。さらに，中生界の２つの構造区，常呂帯と根室帯との境界は網走構造線と定義されているが（君波ほか, 1986），最近，金松ほか（1992）および七山（1993）は平行に対をなす常呂帯と根室帯は千島弧外帯の西進により浦幌付近で90°の折れ曲がりを生じたこと，いわゆる道東磁気異常帯はこの折れ曲った常呂帯（付加体）と根室帯（前弧海盆堆積体）の境界部にあたり地下に潜在した前弧オフィオライトを反映したものと考えている。すなわち，磁気異常帯は古千島島弧－海溝系の重要な構造帯とみなされる。なお，福沢（1989）は漸新世～前期中新世の堆積盆の成立については、千島海盆の拡大形成時期が漸新世までさかのぼるという木村・玉木（1985）の見解に関連づけて考察している。

### G．千島海溝　Kurile Trench

北海道東部沖からカムチャッカ半島南部沖にかけてNE-SW方向に延び総延長は2,200kmに及ぶ（Sergeyev and Krasny eds., 1987;石井抄訳, 1990）。襟裳岬沖では日本海溝とほぼ1

20°の角度で接合し，この付近で最も浅く約7,000mの深さである。北東に行くにつれ階段状に深くなり8,000mを越え，最深部はウルップ島沖で9,950mである。太平洋プレートが千島弧に対して東方より斜めに沈み込む部分であり，明らかに太平洋（北西太平洋海盆）と北海道を含む千島弧との境界構造帯である。日本海溝との接合部付近の海側海溝斜面には襟裳海山などのギョーがいくつか存在する。

### Ⅱ－3．地体構造区分　Tectonic zoning

北海道の地質的な成立過程にはさまざまな変遷があるため，成立過程の全体を通した，統一的な地体構造区分を示すことは困難である。中・古生界については，ほぼ南北に連なる帯状配列が明瞭であり古くからさまざまな区分がなされてきたが，調査研究の進展に従ってしだいに細分化して行く傾向にある。最近では，小松（1985），君波ほか（1985），君波ほか（1986），新井田・紀藤（1986）などの総括を経て，Fig. Ⅱ-3に示すように北海道を西から渡島帯，礼文－樺戸帯，空知－エゾ帯，日高帯，常呂帯および根室帯に区分する扱い方がほぼ定着してきている（日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990）。一方，新生界については古第三系～中部中新統については南北の構造方向・堆積盆配列が支配的であるが，上部中新統～第四系については千島弧の形成の結果，南北の構造方向・堆積盆配列に北東-南西方向のそれらが複合しているため，中部中新統以下と上部中新統以上で地体構造区分については区分して取り扱う必要がある。北海道の中・古生界および新生界を含めた北海道の地体構造については，便宜的には西部・中央部・東部の３つに区分することが従来，一般的に行なわれている（橋本, 1958;北海道立地下資源調査所, 1980;小松, 1985）。新生界に限っても，一般的にはこの大まかな地体構造区分を踏襲した取り扱いが行なわれている（日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990）。しかしながらすでに，中新世の北海道中央部については，保柳ほか（1986）は，西から東へ礼文－樺戸帯，石狩－天塩帯，枝幸－日高帯，紋別－十勝帯の区分を行なっている。また，宮坂・松井（1986）は，新生代末期（主に鮮新世～第四紀）の北海道中央部について北部日高基盤台地，石狩－天塩構造帯，十勝－石狩構造帯に区分し，石狩・日高地域は石狩－天塩構造帯と十勝－石狩構造帯との重複変形帯と位置づけ，詳細な区分を行なっている。筆者も周辺海域を含む北海道全体についての中新世末以降の地質構造区分について，すでに新たな提案を行なっており（岡, 1986），本論文の中でも，その提案を再吟味した結果について報告する。北海道の地体構造について，西部・中央部・東部に分ける区分は，中新世末以降についても適用が可能であり（Fig. Ⅱ-1），以下にそのような構造単元毎に，堆積盆などの分布と特徴を述べる。

ここでは北海道西部は西北海道構造区と呼び，Ⅱ－２で説明した構造帯のうち，奥尻海嶺から北上－石狩－礼文隆起帯西縁までの範囲とし，奥尻海嶺の北限以北では礼文堆および利尻舟状海盆を付近を含むものとする。北海道中央部は中央北海道構造区と呼ぶが，北

上－石狩－礼文隆起帯から釧路海底谷－北見・浦幌地塁南部西縁（浦幌断層）－同北部の二又断層－北見大和堆西縁までの範囲であり，南限は千島海溝で，北方に向ってはサハリン島とその周辺大陸棚地域へ続く。北海道東部は東北海道構造区と呼ぶが，上記の中央北海道より東側の地域であり，南限は千島海溝，北限は千島海盆の南縁である。

［Ⅱ章関連文献］


福沢仁之(1989):BIOSILICEOUS SHALEの時空分布からみた日本海・オホーツク海の形成（予報）. 地球, 11, 284-291.

羽鳥徳太郎(1972):1971年9月6日サハリン南西沖の津波. 地震第2輯, 25, 218-224.

保柳康一・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈(1986):“衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス. 地団研専報, 31, 265-284.

北海道鉱業振興委員会編(1990):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和52年～63年）－, 157p.

Hunahashi, M. (1957): Alpine orogenic movement in Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. Ⅳ, 21, 305-319.

舟橋三男・橋本誠二(1951):日高帯の地質. 地団研専報, 6, 1-38.

石井次郎抄訳(1990):K. F. Sergeyev, M. L. Krasny編著「千島～カムチャッカ島弧の地質学－地球物理的地図帖」, 北海道東海大学紀要理工学系, 3, 29-83.

金松敏也・七山 太・岩田圭二・藤原嘉樹(1992):白糠丘陵西部地域，網走構造線西縁に分布帰属不明の先第三系－北海道中生界，根室帯と常呂帯の構造関係についての考察－. 地質学雑誌, 98, 1113-1128.

加藤孝幸・中川 充(1986):神居古潭構造帯超苦鉄質岩類の由来. 地団研専報, 31, 119-135.

活断層研究会編(1991):日本の活断層－分布図と資料－. 437p., 東京大学出版会.

君波和雄・紀藤典夫・田近 淳(1985):北海道の中生界－層序・年代とその意義－. 地球科学, 39, 1-17.

————・宮下純夫・木村学・田近淳・岩田圭二・酒井 彰・吉田昭彦・加藤幸弘・渡辺 寧・江崎洋一・紺谷吉弘・勝島尚美(1986):日高帯の中生界－日高累層群. 地団研専報, 31, 137-155.

木村 学(1981):千島弧西端付近のテクトニクスと造構応力場. 地質学雑誌, 87, 757-768.

————(1982):島弧会合部のテクトニクス－北海道の場合－. 構造地質, 28, 5-22.

Kimura, G. (1981):Abashiri Tectonic Line－with special reference to the tectonic significance of the southwestern margin of the Kurile Arc－. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. Ⅳ, 20, 95-111.

木村 学・宮坂省吾・紺谷吉弘・宮下純夫・保柳康一・渡辺 寧(1982):日高変成帯の“山脈化”における上支湧別構造帯の意義. 構造地質, 27, 167-177.

——— ·宮下純夫 (1986) : 海溝－海溝－斜め衝突帯の三重会合点と日高変成帯. 地団研専報, 31, 451-458.

——— ·玉木賢策 (1985) : 千島弧と千島海盆－上盤プレートの回転，後退と背弧海盆の拡大－. 地質学雑誌, 94, 69-83.

小林洋二 (1983) : プレート〝沈み込み〟の始まり. 地球, 5, 510-514.

小松正幸 (1985) : 北海道中軸部の構造帯－その構成，性格および構造運動－. 地質学論集, 25, 137-155.

———— (1986) : 日高変成帯形成のテクトニクス. 地団研専報, 31, 441-450.

倉本真一 (1988) : 奥尻海嶺の形成時期. 海洋科学, 20, 669-675.

———— (1989) : 背弧オフィオライトの形成モデル－奥尻海嶺（日本海）の例－. 地学雑誌, 98, 267-277.

前田仁一郎·末武晋一·池田保夫·戸村誠司·本吉洋一·岡本康成 (1986) : 北海道中軸帯の第三紀深成岩類－分布・活動年代・主要元素組成・テクトニクス－. 地団研専報, 31, 223-246.

正谷 清·藤田 実·新保久弥·秋葉文雄·工藤修二·青柳宏一·小林精一 (1982) : 日本の石油・天然ガス資源「第Ⅰ編 北海道」. 天然ガス鉱業会·大陸棚石油開発協会技術報告書, 1-92.

松井 愈·吉崎昌一·埴原和郎編 (1984) : 北海道創世記. 197p., 北海道新聞社.

湊 正雄 (1978) : 北海道の古期火山噴出物. 地団研専報, 21, 193-197.

Minato, M., Gorai, M. and Hunahashi, M. *eds* (1965) : The geologic developments of the Japanese Islands. 442p., Tsukiji Shokan, Tokyo.

宮坂省吾·松井 愈 (1986) : 中央北海道の新生代末期テクトニクス. 地団研専報, 31, 333-344.

———·保柳康一·渡辺 寧·松井 愈 (1986) : 礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史. 地団研専報, 31, 285-294.

宮下純夫·土谷信高 (1988) : 日本海海洋地殻の断片－奥尻海嶺北部から採取された玄武岩. 海洋科学, 20, 734-742.

宮浦 正 (1975) : 奥尻島の海成段丘と第四紀地殻変動. 第四紀研究, 14, 23-32.

三好眞澄·太田陽子·澤 祥·今泉俊文·鹿島薫 (1985) : 北海道奥尻島の完新世海成段丘. 地理学評論, 58, 596-608.

中村一明 (1983) : 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究所彙報, 58, 711-722.

七山 太·中川 充·加藤孝幸 (1993) : 北海道東部，最上部白亜系～古第三系暁新統砕屑性クロムスピネル. 地質学雑誌, 99, 629-642.

日本の地質「北海道地方」編集委員会編 (1990) : 日本の地質 1 北海道地方. 337p., 共立出版.

新井田清信·紀藤典夫 (1986) : 北海道における白亜紀島弧-海溝系－その地質構成と造構史－. 地団研専報, 31, 379-402.

岡田博有·Lallemand, S.·大塚謙一·Labeyrie, L. (1985) : 日本海東縁の海底地質構造－新生海溝問題と関連して－. 静岡大学地球科学研究報告, 11, 119-133.

岡　孝雄 (1985) : 北海道天北・問寒別構造盆地のネオテクトニクス. 活断層研究, 1, 19-29.

――――(1986) : 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団研専報, 31, 295-320.

――――(1994) : 名寄市の地質と地下資源（5万分の1地質図付）. 107p., 名寄市.

――――·五十嵐八枝子 (1990) : 北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新-更新統－とくに堆積相および花粉層序について－. 地質学雑誌, 99, 365-389.

桜井　操·永野眞男·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. 水路部研究報告, 10, 1-44.

佐藤任弘·桜井　操·田口　広·永野眞男·内田摩利夫·大森哲夫 (1973) : 北海道西方大陸縁辺地域の海底地質. 水路部研究報告, 8, 1-49.

瀬野徹三 (1983) : 日本海沈み込み説に関する一考察－日本海溝における地震のスリップ・ベクトル－. 地震, 36, 270-273.

――――(1986) : 日本列島の中期更新世－50万年前に何が起こったか?－. 地球, 8, 708-715.

――――(1987) : 日本付近の新プレート境界と50万年前の変動. 科学, 57, 84-93.

Sergeyev, K. F. and Krasny, M. L. eds. (1987) : Geology-Geophysical Atlas of the Kurile-Kamtschatka island system (36 sheets). Ministry of Geology of the USSR, Academy of science of the USSR and Ministry of Gas Industry of the USSR.

多田隆治·飯島　東 (1986) : 北海道東部厚内－浦幌地域新第三系の地質と層序. 地質学雑誌, 92, 31-45.

田近　淳 (1989) : 日高帯北部の白亜紀「付加体」. 地球, 11, 323-327.

玉木賢策 (1984) : 日本海東縁部の活構造とテクトニクス. 地球, 6, 38-48.

――――(1990) : 砂が教える奥尻海嶺の上昇. 科学朝日, 5月号, 20-21.

――――·湯浅真人·西村清和·本座栄一 (1979) : 北海道周辺日本海およびオホーツク海域広域海底地質図. 海洋地質図14, 地質調査所.

Tamaki, K. (1988) : Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan.*, 39, 269-365.

天然ガス鉱業·大陸棚石油開発協会編 (1986) : 日本における最近の石油探鉱. 279p.

十勝団体研究会編 (1978) : 十勝平野. 地団研専報, 22, 433p.

徳山英一·宮下純夫·竹内　章·徐　垣·田中武男 (1993) : しんかい2000/6500が明らかにした日本海の地質. 地球号外No. 9 (小林和男教授退官記念号), 70-74.

渡辺　順·鈴木　守·杉江　裕 (1978) : 神居古潭構造帯－変成作用に関する二・三の問題－. 地団研専報, 21, 93-110.

渡辺　寧 (1986) : 北海道日高帯然別地域の新生代構造運動. 地球科学, 40, 364-372.

——— (1988):中央北海道〝ウェンシリ地塁〟の変形構造. 地質学雑誌, 94, 527-533.

Watanabe, Y. and Iwata, K. (1985):The age of the Miocene Kamishiyubetsu Formation in Northern Hokkaido and the basins formed by tectonic movement. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 91, 427-430.

——— and Kimura, G. (1987):Strike-slip fault (Nayorogawa Fault) in northern Hokkaido. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 93, 1-10.

八島邦夫・今井健三・西沢邦和(1982):100万分の1海底地形図「北海道」・「東北日本」海底地形. 水路部研究報告, 17, 93-162.

[第Ⅱ章図表説明]

Fig. Ⅱ-1 Tectonic divisions of Hokkaido in Latest Cenozoic (after Oka, 1994).

Fig. Ⅱ-2 Distribution of Latest Cenozoic basins in Hokkaido and adjacent seas Numbers show name of individual basin and sedimentary area in TableⅡ-1 (adapted from Oka, 1986).

Fig. Ⅱ-3 Pre-Tertiary tectonic divisions (after the editorial committee of Nihon-no-chishitsu "Hokkaido" eds., 1990).

Fig. Ⅱ-4 Three types of ridge formation mechanism observed in the eastern margin of the Japan Sea (after Tamaki, 1988).

Fig. Ⅱ-5 Map showing heights of the former shoreline of 4th terrace of last interglacial age (after Miyaura, 1975).

TableⅡ-1 List of Latest Cenozoic basins in Hokkaido and adjacent seas

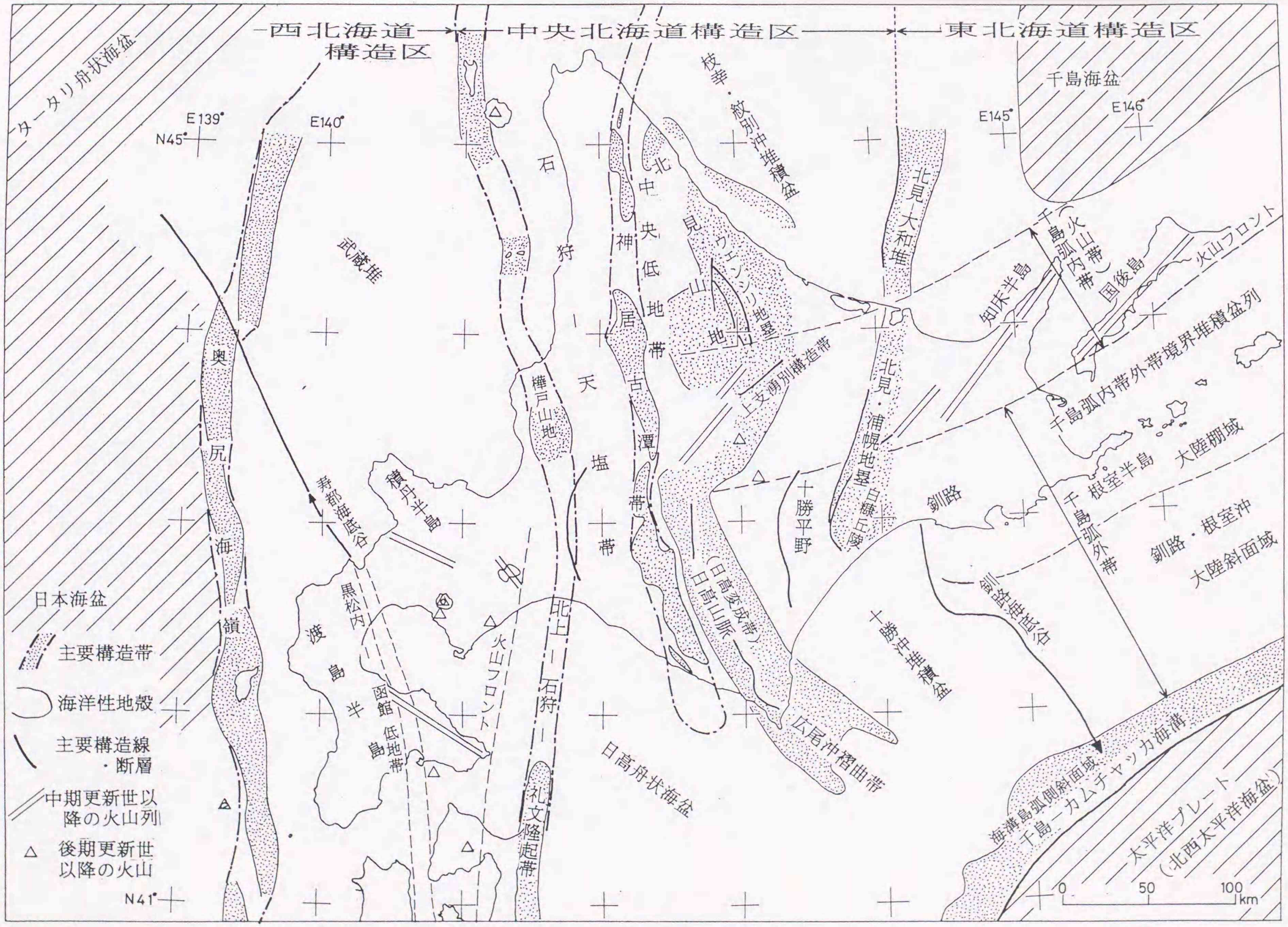



Fig. II-1 Tectonic divisions of Hokkaido in Latest Cenozoic (after Oka, 1994).

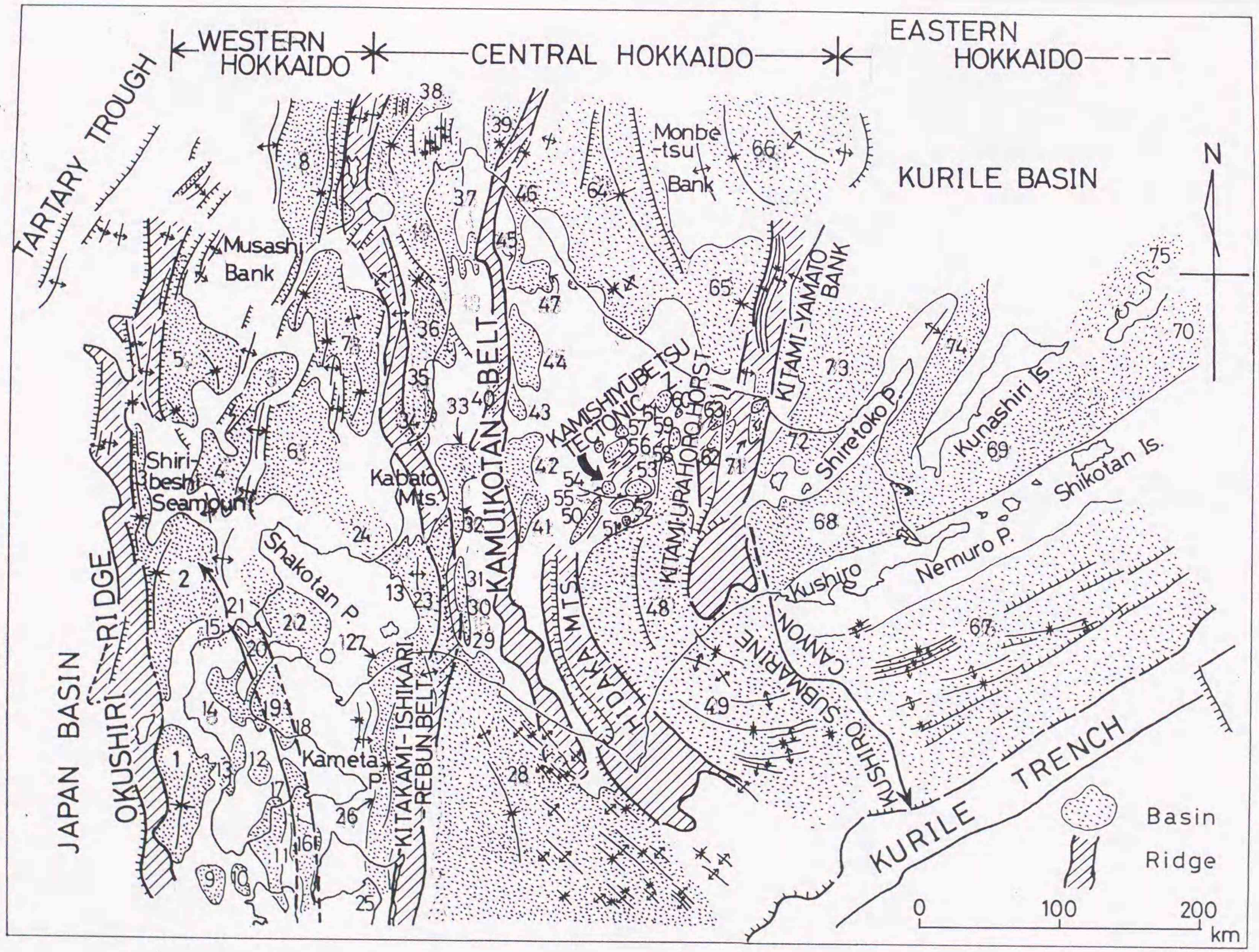



Fig. II-2 Distribution of Latest Cenozoic basins in Hokkaido and adjacent seas. Numbers show name of individual basin and sedimentary area in TableII-1 (adapted from Oka, 1986).

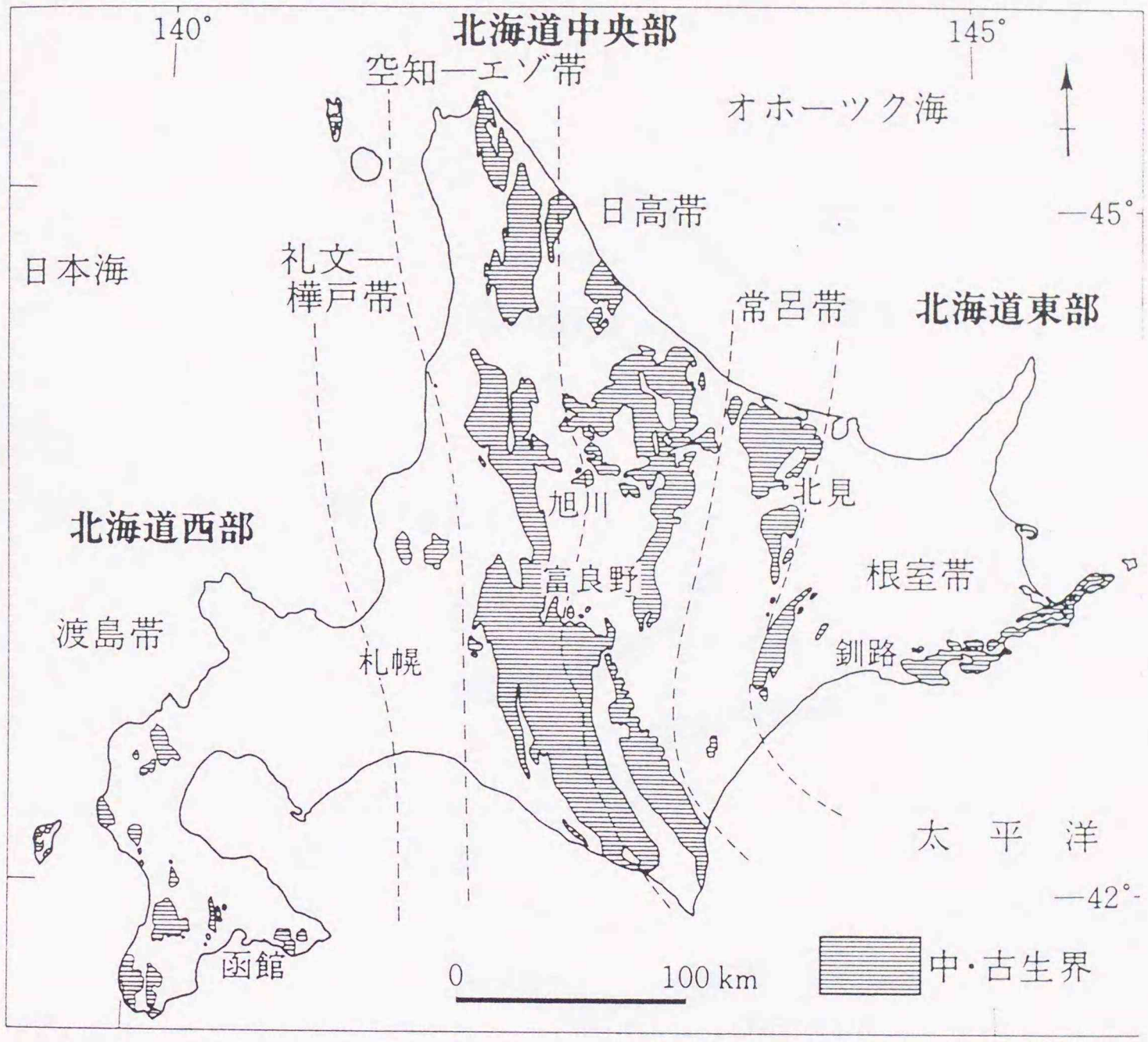



Fig. Ⅱ-3 Pre-Tertiary tectonic divisions (after the editorial committee of Nihon-no-chishitsu "Hokkaido" eds., 1990).

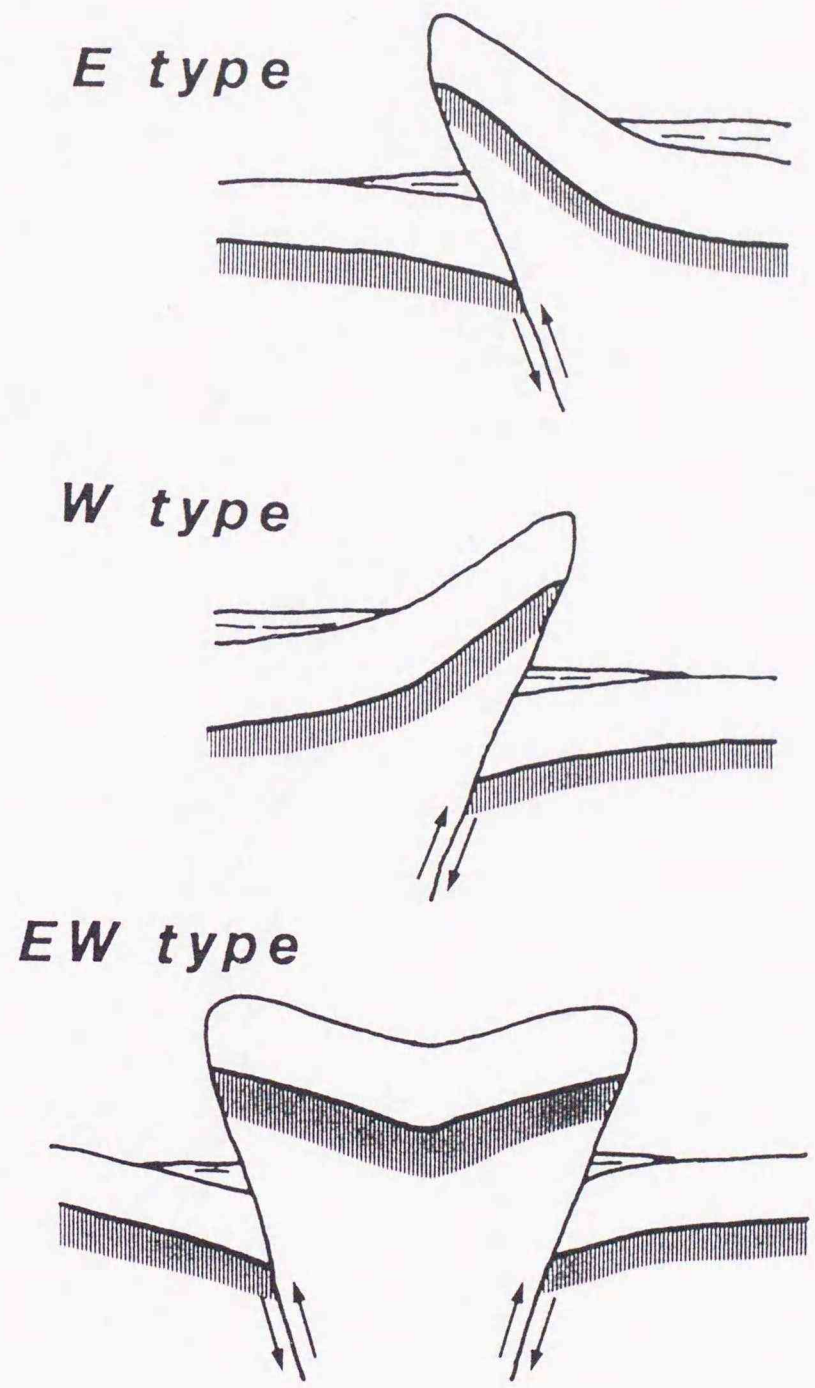



Fig. II-4 Three types of ridge formation mechanism observed in the eastern margin of the Japan Sea (after Tamaki, 1988).

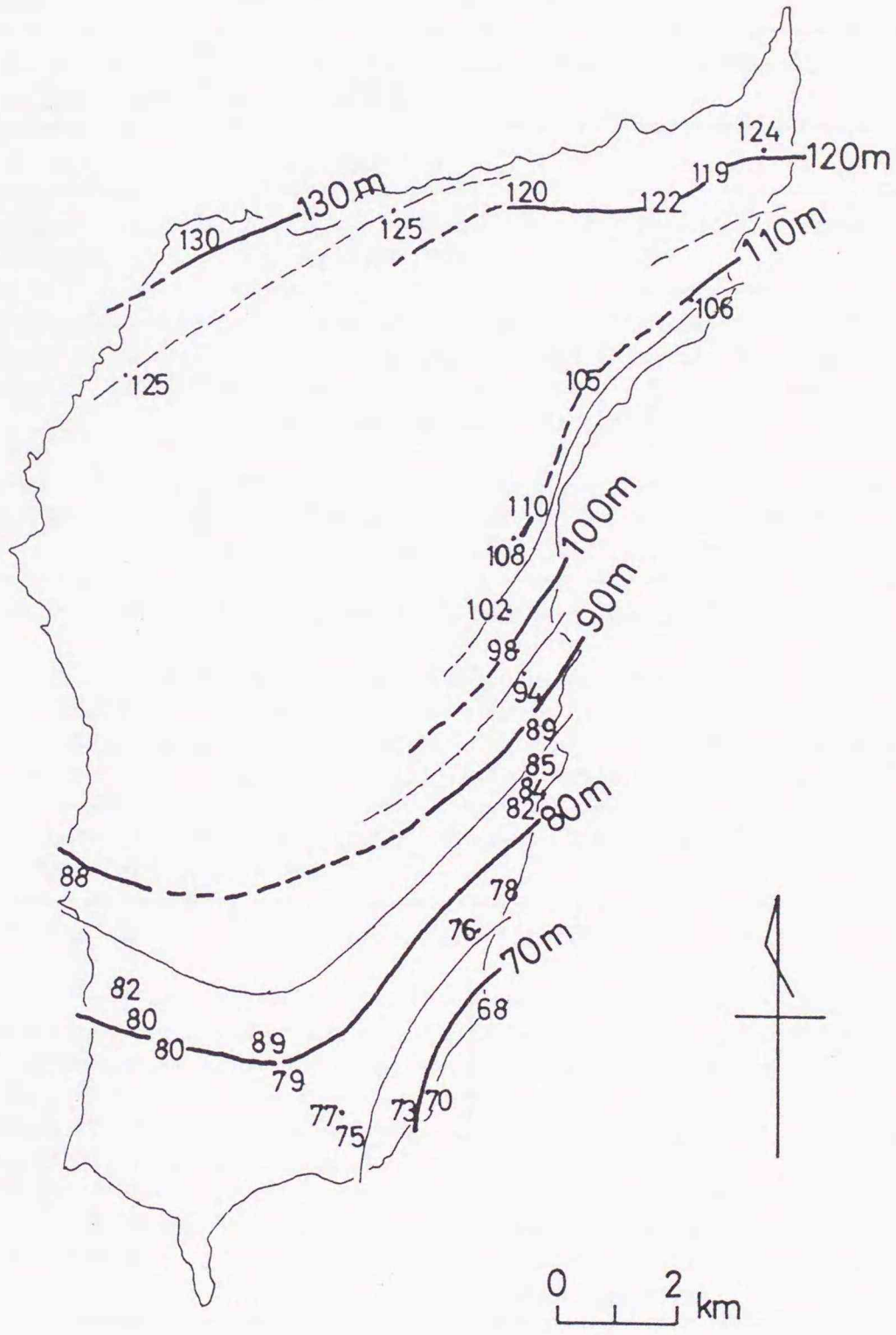



Fig. II-5 Map showing heights of the former shoreline of 4th terrace of last interglacial age (after Miyaura, 1975).

| Tectonic zoning | | | Basin Name |
|---|---|---|---|
| Westrn Hokkaido Tectonic Province | Eastern margin of japan Sea | | [Nishi-Tsugaru Basin], Okushiri Basin(1), Shiribeshi Trough(2), Futago Basin(3), Kamui Trough(4), Musashi Basin(5), Ishikari Basin(6), Teuri Basin(7), Rishiri Trough(8) |
| | Southwestrn Hokkaido | Main part of the Oshima P. | Matsumae Caldron(9), Tayama Caldron(10), Kikonai Basin—Suda Caldron(11), Tate Basin(12), Otobe Basin(13), Imagane Basin(14), Shimamaki Basin(15) |
| | | Hakodate—Kuro-matsunai D. | Tsugaru Basin(16), Hakodate Plain(17), Mori Depression(18), Yakumo Basin(19), Kuromatsunai Depression(20), Suttsu Canyon(21) |
| | | Kameta P. —Nor-thern part SW Hokkai. —Weste-rn part of Kabato Mts. | Iwanai·Date Basin(22), Northern part of Ishikari Depression(23), Ishikari-wan Basin(24) |
| | | | Volcanic collapse basins and calderas·····Zyozankei·Akaigawa, Kitayuzawa, Tohya, Akaigawa, Tohya, Shikotsu |
| | | Eastern margin al depressions | Tanabu Depression(25), Offshore Esan Basin(26), Offshore Shiraoi Basin(27), Ishikari Depression(23) |
| Central Hokkaido Tectonic Province | Ishikari—Teshio Belt | | Hidaka Trough(28) |
| | | Mukawa—Fukaga wa depressions | Abira Depression(29), Yuni Depression(30), Moseushi Depression(31), Sunagawa Depression (32), Takikawa·Fukagawa Basin(33) |
| | | Rumoi-Wakkanai coastal basins | Rumoi Basin(34), Offshore Tomamae Basin(35), Offshore Haboro Basin(36), Tempoku Basin(37), Rebun Trough(38), Offshore Sarufutsu Basin(39) |
| | | | Horokanai—Shumarinai basins(40) |
| | Chuou Depression | | Furano Basin(41), Kamikawa Basin(42), Kenbuchi Basin(43), Nayoro Basin(44), Shoutonbetsu Basin(45), Tonbetsu Plain(46), Utanobori Basin(47) |
| | Tokachi—Monbetsu Belt | | Tokachi Plain(48), Offshore Tokachi Basin(49) |
| | | Kitami—Northe-rn Tokachi intermountain basins | Tomuraushi Basin(50), Shikaribetsu Basin(51), Nukabira Basin(52), Tokachi-mitsumata Basin(53), Sekihoku-thoge Basin(54), Ishikarigawa-zyoryu Basin(55), Shirataki Basin(56), Northern Shirataki Basin(57), Oketo Basin(58), Onneyu Basin(59), Ikutawara Basin(60), Engaru Basin(61), Kitami Basin(62), Nikoro Basin(63) |
| | | Offshore Esash i—Monbetsu | Offshore Esashi—Monbetsu Basin(64), Offshore Saroma Basin(65), Eastern basin of Monbetsu Bank(66) |
| Eastrn Hokkaido Tectonic Province | Kurile Outer Arc | | Offshore Kushiro—Nemuro Continental Slope(67) |
| | | Basins in the boundary zone between Kurile Outer and Inner Arc | Konsen Basin(68 ), Southern Offshore Kunashiri Basin(69), Southern Offsore Etorofu Basin(70) |
| | Kurile Inner Arc | Chain of volcanic upheaval zones in right-lateral arrangement | Volcanic callapse basins and calderas·····Akan, Kutcharo, Mashu |
| | | Chain of basins in right-lateral arrangement | Memanbetsu Depression(71), Shari Plain(72), Offshore Shari Basin(73), Southeastern Offshore Kunashiri Basin(74), Northwestern Offshore Etorofu Basin(75) |

Table Ⅱ-1 List of Latest Cenozoic basins in Hokkaido and adjacent seas.
Numbers are shown in Fig. Ⅱ-2.

## Ⅲ. 西北海道構造区の構造的特徴と堆積盆分布

Distribution of sedimentary basins in Western Hokkaido Tectonic Province and their tectonical features

### Ⅲ－１．概論　Outline

西北海道構造区は南北方向の隆起列（奥尻海嶺，神威海脚－神威海嶺，亀田半島－室蘭－札幌西南山地隆起列など）に北西-南東方向の構造的高まり（上磯－乙部岳－遊楽部岳－太櫓地塊列，積丹半島－積丹堆および樺戸山地－小樽堆－武蔵堆など）が組み合わされ，それらの間に南北方向の長軸をもつ堆積盆（海盆）が数多く形成され，斜め格子状パターンをなしている。このような構造パターンは，基本的に東北地方の構造的特徴と合致している。日本海東縁部と西南北海道（陸域）とは地形・地質データ量に格段とちがいがあるので，区別して述べる。

### Ⅲ－２．日本海東縁部　Eastern margin of the Japan Sea near Hokkaido

海上保安庁水路部報告（川上, 1970;佐藤ほか, 1973;八島ほか, 1982）および海底地形図類、地質調査所のCruise Report11（Honza, 1978）・同13（Honza, 1979）・海洋地質図（玉木ほか, 1979;1981），玉木（1984）・Tamaki（1988），天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会編（1986）および北海道鉱業振興委員会編（1990）などの文献がある。

これらで明らかなように，奥尻海嶺の西側海域（日本海盆・タータリー舟状海盆）は海洋地殻を有し，単調な地形・地質構造を示している。これと対照的に，日本海東縁部は島弧側としての複雑で活動的な地形・地質構造を有している。Fig. Ⅲ-1に示すように，北西-南東方向に延びる積丹半島－積丹海丘群および小樽堆－武蔵堆と，南北方向に延びる奥尻海嶺，忍路海山，後志海丘群，神威海脚－神威海嶺および礼文堆などの地形・地質構造的高まりが存在する。そして，奥尻海嶺とこれらの高まりおよび渡島半島の間に，奥尻海盆－後志舟状海盆－二子海盆および神威舟状海盆－武蔵海盆列が存在する。また，これらの高まりの一部と樺戸山地－天売・焼尻島－礼文島－モネロン島列（北上－石狩－礼文隆起帯）の間には石狩海盆－天売舟状海盆－利尻舟状海盆列が存在する。

#### Ａ．地形・地質構造的高まり　Morphological and tectonical heights

南から順に述べるが，奥尻海嶺については主要構造帯として既に説明した。

**忍路海山**　Oshoro Seamount

武蔵海盆の西側に存在する，最高点が水深214mの一つの峰であるが，それをふくむ地形的高まりは東西幅20km・南北延長100kmあまりの海嶺状をなしており，奥尻海嶺の北方延長部ともみなされる。両端がスラスト性の断層で境されており，Ⅱ－２の奥尻海嶺の項で示したＥＷ型隆起を示す。本海嶺状部の南部は奥尻海嶺の北部単元と接合するが，この境

界部は地形的に鞍部を構成し，ここには黒松内低地帯から寿都海底谷へ延びる活断層（北北西-南南東方向）が続いている（倉本, 1989;活断層研究会編, 1991）。

**後志海丘群**　Shiribeshi Sea Knoll Group

後志海山・二子海丘・南後志海丘・北後志海丘などからなる。このうち，後志海山（Shiribeshi Seamount）は山頂水深131m・比高約3,400mの円錐形をなすが，山頂付近から採取された火山岩類の岩石学的研究と年代測定（0.9±0.2MaのＫ－Ａr年代）から，更新世の火山であることが明らかになっている（山崎ほか, 1988;Tsuchiya et al., 1989）。二子海丘（Futago Knoll）のうち，東側の海丘（最高点水深378m）は塩基性火山岩からなる後期中新世末～鮮新世初の火山体であり（岡村ほか, 1988;1989），西側の海丘（同412m）もほぼ同様のものと予想されている（石井ほか, 1990）。

**神威海脚－神威海嶺**　Kamui Spur－Kamui Ridge

東西幅約15km・南北延長約90kmの広がりをもつ。神威海脚は積丹半島の延長部とみなされる。神威海嶺の東端には主に第四紀に活動したとみなされる断層（落差750m）が存在している。

**積丹海丘群**　Shakotan Sea Knoll Group

積丹堆（Shakotan Bank）を中心として数個の堆・海丘からなり，それら個々の最高点の水深は積丹堆の200mを除くと，300～900mと大きい。地質構成的には中新世の堆積岩・火山砕屑岩類からなると予想されている（玉木ほか, 1979）。

**武蔵堆－小樽堆**　Musashi Bank－Otaru Bank

北西-南東方向130km，南西-北東方向80kmの広がりをもつ，北海道付近の日本海東縁部最大の高まりであり，最高点の水深は武蔵堆でわずか10m，小樽堆で124mである。新第三系の火山岩類の他に先第三系のひん岩・花崗岩・堆積岩・ホルンフェルス礫が採取されており，積丹半島に類似した地質構成が想定でき（石井ほか, 1973），白亜紀のＫ－Ａr年代（77.8±3.9Ma）を示す溶結凝灰岩も採取されている（Yuasa et al., 1978）。

**礼文堆**　Rebun Bank

武蔵堆の北方に，南北方向80km，東西方向50kmの広がりをもって存在し，最高点の水深は206mである。武蔵堆と類似の礫が採取されており（石井ほか, 1973），同様の地質構成が想定できる。

### B．海盆　Basins and troughs

北海道付近の日本海東縁部の海盆群の大半は南北方向に延びた形態を取っている。奥尻海盆，後志舟状海盆，二子海盆および武蔵海盆は奥尻海嶺の上昇・形成とともに，日本海盆の一部がトラップされて発生した海盆である（玉木, 1984;Tamaki, 1988）。なお，海盆群を構成する堆積物については，地質調査所の海洋地質図14（玉木ほか, 1979）・同15（玉木ほか, 1981）およびTamaki（1968）などでは後期中新統～第四系と判断しているが，

北海道鉱業振興委員会編（1990）ではさらに中期中新統を含めており，報告により微妙な違いがある。これらの海盆群では，音響的基盤にまで到達するボーリング調査は全く実施されていないことから，構成堆積物についての年代の解明はなお今後の重要な課題である。ここでは，玉木ほか（1979;1981）に従い，構成堆積物の年代は後期中新世末～第四紀とし，各海盆について南から順に説明する。

**奥尻海盆**　Okushiri Basin

東西20km・南北70kmの広がりがあり，主要部の水深は1,300mあまりで，西側には奥尻島を含む奥尻海嶺の南部単元が存在する。構成堆積物（後期中新世～第四紀）は総計の厚さが1,000m以上であり，そのうち第四紀堆積物は250m前後以上である（玉木ほか,1981;Tamaki,1988;Fig.Ⅲ-2のＪＳ５断面）。この付近では東から西へのスラストアップ（玉木,1984およびTamaki,1988のＥ型隆起）により，同海嶺が鮮新世以降，急激に形成され，本海盆が生じた。スラストの位置は同海嶺の西端にあり，同海嶺は東方へ（奥尻海盆側へ）傾動し，東側斜面には奥尻海盆の下部堆積層（鮮新統）が分布している。

**後志舟状海盆**　Shiribeshi Trough

東西20km・南北90kmの広がりがあり，主要部の水深は3,200～3,300mであり，西側には奥尻海嶺の中部単元が存在する。構成堆積物（後期中新世～第四紀）は総計の厚さは1,300m以上であり，そのうち第四紀堆積物は750mである（玉木ほか,1979;Tamaki,1988;Fig.Ⅲ-2のＪＳ４断面）。この付近では西から東へのスラストアップ（玉木，1984およびTamaki,1988のW型隆起）により，同海嶺が鮮新世以降，急激に形成され本海盆が生じており，第四紀とみなされる堆積物の下限に着目すると1,750m＋の落差が認められる。スラストの位置は本海盆の西端にあり奥尻海嶺は西方へ傾動している。北海道南西沖地震の際には本海盆の西縁に地震断層の活動があったとされており，この西傾斜のスラストとの関連性が強いものと考えられている（岡村,1993;地質調査所,1994）。なお，倉本（1989）は同海嶺の西端に第四紀に入ってから活動した付随スラストの存在を認めている。

**二子海盆**　Futago Basin

本海盆の名称は海上保安庁発行海底地形図（100万分の1）には示されておらず，玉木（1984）にその名がある。奥尻海嶺中部・北部単元と後志海丘群の間に，南北２つの小海盆として存在し，両者を合わせると東西10km前後・南北80kmの広がりがある。最深部の水深は3,500mに達する。倉本（1989）によれば南の小海盆は後志舟状海盆と同様に，西から東へのスラストアップ（W型隆起）により奥尻海嶺が形成され，生じた。一方，北の小海盆は逆に東から西へのスラストアップ（Ｅ型隆起）により同海嶺が形成され，生じた。なお，倉本（1989）はこのような２つのタイプの衝上運動がバックスラストの活動を引き起こし，時間が経過すると同様な沈み込み（サブダクション）形態に達すると予測した（Fig.Ⅲ-3）。

**神威舟状海盆**　Kamui Trough

後志海丘群，積丹海丘群および神威海脚－神威海嶺に囲まれ，東西約10km・南北50kmの広がりをもち，主要部の水深は1,300～1,400mである。

**武蔵海盆　Musashi Basin**

東西40km・南北約90kmの広がりがあり，主要部の水深はは1,200～1,600mであり，西側には忍路海山の海嶺状部が存在する。南部は積丹海丘群が錯綜し複雑な地質構造となっている。構成堆積物（後期中新世～第四紀）は総計の厚さが約1,400mであり，そのうち第四紀堆積物は500mである（玉木ほか,1979;Tamaki,1988;Fig. Ⅲ-2のＪＳ２および３断面）。忍路海山は両端のスラスト（玉木，1984；Tamaki,1988のＥＷ型隆起）によって鮮新世以降に上昇した結果，本海盆が生じた。忍路海山との境界スラストは第四紀とみなされる堆積物の下限に着目すると，落差が1,000m前後に達している（玉木ほか，1979）。なお，本スラストに関連して1940年8月にＭ＝7.5の地震（積丹沖地震）が発生している。

**石狩海盆　Ishikari Basin**

東西約40km・南北60kmの広がりがあり，主要部の水深は700～800mである。構成堆積物（後期中新世～第四紀）は総計の厚さが1,400mに達し，そのうち第四紀堆積物は400m＋で，神威海嶺との境界部には第四紀に活動した断層（落差750m+）が存在する（玉木ほか,1979;Tamaki,1988;Fig. Ⅲ-2のＪＳ３断面）。なお，保柳ほか（1989）は本海盆中央にある最深部において，ピストンコア4.85mを採取し，姶良Tn火山灰の発見などからコア基底の年代を約3.2万年前と推定している。

**天売舟状海盆　Teuri Trough**

東西20km前後・南北90kmの広がりがあり，主要部の水深は300mである。小樽堆の東端には鮮新統を切る西傾斜の逆断層があり，この付近では構成堆積物（後期中新世～第四紀）の総計の厚さが1,000mに達し，そのうち第四紀堆積物は200～250mである（玉木ほか,1979;Tamaki,1988;Fig. Ⅲ-2のＪＳ２および３断面）。

**利尻舟状海盆　Rishiri Trough**

東西10～40km幅・南北200km以上に達し，南サハリン西方沖に続く。玉木ほか（1979）およびTamaki（1988）によれば，構成堆積物（後期中新世～第四紀）は総計の厚さが1,500mに達し，そのうち第四紀堆積物は550mである（Fig. Ⅲ-2のＪＳ１断面）。堆積盆としては，その中心軸は東に寄っており東西断面では顕著な非対称な形態を示す。東側の北上－石狩－礼文隆起帯とは，東傾斜のスラストにより境され，第四紀とみなされる堆積物の下限に着目するとその落差は1,100m＋に達する。本スラストはサハリン西方のモネロン島西側にも追跡できるが，同島北方では1971年9月Ｍ＝7.1の地震（サハリン沖地震）が発生している（羽鳥,1972）。

## Ⅲ－３．西南北海道　Southwestern Hokkaido

本地域の地質については，地質調査所・北海道開発庁・北海道立地下資源調査所が発行

した５万分の１地質図幅，20万分の１地質図および市町村地質図などで系統的に網羅されており，そのほか地域的な地質についての数多くの研究報告がある。なお，1986年の筆者による北海道の後期新生代堆積盆の分布などに関する取りまとめ（岡, 1986）以降，本地域の層序および地質構造については，広域的な視野からいくつかの総括的報告が行なわれており（八幡, 1989;石田･秦, 1989;日本の地質「北海道地方」編集委員会編, 1990;雁澤, 1992），今回の取りまとめにあたっては，これらの報告を大いに参考にした。

西南北海道については，一般的には石狩低地帯より南西の部分を指すが，ここでは樺戸山地の一部も含めて取り扱う。西南北海道は地形・地質構造上，南北の帯状構造を基本としており（岡, 1986;石田･秦, 1989），それに北西-南東方向の構造が組み合っている。南北方向の分帯は，日本海東縁部のｉ）奥尻海嶺，ii）奥尻海盆－後志舟状海盆に続き，iii）渡島半島主部，iv）函館－黒松内低地帯，ｖ）亀田半島－西南北海道北部およびvi）東縁沈降帯列であり，vi）の東側に中央北海道構造区の馬追丘陵－樺戸山地東部（北上－石狩－礼文隆起帯が）並んでいる（Fig. Ⅲ-4）。ところで，東北地方の地形・地質構造についても南北方向（島弧に平行）の分帯が可能であることは，北村（1959;1960）および藤井（1964）および天野（1982）などで指摘されている。天野（1982）に従うと，東北地方は西方から，日本海沿岸地域，出羽丘陵，内陸盆地列，奥羽脊梁山脈，北上河谷帯および北上・阿武隈山地である。それぞれの分帯は構成地質・火山活動・ネオテクトニクスなどの点でそれぞれ特徴がある。このような特徴と連続性を考慮すると，東北日本の分帯は北海道のそれと以下のように対応することは明白である。すなわち，佐渡海嶺がｉ），最上舟状海盆・西津軽海盆がii）に対応するので，日本海沿岸域・出羽丘陵がiii），内陸盆地列がiv），奥羽脊梁山脈がｖ），北上河谷帯がvi），北上・阿武隈山地が馬追丘陵－樺戸山地東部帯に続く（Fig. Ⅲ-4）。なお，北西-南東の構造方向の存在については、松井（1955），秋葉（1958）および八幡（1989）などが指摘しているが，そのテクトニクス的意義については，渡辺（1986）および山岸・渡辺（1986）が論じている。すなわち，西南北海道については，当初，日本海拡大に関連して東西～北西－南東の伸張テクトニクスが働いたが，後期中新世以降は日本海東縁からの東方への圧縮および千島弧西進運動により，東西～北西－南東方向の圧縮テクトニクスへ転換したということである。

**A．渡島半島主部**　Main part of the Oshima Peninsula

基盤岩（先第三系）上昇地塊群とその間に生じた多数の後期新生代堆積盆より構成される（Fig. Ⅲ-5）。基盤岩地塊群は南より小泊（津軽半島北西部），松前，上磯，江差，乙部岳，遊楽部岳，太櫓，美利河・八雲，大平山・今金の各地塊が存在し，それらの地質構成は松前，江差，乙部岳，遊楽部岳，太櫓の各地塊が中・古生界の松前層群と前期白亜紀花崗岩類であり，小泊，上磯、美利河・八雲の各地塊が中生界の上磯層群または泊川層群などと前期白亜紀花崗岩類である。これらは南北と北西-南東方向の構造規制を受けてお

り，間の堆積盆と組み合って，斜め格子状の構造パターンを示す。津軽海峡部を含めると，南より松前海釜，田山海釜，木古内堆積盆－須田海釜，館盆地，乙部盆地，今金盆地および島牧堆積盆が存在するが，これらの大部分は中期中新世に始まり，後期中新世～鮮新世に発達し第四紀の盆地・平野・海盆に引き継がれるという構造発達経過をたどっている。渡島半島の上部新生界については，長尾･佐々（1933a;b;1934）の一連の研究で，下位より福山統・吉岡統・訓縫統・八雲統・黒松内統・瀬棚統などより構成されることが明らかにされた。本半島では地質構造発達的な複雑さを反映して，地域毎の上部新生界層序については微妙な違いがあるが，最近の取りまとめ（雁澤，1992）では前期中新世の福山層・吉岡層（24-18Ma），中期中新世初期の訓縫層（16-14Ma），中期中新世後期～後期中新世の八雲層（13-6Ma），鮮新世の黒松内層（6-2Ma）および更新世の瀬棚層（2Ma-）に区分するのが一般的である。これらの地層のうち，八雲層と黒松内層の累重関係については一部同時異相の整合であるが，それ以外の２層間の累重関係については大小様々な不整合関係にあるとされ，それらのうち福山層・吉岡層と訓縫層間の不整合が最も大規模なものである（石田･秦, 1989;雁澤, 1992）。ここで問題にする堆積盆の大部分は訓縫層に始まり，八雲層・黒松内層・瀬棚層の堆積を経て，現在に至るものである。

**松前海釜**　Matsumae Caldron

地質的構造的には松前地塊の東部（大千軒岳地塊）と西部（江良地塊）の間の前期中新世～中期中新世前期の地層分布域（石田･秦, 1989の上ノ国－松前堆積区）の延長部で，海底地形的には渡島小島－西津軽堆と小泊（津軽半島）－白神岬の地峡状浅部の間の凹地（最深部水深450m）であり，南北・東西両方向20km前後の三角形の分布を示す。Fig. Ⅲ-6の断面図に示すように，構成堆積物は年代が主に後期中新世～第四紀であり厚さが約500mであるが，そのうち瀬棚層に対比される第四紀堆積物は200mである（本座ほか, 1971;奥田ほか, 1987）。東端は直線状を示し東上がりの断層（第四紀まで活動）の存在が確認されている。

**田山海釜**　Tayama Caldron

地形的には小泊－白神岬（松前地塊東部）と竜飛岬－福島沖（竜飛複背斜）の間の凹地（最深部水深320m）で，南北25km・東西10km前後の広がりがある。構成堆積物は時代が中期中新世～第四紀であり，厚さが400m前後である（奥田ほか, 1987）。東縁と北縁に北北西-南南東と東北東-西南西方向の２つの断層があり，中軸がが東に偏して非対称な断面形態を示す（奥田ほか, 1987）。

**木古内堆積盆－須田海釜**　Kikonai Basin－Suda Caldron

本堆積盆は江差・上磯両地塊を結ぶ線より南方，松前地塊－白神・竜飛地峡（複背斜部;茂木, 1977）の東側の地域で，石田･秦（1989）の木古内堆積区にほぼ相当し，全体として南北60km・東西20kmの広がりがある。下位より，大安在川層，木古内層・厚沢部層，館層およびイデス川層・知内火山岩類の堆積があり，総計の厚さは2, 000m以上に達する（秦

・垣見, 1979;山口, 1978）。陸域では木古内町西部から知内町市街西方にかけて南北方向の大きな背斜構造（瓜谷背斜）があり，東西両側に２つの複向斜構造（木古内・湯ノ里）が存在する。湯ノ里複向斜は津軽海峡部では須田海釜を中心にして広がる。木古内層上部中の大川凝灰岩層について7.0Ma，厚沢部層基底の瓜谷川凝灰岩層について5.2MaのFT年代が報告されていることなどから（雁沢, 1992），木古内層の上位の厚沢部層・館層の年代はほぼ鮮新世であり，両層の総計の厚さは1,000m＋である。知内川以南～津軽海峡沿岸部では，これらの地層の上位に不整合関係で，ほぼ前期更新世とみなされるイデス川層・知内火山岩類（雁沢, 1992）が分布するが，それらの総計の厚さは1,000mに達する（山口, 1978）。青函トンネル関連の海底地質調査結果（佐々, 1969a;b;1972）によれば，須田海釜底には第四紀堆積物（瀬棚層）の分布が知られているが，その厚さは100m以下である（奥田ほか, 1987）。同海釜の西縁には第四紀堆積物を切る西上がりの断層群が知られている。木古内複向斜は湯ノ里複向斜の３分の１ほどの広がりで，海域については木古内－知内の東方沖が含まれる。沿岸部には高位・中位の２つの海成段丘面が分布する。同複向斜では木古内断層および大平川断層などの南北～北北西-南南東方向の断層系が発達するが，両断層のそれぞれ東側には段丘面の旧汀線高度の不連続などから同方向の活断層（中位面の垂直変位量で10数m前後）の存在が知られている（宮内・八木, 1984）。

**館盆地**　Tate Basin

本堆積盆は江差・上磯・乙部岳の３地塊に囲まれた地域で，石田・秦（1989）の館堆積区に相当し，南北25km・東西最大17kmの広がりがある。下位より大安在川層，木古内層，厚沢部層，館層・安野呂火山砕屑岩類および鶉層の堆積があり，総計の厚さは3,000mに達する（石田ほか, 1975）。全体としては館向斜と呼ばれる１つの大きなベーズン構造を形造るが，その中央部は地形的には館盆地と呼ばれる丘陵・台地を主体とした地域となっている。厚沢部層基底のS1凝灰岩層のFT年代として5.3Maが報告されており（雁澤, 1992），珪藻化石解析から館層下部が*Denticulopsis kamtschatica*帯，同層上部が*D. k.-D. seminae* v. *fossilis*帯にあたるとされる（正谷・大倉, 1980）。これらのことから，厚沢部層・館層の年代はほぼ鮮新世であるとみなされるが，総計の厚さが2,000m以上に達し，極めて厚くなっている。なお，鶉層は瀬棚層に対比される前期更新統であるが，地層傾斜5～10°・層厚80m+で，局所的に分布するに過ぎない。

**乙部堆積盆**　Otobe Basin

本堆積盆は遊楽部岳地塊南端から乙部岳地塊の西端を経て江差地塊の北～西端を結ぶ不規則な半円状の線の西側の地域で，石田・秦（1989）の乙部堆積区に相当する。西の境界については明確でないが，その範囲は大陸棚部分に限られ，南北30km・東西15km前後とみなされる。下位より大安在川層，江差層（木古内層・厚沢部層），館層および鶉層の堆積があり，総計約1,500mである（角ほか, 1970）。江差地塊が北西方向に半ドーム状の形態を取って突出し，北東と南西の両向斜構造部（乙部向斜と江差向斜）に分かれる。北東の

向斜構造の中心部には瀬棚層に対比される鶉層（層厚70～80m）が分布するが，同層からは下部瀬棚動物群の特徴種である*Acila nakazimai*および*Limopsis tokaiensis*と大桑動物群の代表種である*Anadara amicula*および*Umbonium akitanum*などの絶滅種を含み，前期更新世を示す。南西の向斜構造と江差地塊の境界は，江差断層と呼ばれる落差1,000m規模の東傾斜の高角逆断層である（角ほか,1970）。この断層に関連しては，その前面に位置する江差町かもめ島の館層集塊岩層中に観察される共役断層群の解析（高橋･南,1970）から，鮮新世以降の東西圧縮場が推定されたり（山岸･渡辺,1986），段丘面の変位が報告されている（大森,1975）。

**今金盆地**　Imagane Basin

本堆積盆については第Ⅵ章で詳しく説明する。

**島牧堆積盆**　Shimamaki Basin

本堆積盆は大平山・今金地塊，日陰の淵断層帯（道南グリーンタフ団体研究グループ,1984）および真駒内完晶質岩体（新第三紀）・狩場山の両ドーム構造に囲まれ，西は海域に広がった範囲で石田･秦（1989）の島牧堆積区に相当する。陸域部分では東北東-西南西25km・北北西-南南東方向10km前後の広がりがある。構成堆積物は全般的に火山性砕屑岩に富んでいるが，北部地域では下位より大平川層，折川層，本目層および床丹川層により構成され，総計の厚さは約2,000mである。本目層は厚さが700m+で，その下部の軽石凝灰岩のFT年代が4.7±0.9Maであることから（道南グリーン・タフ団体研究グループ,1984），その年代はほぼ鮮新世とみなされる。床丹川層は下位層に顕著な不整合関係で重なり，その層厚が220m+で層序関係・岩相などから瀬棚層に対比されている。さらに，狩場山火山を形成する石英安山岩質の火山岩類については0.25～0.70MaのK-Ar年代値が報告されている（Kaneoka et al.,1987）。

### B．函館－黒松内低地帯　Hakodate－Kuromatsunai Depression

西南北海道を西部（渡島半島主部）と東部（亀田半島・西南北海道北部）に分ける，鮮新世以降に形成された新しい構造帯である。地形的には，東北地方の内陸盆地列の続きで，青森平野－平館海峡－津軽海盆－函館平野－森低地帯－八雲堆積盆－黒松内低地帯－寿都海底谷と連なり，奥尻海嶺北部単元と忍路海山間の鞍部まで到達する。以上の一連の連なりは総延長450kmに達するが，津軽海盆主部から寿都海底谷までの範囲（函館－黒松内低地帯）では，長さ230km・幅10km前後である。東北地方内陸盆地列から函館平野にかけての部分は南北，森低地帯から寿都海底谷にかけての部分はほぼ北北西-南南東の方向を有している。

**津軽海盆**　Tsugaru Basin

本堆積盆は上磯地塊の南方延長部，袴腰岳複背斜構造（平館海峡西側）の海域延長部および下北半島西部地塊－亀田半島地塊に囲まれた範囲で，南北40km・東西20km前後の広が

りがある。最深部の水深は200～300mであり，1960年代後半に東京大学海洋研究所が行なった音波探査の解析結果（本座,1971）によれば，八雲層・黒松内層・瀬棚層相当層が鍋底状のかなり平坦な構造をもって存在し，そのうち瀬棚相当層の層厚は50～70mである。

**函館平野**　Hakodate Plain

下位より主に戸田川層，茂辺地川層および富川層が堆積し（三谷ほか,1965;1966），総計の厚さは2,000mを越える（雁沢,1992）。茂辺地川層の層厚は1,000m以上に達するが，同層基底の緑色凝灰岩および上部の２つの凝灰岩について，それぞれ7.8Ma，4.5Maおよび3.5MaのFT年代が報告されており（雁沢,1992），茂辺地川層の年代は後期中新世後半～鮮新世中期とみなされる。第四紀堆積盆としての函館平野の範囲はFig.Ⅲ-7に示すように富川層とその上位に重なる中期更新世～完新世堆積物の分布範囲で，地形的には丘陵・台地・低地を構成しており，顕著な低重力域として示される（Fig.Ⅲ-8）。本座（1971）の音波探査結果に従えば，函館湾とその沖合にも狭い分布があるが，上記の津軽海盆の堆積盆とは背斜構造により隔てられている。富川層は平野西部の丘陵・台地地域における地質調査結果では層厚が230m+であるが（坂上ほか,1965），平野中央部の大野町市街付近で1991年度に行なわれた温泉ボーリング（大野町泉源，ボーリング深度1,360.5m）によれば，その層厚は570mで地表下658mにその下限がある（Fig.Ⅲ-9）。同層は下位層に不整合関係で重なり，岩相的には礫岩・砂岩・砂質泥岩・泥岩より構成され，*Chlamys daishakaensis*・*Pseudamiantis tauensis*を始めとする41種の瀬棚動物群を多産し（坂上ほか,1965;1966），前期更新世とみなされる。

基礎物探「渡島半島」（北海道鉱業振興委員会編,1990）によれば，先第三系に対比される音響的基盤の上面は平野西縁および函館湾に向って沈む傾向が明らかである。さらに，上記の温泉ボーリング結果とその他の水香園泉源（函館市陣川町，深度1,000m）・七飯町泉源（深度850m）などの温泉ボーリング資料（北海道立地下資源調査所,1976;二間瀬・松波,1985）や水井戸ボーリング資料（小原ほか,1966;札幌通商産業局,1984など）を用いて平野の地下断面図を描くとFig.Ⅲ-10のようになり，富川層下限に着目すると平野西部を中軸として沈み，西急東緩の非対称な断面形態が明らかとなる。なお，Fig.Ⅲ-11には富川層下限の等深線図を示す。平野周辺および津軽海峡地域には台地が発達し，ほぼ３段（高位・中位・低位）の段丘面が認められる。本堆積盆の西側に存在する上磯地塊はN-S方向の東二股川断層により東部と西部に２分されるが（秦・垣見,1979），同断層が沿岸に到達した付近では高～中位の海成段丘面に15～40mの高度差（西側落ち）が報告されている（宮内・八木,1984）。さらに，函館平野の西部から函館湾の西方沿岸にかけての台地に沿っては，低断層崖・撓曲崖の存在から南北方向の活断層群（茂辺地断層・渡島大野断層・函館平野西縁断層）が知られているが（Fig.Ⅲ-7），このうち，渡島大野断層は５段の新旧河岸段丘を，累積的に最大56m以上垂直変位させている（活断層研究会編,1991）。なお，このような平野西縁の急傾斜構造・活断層群の海域への延長は本座（1971）の音波探

査結果でもとらえられており，少なくとも瀬棚層相当層（富川層）下限が西上がりで50mほど変位している。

**森低地帯**　Mori Depression

駒ケ岳の西部山麓は，東側に駒ケ岳本体，西側には山地～丘陵が存在し，幅5km前後の低地帯を構成しており，長尾･佐々（1933a;b）により“森低地帯”と呼ばれている。この低地帯を中軸とする堆積盆の範囲は，地質構造的に判断すると上磯地塊のを北方延長部にあたる毛無山・濁川盆地付近の複背斜構造部より東側の地域であり，重力探査結果(Fig. Ⅲ-8)によれば低重力域をなし，函館平野とは右雁行状にずれた配置を取る。東の境界については従来，駒ケ岳火山の噴出物におおわれ不明であったが，最近，北海道立地下資源調査所（松波ほか,1994）は地熱・温泉調査の一環で本低地帯の地質構造を解明し，大沼付近から駒ケ岳山頂直下にかけて南南東-北北西方向に延びる先第三系基盤岩の隆起地塊を発見している（Fig. Ⅲ-12）。堆積盆としての広がりは東西約10km・南北15km程度とみなされるが，広域的に見るならば，八雲堆積盆に含めるべきであろう。下位より鳥崎変質安山岩類，桂川層および尾白内層より構成され総計の厚さは2,000m以上である（嵯峨山,1986）。このうち，桂川層上部～尾白内層上部の年代は珪藻化石の検討（嵯峨山,1986）から，後期中新世後半～鮮新世中頃とみなされる。なお，瀬棚層に相当する前期更新統の存在は本地域では確認されていない。

基礎物探「渡島半島」（北海道鉱業振興委員会編,1990）によれば，森市街の西方付近で最も深く沈む堆積盆構造が明らかである。低地帯の西側丘陵～山地には北北西-南南東方向の断層群が知られているが，これらのうち低地帯と西側丘陵の境界をなす断層（森断層）は段丘面の断層崖の存在・段丘面の傾動から活断層と認定されている（活断層研究会,1991）。

**八雲堆積盆**　Yakumo Basin

本堆積盆は大平山・今金地塊の南東端，美利河・八雲地塊（複背斜構造）の東縁，乙部岳の北東端を経て，上磯地塊の北端に到達する弧状の線の東側で沿岸部と内浦湾の南西部を合わせた範囲を占め，南北60km・東西30km前後の広がりがある。石田･秦（1989）の寿都－八雲堆積区の中～南部，八幡（1989）の八雲堆積盆地に相当する。下位より，訓縫層，八雲層，黒松内層および瀬棚層の堆積があり，それらの総計の厚さは2,500～3,000mに達する（石田,1978;1983）。1988年に八雲町市街で行なわれた温泉ボーリング（八雲町泉源，深度1,061m）によれば深度0～35mが完新世堆積物，～312mが瀬棚層，～1,058mが訓縫層，1,058m以下で先第三系花崗岩と報告されている（松波ほか,1994）。山越海岸から野田追岳にかけて南北方向の複背斜構造が存在し，その北西側と南東側にそれぞれ複向斜構造（八雲－国縫，野田追）が存在する。ほぼ前期更新世とみなされる瀬棚層の層厚は国縫地域で300～400m，野田追付近で600mと見積もられている。八雲市街北西では八雲－国縫複向斜の西端部に段丘堆積物を変位させる南北方向の２列の撓曲崖が存在する（山岸,198

6;活断層研究会編,1991）。内浦湾南西部は低重力域をなし（Fig. Ⅲ-13），この低重力域が本堆積盆に相当するとみなされる。しかし，その構成堆積物や地質構造の実態は十分に解明されていない。

**黒松内低地帯**　Kuromatsunai Depression

黒松内低地帯を含む堆積盆は大平山・今金地塊，幌別山地のドーム構造（南東部に8Maの花崗岩体をともなう;河野･植田,1967;山岸,1984）および静狩火山岩分布域にはさまれた範囲で，石田･秦（1989）の寿都－八雲堆積区の北部または八幡（1989）の黒松内沈降帯に相当し，南北40km・東西20kmの広がりを有する（Fig. Ⅲ-14）。下位より，訓縫層，八雲層，黒松内層・ガロ川火山岩類（またはガロ川噴出物層），瀬棚層および知来川層が堆積し，総計の厚さが3,000m以上に達することが５万分の１地質図幅調査（久保ほか,1983など）や基礎試錐「黒松内」の結果（北海道鉱業振興委員会編,1990;八幡･山岸,1986）で確認されている。その他，段丘地形や扇状地も発達し，それらの関連堆積物がかなり広く分布している。これらの地層のうち，黒松内層・ガロ川火山岩類の厚さは1,500mに達するが，黒松内層下部の変質安山岩部層（椿原,1989では黒松内層と区別し，下位の二股層に含めている）について7.7±1.7Ma，ガロ川火山岩類について4.38±0.44MaのＫ－Ａr年代値が報告されている（久保ほか,1988）。さらに，珪藻化石層序の解析結果（高橋ほか,1980;椿原,1989）から，本層下部（椿原,1989の二股層）最上部では*Thalassionema schraderi*帯（Koizumi,1985;9.20～7.30Ma）または*Ruxia carifornia*帯（Akiba,1986;7.4～6.0Ma）が，同じく本層最上部で*Denticulopsis seminae* var. *fossilis*帯（Koizumi,1985;2.50～1.89Ma）が報告されている。これらのことから判断すると，それらの年代は後期中新世中葉～後期鮮新世とみなされる。瀬棚層は下位の黒松内層に不整合で重なり，層厚が200m+で，貝化石群などを全体的に豊富に産出することが知られている（鈴木,1989）。鈴木（1989）によれば、本層は岩相により２～３分されるが，いわゆる“瀬棚動物群”は下位よりⅠ化石群（20種確認，絶滅種の含有率25％），Ⅱ化石群（53種確認，同9.4％）およびⅢ化石群（107種確認，同5.6％）に区分され，絶滅種の含有率の高い下部動物群（Ⅰ・Ⅱ化石群）から現生種主体の上部動物群への変化はプロパー大桑動物群から新期大桑動物群への変化（Ogasawara,1981など）に対応する。久保ほか（1983）により瀬棚層と同時期に形成したとされる写万部火山岩類については2.59±0.11MaのＫ－Ａr年代が報告されている（久保ほか,1988）。さらに，有孔虫・石灰質超微化石の検討結果（高橋ほか,1980;椿原,1986;地徳,1983），下位層の年代を含めて総合的に判断して，本層は鮮新世末～前期更新世とみなされる。知来川層は厚さが10～15mの陸成堆積物で，本堆積盆の向斜構造部の所々に分布し（久保,1983），はさまれる軽石層のＦＴ年代が0.4±0.08Maと報告されていること（矢野,1983）などから，中期更新世の堆積物とみなされる。

長万部市街付近は水溶性ガス田・温泉地であり多数の天然ガス井・泉源が存在し，それらに関連したボーリング資料が存在する（島田,1974;北海道立地下資源調査所,1976など

）。最近のボーリング資料を含めて市街付近の東西の地下断面図を描くとFig. Ⅲ-15のようになり低地帯西縁部での沈降が顕著な構造形態が示される。さらに，地震探査結果から黒松内層下限の等深線図が作成されており（島田, 1974），この図（Fig. Ⅲ-16）からも同様な構造形態が示される。ただし，瀬棚層の最大下限深度は200数10mを越えない。黒松内地域では1980～1981年に本低地帯を西北西－東南東に切る方向での基礎物探「黒松内」（地震探査）と基礎試錐「黒松内」（深度3, 310m）が実施され，海水準下3, 500m付近までの地質構造が解明されている（北海道鉱業振興委員会編, 1990;石油技術協会, 1993）。これらの結果によれば八雲層・黒松内層・瀬棚層の総計の厚さは最大3, 300mに達する。これらの結果と既存地質調査報告をもとに黒松内層以上を対象とした断面図（東西方向）を描くとFig. Ⅲ-17のようになり，黒松内（朱太）背斜とその西翼を切る黒松内（歌才）断層により堆積盆が分化するのが認められる。なお，黒松内断層は基礎物探・基礎試錐結果では東傾斜の逆断層と判断されている。このように，本堆積盆は地質構造的には，全体が複向斜構造を取っているが，南方から写万部山火山，黒松内市街付近を中心に存在する黒松内・豊幌背斜および寿都湾西岸の月越山脈を中心とするドーム状構造が存在し，沈降部がいくつかに分化している。それらのうち，長万部川・知来川沿いの沈降部から朱太川下流・黒松内川下流に沿いの沈降部への一連の連なりが狭義の黒松内低地帯とみなされ，活断層・傾動した段丘面などが数多く存在し，全体が顕著な活構造帯となっている（活断層研究会編, 1991；山岸･木村, 1981;山岸, 1984）。特に，長万部市街西方の長万部・中の沢断層，長万部町北部の蕨岱断層・知来川右岸断層および黒松内市街北方の白炭東断層・白炭西断層が明瞭である。本堆積盆と大平山・今金地塊とは北北西-南南東方向の大きな断層で接する。この断層に沿う部分（八雲層分布域）は鮮新世に入ってから動きが活発化した構造帯（日陰の淵断層帯）であり（道南グリーン・タフ団体研究グループ, 1984），黒松内低地帯の発生とも密接な関連がある。

本低地帯は地形的に見て寿都湾に延長するとみなされるが，次の寿都海底谷へ直接は連続しない。地質構造的には寿都海底谷の東側にある褶曲帯中の断層により地溝状に落ち込んだ部分（玉木ほか, 1979;Tamaki, 1988;Fig. Ⅲ-2のＪＳ４断面の右端部分）に連続する。

**寿都海底谷**　Suttsu Canyon

海上保安庁水路部や地質調査所の海底地形・地質調査によりその実態の解明進められている。地形的には大平山（先第三系基盤岩よりなる）の東側を流れる大平川の延長部とみなされ，延長50kmで後志舟状海盆の北東縁の深度2, 700mに達する。地質構造的には，黒松内低地帯の項で述べた日陰の淵断層帯の続きとみなされるが，さらに北方では後志海山，奥尻海嶺北端部の北北西-南南東方向の構造線に続いている（倉本, 1989;活断層研究会編, 1991）。

**Ｃ．亀田半島－西南北海道北部－樺戸山地西部**　Kameta Peninsula－Northern part of

the southwestern Hokkaido－Western part of the Kabato Mountains

本構造帯は東北地方の奥羽脊梁山脈の延長部とみなされ，同様に中期更新世～現在の火山・地熱活動が活発な地帯であり，北海道西部のいわゆる“グリーン・タフ地域”の東縁は本構造帯の東縁にほぼ一致する。奥羽脊梁山脈－亀田半島の東西幅が30～40kmであるのに対して，西南北海道北部では100kmに達している。重力分布（Fig.Ⅶ-1）および地質構造図（Fig.Ⅲ-5）から，基盤岩（先新第三系）の２方向の構造的高まりが認められる。１つは下北半島西部地塊－亀田半島地塊から室蘭－北湯沢－定山渓に至る北北東-南南西方向の基盤岩の高まりで，もう１つは定山渓から倶知安北部，国富・茅沼を通り神恵内付近に至る北西-南東方向のそれである。前者の構造的高まりのうち，亀田半島地塊は戸井層と呼ばれる砂岩・泥岩互層より構成され，後期三畳紀のコノドント化石が報告されている（川村ほか, 1986）。室蘭地域では大曲沢層（時代未詳の先第三系）と北湯沢地域のものに類似した花崗閃緑岩の小分布が知られている。北湯沢地域では“三階滝花崗岩”と呼ばれる花崗閃緑岩体の分布があるが，その全岩Ｋ－Ａr年代は26.5±1.3Maで古第三紀末である（八幡･西戸, 1989）。定山渓地域では薄別温泉付近・中山峠南西部で泥岩・砂岩からなる薄別層（時代未詳先第三系）の小分布がある。倶知安北部地域では寒別変成岩類（泥質ホルンフェルス・千枚岩・緑色岩で構成され時代未詳先第三系）が知られている。国富地域では金属鉱物探査・地熱開発のボーリング探査結果などを活用して地質構造解析が行なわれ，北西-南東方向の先新第三系の構造的高まりの存在が明らかにされている（八幡, 1989）。茅沼地域では茅沼層下部として，アルカリ質溶岩・火砕岩の存在が知られているが，流紋岩質溶結凝灰岩のＦＴ年代値として，21.8Ma（雁澤, 1982;1983），25.6Ma・33.4Ma（金属鉱業事業団, 1985）があり，古第三紀後半～前期中新世である。その他，白亜紀末の花こう閃緑岩および未詳先第三系堆積岩類のリャムナイ層の分布がある。神恵内地域では同じく，白亜紀末の花こう閃緑岩と未詳先第三系堆積岩類の珊内層の分布がある。

樺戸山地は東部と西部に分けられるが，同西部は時代未詳の先第三系別狩岳層（顕著なスレートへき開を示す粘板岩・砂岩からなる）を中心に火山砕屑岩・火山岩類に富む新第三系が分布し，北部には鮮新世～第四紀初の暑寒別火山群が存在する。新生代後半の火山活動が活発な点などから判断して，本山地西部は亀田半島－西南北海道北部の延長部とみなすことができる。

室蘭－定山渓および定山渓－神恵内の２方向の構造的高まりと，函館－黒松内低地帯に囲まれて岩内・伊達堆積盆地が存在し，これは内浦湾北東部と岩内沖にもその範囲を広げている。定山渓－神恵内の構造的高まり・余市海脚（南北方向）と樺戸山地西部にはさまれて，石狩低地帯北部・石狩湾を中心とする堆積盆が存在する。その他，これら２つの構造的高まりの中およびそれらの周辺部の洞爺，北湯沢および赤井川・定山渓付近には，中新世末以降に形成された火山性陥没構造またはカルデラ構造などが存在する。

**岩内・伊達堆積盆**　Iwanai・Date Basin

本堆積盆は室蘭付近から岩内沖へ北西-南東方向に延びており，その延長は120kmに達し，北東-南西方向の幅は最大50kmである。中新世末以降においては，昆布岳－静狩付近およびニセコ－雷電山火山地域が火山活動の活発な隆起域に転化したため，大きく３つの沈降域（伊達・室蘭，蘭越，岩内）に分化した。ただし，全体としては，ニセコ火山群・羊蹄山・洞爺カルデラなどを内部または周辺に抱え込み，新旧の火山岩類・火山性砕屑岩類・火山噴出物により埋積された構造盆地ととらえることができる。

伊達・室蘭沈降域：和田ほか（1988）および八幡（1989）の伊達－室蘭沈降帯に相当し，北東-南西方向の細長い広がりがあり，下位より幌別層，滝ノ川層，鹿ノ沢層，室蘭層および新期安山岩類などが累重している（和田ほか, 1988）。温泉ボーリングなどの結果も含めて総合的にとらえると，中心部（伊達付近）でのこれらの地層の総計の厚さは2,000m以上に達するが，そのうち鮮新統室蘭層の厚さは800mに達する（和田ほか, 1988;八幡, 1989）。蘭越沈降域は本堆積盆の中で最大の河川である尻別川の下流域に相当し，下位よりチョポシナイ川層、磯谷層および尻別川層が累重し、総計の厚さは1,500m近くになる（山岸ほか, 1976;山岸, 1984）。このうち、尻別川層は前期更新統瀬棚層に相当するが，層厚は尻別川河口付近で500m±である。幌別岳ドーム構造の東側に沿って南北～北北西-南南東方向の複向斜構造が形成されており，尻別川層が広く分布する。この複向斜構造部の西縁には，尻別川層が東北東へ50～75°の急傾斜するゾーンが知られ，ここには活断層の疑いのある尻別川断層が存在する（活断層研究会編, 1991）。

岩内沈降域：八幡（1989）の岩内堆積盆地に相当し，積丹半島に添うように北西－南東方向に延びている。下位の下部中新統茅沼累層に不整合で，中～上部中新統泊累層（上部は火山砕屑岩が主体，層厚1,400m+）が重なるが，中心部での鮮新～下部更新統の実態は不明である（山岸, 1980;1986）。なお，第四紀の羊蹄山－ニセコ－雷電山火山列はほぼ東西方向に配列しており，この付近の最近の応力場がほぼ東西圧縮にある証拠の一つとされている（山岸･渡辺, 1986）。

**石狩低地帯北部・石狩湾堆積盆**　Northern part of the Ishikari Depression and Ishikari-wan Basin

南北95km・東西最大60kmの広がりがあり，石狩湾の大陸棚部分とその周辺の陸域よりなる。北限については，樺戸山地西部－雄冬岬北西の水深182mの円形堆－小樽堆を結ぶ北西-南東方向のゾーンが新生代後期において火山活動の活発な地帯であった隆起域とみなされることから（秦ほか, 1974;海上保安庁, 1992），このゾーンに設定する。石狩低地帯北部地域にあたる東縁の陸域部分については石狩低地帯の項で別に述べる。積丹半島基部の北東側にあたる小樽・余市地域では火山砕屑岩類を主体にした中～上部中新統より主に構成されている（長谷川ほか, 1986）。石狩湾地域は堆積盆の中心を占めることから，泥岩などを主体にした非火山性堆積物より構成されていると予想されるが，堆積物の実態はよく分かっていない。ただし，大陸棚海の基本図第6323号「石狩湾」（海上保安庁, 1972）

および基礎物探「北海道西北部海域」構造図（北海道鉱業振興委員会編, 1990）によれば，石狩湾の北部で北西-南東方向の音響的基盤の高まり，西南部で南北方向のそれ（余市海脚）が存在しており，これらの場所では樺戸山地西部や積丹半島との地質的関連性が強いと思われる。さらに，石狩湾内について，海底面下100～200m以浅の部分を音波探査により解析した結果によれば，石狩湾沿岸部の地下地質解析結果と類似した地質状況が示されているが，特に最終氷期に形成された幅1～1.5km・延長　kmの大きな埋積谷の存在が注目される（海上保安庁, 1980）。

**火山性陥没盆地・カルデラ構造**　Volcanic collapse basins and calderas

洞爺カルデラ，北湯沢堆積盆地および赤井川・定山渓陥没構造が存在するが，いずれも積丹半島と同じ北西-南東方向とそれにほぼ直交する構造方向に規制されている。

洞爺カルデラ：直径約10kmのほぼ円形の凹地で，更新世後期に流紋岩質マグマの大規模な噴火が起こり生じたものである。南縁部には有珠火山が存在するが，北西-南東方向に配列する溶岩円頂丘群が注目される。

北湯沢堆積盆地：北北東-南南西方向に延びた長径18km・短径5km前後の火山性陥没盆地であり，前期鮮新世の北湯沢層が700m前後の層厚で堆積している（八幡ほか, 1989）。同盆地は後期鮮新世～中期更新世初頭において，堆積域を周辺に拡大し長流川構造盆地へ移行し，レルコマベツ層・安山岩類・溶結凝灰岩・徳舜別粘土層などが堆積した。

赤井川・定山渓陥没構造：定山渓温泉付近から赤井川付近にかけて，北西-南東方向20kmあまり，北東-南西方向約15kmの低重力域として示され（Fig. Ⅲ-18），八幡（1989）の赤井川－定山渓堆積盆地に相当する。長谷川ほか（1986）および八幡（1989）によれば，同堆積盆地はその南西側には先第三系の構造的高まりが存在し，前期中新世末～中期中新世にかけての大規模な火砕流堆積物によりおおわれることから，活発な火山活動をともなう断裂帯または陥没性堆積盆地と考えられる。同堆積盆地とその周辺では，後期中新世～第四紀においても火山活動が活発で，貫入岩・溶岩などが大量に存在している。なお，赤井川付近では，余市川とその支流が左巻き状に谷地形を刻み，中心部の凹地と外輪山により特徴づけられる第四紀のカルデラ構造（赤井川カルデラ）が存在する。

**D．東縁沈降域列**　Eastern marginal depression zone

本沈降域列はいわゆる“グリーンタフ・非グリーンタフ地域”の境界部にあたる。南方から，田名部低地帯（下北半島），恵山沖堆積盆，白老沖堆積盆，札幌低地帯（千歳・恵庭沈降域，札幌東部・当別沈降域および当別向斜部）などの沈降域が連なる。これらの沈降域の大部分は海域および低地帯中に存在し，地形的には明瞭ではない。地質構造的には石油・天然ガス資源関連などの物理探査（重力・地震など）およびボーリング調査により実態が明らかになってきたものであり，堆積盆としてはより大きな堆積盆の一画を占める。

**田名部低地帯**　Tanabu Depression

本堆積盆は地形的には下北半島基部の低地帯をなしているが，地質構造的には下北半島西部－夏泊半島の先第三系を含む隆起部と下北半島東部の尻屋岬小川原湖北端を結ぶ先第三系地塊・新第三系複背斜部との間の堆積盆であり，陸奥湾東部の大湊湾－野辺地湾とその沿岸部を占め，東西15km・南北60kmの広がりがある。山口寿（1970）に従うと，本堆積盆は下位より泊層（猿ガ森層），蒲野沢層，浜田層，田名部層および段丘堆積物などで構成され，総計の厚さは1,500m+になる。これらのうち，浜田層は層厚が350m弱で鮮新世とされているが，いわゆる“大桑－万願寺ファーナ”型の貝化石を多産することから西南北海道の瀬棚層との対比も可能であり，時代が前期更新統に延びる可能性も秘めている。田名部層は層厚50m＋であり，低地帯東縁では下位層に不整合関係で重なる頻海成の堆積物である。

**恵山沖堆積盆**　Offshore Esan Basin

下北半島西部地塊－亀田半島地塊－室蘭付近の基盤岩の高まりの連なりと尻屋岬地塊・尻屋海脚にはさまれる範囲で，南北100km以上・東西30km前後の広がりがある。本座ほか（1971）および海上保安庁（1981）によれば第四紀堆積物の厚さは100～200mである。

**白老沖堆積盆**　Offshore Shiraoi Basin

室蘭付近の基盤岩の高まりと苫小牧・苫小牧沖隆起帯（北海道鉱業振興委員会編，1990の“隈根尻上昇帯”）にはさまれる範囲で，白老から苫小牧の陸域部分を含む。　その東西方向の断面形態は地震探査およびボーリング調査結果にもとづいて詳しく解析されている（正谷,1979および北海道鉱業振興委員会編，1990）。その解析結果によれば，本沈降域を構成する前期中新世～現在までの堆積物の総計の厚さは4,000m以上に達する。そのうち，鮮新世以降の堆積物の厚さは1,000mである。なお，白老付近から，東に向っての地下地質構造は北海道開発庁（1985）が解明している。

**石狩低地帯**　　Ishikari Depression

第Ⅶ章で詳しく述べる。

［第Ⅲ章関連文献］

秋葉 力(1958)：北海道西南部における鉱床区. 新生代の研究, 27, 22-30.

Akiba, F(1986)：Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. *Initial Rept. DSDP, 87*, Washington(U. S. Govt. Printing Office), 393-481.

天野一男(1982)：東北日本の新第三系層位学の諸問題. 構造地質, 27, 3-18.

地質調査所(1994)：白嶺丸による北海道南西沖地震に関する緊急調査. 地震予知連絡会会報, 51, 86-91.

地徳 力(1983):北海道南西部，瀬棚層産石灰質超微化石について（その１），地球科学, 37, 90-97.

道南グリーン･タフ団体研究グループ(1984):西南北海道･島牧地域の新第三系－グリーン･タフ変動と島弧変動との関連性についての検討－. 地球科学, 38, 380-396.

藤井敬三(1974):グリーンタフ地域における構造運動と鉱物資源との関係について. 鉱山地質, 24, 223-235.

二間瀬 洌･松波武雄(1985):北海道の地熱・温泉－1985年・Ｉ版－（Ａ）西南北海道中南部（1975年～1983年），（Ｂ）西南北海道北部（1976年～1983年）. 地下資源調査所調査研究報告, 15, 98p.

雁澤好博(1982):フィッション・トラック法によるグリーン変動の年代区分－その２－富山県太美山地域－. 地質学雑誌, 89, 271-286.

――――(1992):西南北海道渡島半島の新第三系層序と古地理. 地質学論集, 37, 11-23.

長谷川 潔･八幡正弘(1986):北村信編「新生代東北日本弧地質資料集」第１巻，島弧横断ルートNo. ２（倶知安－小樽）. 6p., 宝文堂.

秦 光男･垣見俊弘(1979):5万分の1地質図幅「木古内」および同説明書. 56p., 地質調査所.

――――･――――･佐藤博之･松井寛･松田武雄･須田芳朗･北島真理子(1974):20万分の1地質図「留萌」. 地質調査所.

羽鳥徳太郎(1972):1971年9月6日サハリン南西沖の津波. 地震, 25, 218-224.

北海道開発庁(1985):北海道開発計画調査－熱エネルギー総合利用調査資料「苫小牧地区」. 38p., 北海道開発局官房開発調査課.

北海道鉱業振興委員会編(1990):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和52，年～63年）－. 157p.

北海道立地下資源調査所(1976):北海道の地熱･温泉（Ａ）西南北海道中南部. 地下資源調査所調査研究報告, 3, 158p.

本座栄一･加賀美英雄･奈須紀幸(1971):津軽海峡の地質. 海洋地質, 7, 1-12.

――――･佐々保雄(1969):石狩湾におけるContinental Terraceの地質構造. 海洋地質, 5, 18-27.

Honza, E. ed. (1978): Geological Investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido, GH77-3 Cruise June-July 1977, Cruise Report, 11, 72p., Geol. Surv. Japan.

――――(1979):Geological Investigation of the Japan Sea, GH 78-2 Cruise April-June 1978, *Cruise Report*, 13, 99p., Geol. Surv. Japan.

保柳康一･石井次郎･前田寿嗣･根本直樹･嵯峨山 積(1989):石狩海盆中央部における堆積速度と堆積環境（予報）－1988年望星丸Ⅱ世のピストンコアによる推定－. 北海道東海大学紀要理工学系, 2, 97-105.

石田正夫(1978):5万分の1地質図幅「八雲」および同説明書. 39p., 地質調査所.

————(1983):5分万の1地質図幅「国縫」および同説明書. 42p., 地質調査所.

————·秦 光男(1989):西南北海道渡島半島第三系の地質構造発達史. 地質学論集, 32, 29-56.

————·垣見俊弘·平山次郎·秦 光男(1975):5万分の1地質図幅「館」および同説明書. 52p., 地質調査所.

石井次郎·守屋 洋·岡村 聡·国分公貴·山谷 潤(1990):北海道積丹半島沖二子海丘西峰から採取された火山岩円礫（予報）. 北海道東海大学紀要理工学系, 3, 13-20.

————·岡田昭明·野村一郎(1973):北海道北西部海域の底質について－第１報　武蔵堆の礫について－. 地質学雑誌, 79, 325-340.

海上保安庁(1981):5万分の1沿岸の海の基本図「恵山沖」および同説明書. 33p.

————(1972):20万分の１大陸棚海の基本図第6323号「石狩湾」

————(1992):5万分の1沿岸の海の基本図「小樽」および同説明書. 31p.

Kaneoka, I., Yamagishi, H. and Yahata, M. (1987):K-Ar ages of the Neogene submarine volcanic rocks and overlying Quaternary subaerial lavas from the Mt. Karibayama area, Southwest Hokkaido. *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2*, 32, 329-333.

活断層研究会編(1991):新編，日本の活断層（分布図と資料）. 437p., 東京大学出版会.

川上喜代四(1970):日本海東部海底の地形学的および地球物理学的研究. 水路部研究報告, 5, 1-46.

川村信人·田近 淳·川村寿郎·加藤幸弘(1986):西南北海道の中・古生層の地質構成と産状. 地団研専報, 31, 17-32.

金属鉱業事業団(1985):昭和59年度広域調査報告書「積丹地域」. 156p., 通商産業省資源エネルギー庁.

北村 信(1959):東北地方における第三紀造山運動について－奥羽脊梁山脈を中心として－. 東北大学地質古生物邦報, 49, 1-98.

Koizumi, I(1985):Diatom biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 91, 195-211.

河野義礼·植田良央(1967):本邦産火成岩のＫ－Ａr dating（VI）－花崗岩類の総括－. 岩石鉱物鉱床学会誌, 57, 177-187.

久保和也·石田正夫·成田英吉(1983):5万分の1地質図幅「長万部」および同説明書. 70p., 地質調査所.

————·柴田賢·石田正夫(1988):西南北海道，長万部地域の新第三紀火山岩類のＫ－Ａr年代. 地質学雑誌, 94, 789-792.

倉本真一(1989):背弧オフィオライトの形成モデル－奥尻海嶺（日本海）の例－. 地学雑誌, 98, 267-277.

正谷 清(1979):北海道海域の堆積盆の分布と性格. 石油技術協会誌, 44, 254-259.

———·大倉 保（1980）：北海道渡島半島の新第三系生層序－とくに“*Operculina*－*Miogypsina*帯”と浮遊性有孔虫群との関係. 石油資源開発技研所報, 23, 32-52.

松井 愈(1955):西南北海道の新第三紀層の層序と構造. 地質学雑誌, 61, 333.

松波武雄·秋田藤夫·若浜 洋·岡崎紀俊(1994):平成５年度資源エネルギー開発利用調査報告書（渡島中部地域）. 90p., 北海道立地下資源調査所.

三谷勝利·小山内 熙·松下勝秀·鈴木 守(1965):5万分の1地質図幅「函館」および同説明書. 32p., 北海道立地下資源調査所.

———·鈴木 守·松下勝秀·国府谷盛明(1966):5万分の1地質図幅「大沼公園」および同説明書. 46p., 北海道立地下資源調査所.

宮内崇裕·八木浩司(1984):松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動. 地学雑誌, 93, 285-300.

茂木昭夫(1977):日本近海海底地形誌－海底俯瞰図集, 90p., 東京大学出版会.

長尾 巧·佐々保雄(1933a):北海道西南部の新生代層と最近の地史（１）. 地質学雑誌, 40, 555-577.

———(1933b):北海道西南部の新生代層と最近の地史（２）. 地質学雑誌, 40, 750-775.

———(1934):北海道西南部の新生代層と最近の地史（３）. 地質学雑誌, 41, 47-60.

日本の地質「北海道地方」編集委員会編(1990):日本の地質１北海道地方. 337p., 共立出版.

小原常弘·佐藤 巖·松下勝秀·早川福利·横山英二·山口久之助·二間瀬 洌·国府谷盛明(1966):10万分の１北海道水理図幅No. 15「函館」および同説明書. 41p., 北海道立地下資源調査所.

Ogasawara, K(1981):Paleogeographic significance of the Omma-Manganzian fauna of the Japan Sea borderland. *Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull.*, 49, 1-17.

小川健三(1978):地熱開発基礎重力探査報告「大成・熊石」. 地熱開発基礎調査報告書No. 2(大成·熊石その１昭和51年度). 79-91. 通商産業省資源エネルギー庁·工業技術院地質調査所.

岡村 聡·保柳康一·坂本 泉·石井次郎·前田仁一郎·宮下純夫·嵯峨山 積·周藤賢治·土屋信高·渡辺 寧·山崎哲良·石垣達也·田村真一(1988):北海道積丹半島沖二子海丘から採取された火山岩片と円礫. 東海大学札幌教養部彙報, 8, 133-143.

———·石井次郎·渡辺 寧(1989):日本海北東縁，二子海丘から採取された火山岩片とK－Ar年代. 岩鉱学会誌, 83, 32-35.

岡村行信(1993):白嶺丸による北海道南西沖地震震源域の海底地質調査. 地質ニュース, 471, 13-18.

岡 孝雄(1986):北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団

研専報, 31, 295-320.

奥田義久・盛谷智之・細野武男 (1987) : 20万分の1西津軽海盆海底地質図および同説明書, 25p., 海洋地質図30, 地質調査所.

大森博雄 (1975) : 北海道渡島半島江差付近の海岸段丘. 第四紀研究, 14, 63-76.

坂上澄夫・高野 尚・佐々木昭雄・西陰敏夫・市戸靖二・尾関俊介・篠原 弘・田中隆一・下川部英明・高橋靖志・高下慶雄・林 俊彦 (1965) : 北海道渡島半島上磯付近の富川層について. 北海道学芸大学紀要 (第Ⅱ部B), 16, 128-133.

————・————・————・————・————・————・————・————・————・————・————・————・————・————(1966) : 北海道渡島半島上磯付近の富川層の化石について, Ⅰ. 軟体動物その他. 北海道教育大紀要 (第二部B), 17, 78-91.

嵯峨山 積 (1986) : 5万分の1地質図幅「駒ケ岳」および同説明書. 45p., 北海道立地下資源調査所.

札幌通商産業局 (1984) : 函館地域, 地下水利用適正化調査報告書. 333p.

石油技術協会編 (1993) : 最近の我が国の石油開発 (石油技術協会創立60周年記念). 442p.

島田忠夫 (1974) : 長万部ガス田のその後の経過について. 地質調査所北海道支所調査研究会講演要旨録, 25, 13-22.

佐々保雄 (1969a) : 津軽海峡 (西口) の海底地質Ⅰ－青函トンネル計画のために－. 科学, 39, 70-78.

————(1969b) : 津軽海峡 (西口) の海底地質Ⅱ－青函トンネル計画のために－. 科学, 39, 376-384.

————(1972) : 津軽海峡 (西口) の海底地質Ⅲ－青函トンネル計画のために－. 科学, 42, 40-50.

佐藤任弘・桜井 操・田口 広・永野眞男・内田摩利夫・大森哲雄 (1973) : 北海道西方大陸縁辺地域の海底地質. 水路部研究報告, 8, 1-49.

新エネルギー総合開発機構 [NEDO] (1988) : 地熱開発促進調査報告書No. 13「南茅部地域」 p.

角 靖夫・垣見俊弘・水野篤行 (1970) : 5万分の1地質図幅「江差」および同説明書. 53p., 北海道開発庁.

鈴木明彦 (1989) : 西南北海道黒松内地域の瀬棚層の貝類化石群. 地球科学, 43, 277-289.

————・能條 歩 (1991) : 渡島半島南部日本海側鶉層から産出したAnadara amiculaを伴う前期更新世貝類群集. 地質学雑誌, 97, 553-556.

高橋功二・南 孝雄 (1970) : 江差町かもめ島の小断層について. 地下資源調査所報告, 41, 61-75.

高橋 清・一ノ関鉄郎・大倉 保・秋葉文雄・村田勇治郎・古田俊夫 (1980) : 北海道渡島半島新第三系微化石層序－主に, 有孔虫・珪藻・放散虫・各化石の産出状態と, それらの生層序学的関係について－. 石油資源技研所報, 23, 142-167.

玉木賢策(1984):日本海東縁部の活構造とテクトニクス. 地球, 6, 38-48.

Tamaki, K. (1988): Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implicatins. Bull. Geol. Surv. Japan, 39, 269-365.

————・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏(1981):100万分の1日本海中部海域広域海底地質図. 海洋地質図15, 地質調査所.

————・湯浅真人・西村清和・本座栄一(1979):100万分の1北海道周辺日本海およびオホーツク海域広域海底地質図. 海洋地質図14, 地質調査所.

天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会編(1986):日本における最近の石油探鉱. 279p.

椿原慎一・長谷川四郎・丸山俊明(1989):西南北海道黒松内地域の上部新生界－とくに黒松内層の層序と微化石年代について－. 地質学雑誌, 95, 423-438.

Tsuchiya, N., Ishii, J., Yamazaki, T., Shuto, K. (1989):A newly discoverd Quaternary volcano from northeast Japan Sea:K-Ar age of Andesite dredged from the Shiribeshi Seamount. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 84, 391-397.

通商産業省資源エネルギー庁・工業技術院地質調査所(1978):地熱開発基礎調査報告書No. 2,「大成・熊石」, そのⅠ（昭和51年度）,91p.

和田信彦・八幡正弘・大島弘光・横山英二・鈴木豊重(1988):西胆振地域の地質と地熱資源. 地下資源調査所調査研究報告, 19, 93p.

渡辺 寧(1986):鉱脈の方向から推定された広域応力場. 鉱山地質. 36, 209-218.

山岸宏光(1984):5万分の1地質図幅「歌棄」および同説明書. 43p., 北海道立地下資源調査所.

————(1986):5万分の1地質図幅「島古丹」および同説明書. 24p., 北海道立地下資源調査所.

————・木村 学(1981):黒松内低地帯の活断層露頭. 地球科学, 35, 94-97.

————・渡辺 寧(1986):西南北海道における新生代後期の応力場の変遷－地質断層, 岩脈, 鉱脈および活断層の検討－. 地団研専報, 31, 321-331.

山口昇一(1978):5万分の1地質図幅「知内」および同説明書. 55p., 地質調査所.

山口寿之(1970):下北半島北東部の新第三系－泊・蒲野沢・“砂子又”層の層位関係について－. 地質学雑誌, 76, 185-197.

山崎哲良・土屋信高・周藤賢治・宮下純夫・石井次郎・前田仁一郎・嵯峨山 積・岡村 聡・保柳康一・渡辺 寧・田村真一・坂本 泉・石垣達也(1988):北海道積丹半島後志海山から採取された火山岩類. 東海大学札幌教養部彙報, 8, 117-131.

矢野牧夫(1983):黒松内低地帯南部の中・上部更新統と古環境. 日本地質学会北海道支部・日本応用地質学会北海道支部シンポジウム講演要旨集. 27-29.

八島邦夫・今井建三・西沢邦和(1982):100万分の1海底地形図「北海道」・「東北日本」海底地形. 水路部研究報告, 17, 93-162.

八幡正弘(1989):西南北海道北部の新生界とその特徴. 地質学論集, 32, 7-28.

————・五十嵐八枝子・P. Gautam・和田信彦・(1989):西南北海道洞爺湖東方の鮮新－更新統－堆積相・花粉層序・古地磁気層序－. 地球科学, 43, 261-276.

————・西戸裕嗣(1989):西南北海道東部・西胆振地域のＫ－Ａｒ年代について. 地質学雑誌, 95, 381-390.

————・山岸宏光(1986):新生代東北本州弧地質資料集（北村信編），第１巻－その４（瀬棚－黒松内）－, 17p.

Yuasa, M, Tanaka, K., Nishimura, K. and Honza, E. (1978):Welded tuff dreged from Musashi Bank, northern Japan Sea and its K-Ar age. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 84, 375-377.

## [第Ⅲ章図表説明]

Fig. Ⅲ-1 Submarine morphlogy and structure in the eastern margin of the Japan near Hokkaido.
a:Tectonical and topographical heights b:Quaternary volcano c:Basin and trough d:Fault e:Thrust f:Tectonic line g:Epicenters of large earthquakes of recent sixty years h:Profile line i:Bathymetric line of 200 meters j:Bathymetric point

Fig. Ⅲ-2 Geological sections of the Japan Sea near Hokkaido (after Tamaki, 1988) lines of sections are shown in Fig. Ⅲ-1.

Fig. Ⅲ-3 Schema showing the ophiolite emplacement in nascent back-arc closing (after Kuramoto, 1989).
Both subduction and obduction types are relating to the back-thrusting and making ophiolite blocks. Both types will go to a same convergent style. Then the back-arc basin may close. Hatched parts are ophiolite blockes.

Fig. Ⅲ-4 Latest Cenozoic Morphological and tectonic zoning of the Southwestern Hokkaido.
Correlating the zoning of the Southwestern Hokkaido with that of Northern Honshu (Tohoku District).
a:Middle Pleistocene to recent volcanoes b:Late Pleistocene to Recent calderas

Fig. Ⅲ-5 Uplifted blockes of Pre-Neogene and Latest Cenozoic basins of the main part of Southwestern Hokkaido.
a:Pre-Tertiary sediments rocks b:Pre-Neogene Granitic rocks c:Pre-Middle Miocene d: Sedimentary areas of Early Pleistocene Setana Formation e:Middle Pleistocene to Recent volcanoe and caldera
f:Main fault g:Folding axis

Fig. Ⅲ-6 Acoustic reflection of an east-west section of the western part of Tsugaru Strait (after Honza et al.,1971).

Fig. Ⅲ-7 Tectonic map of the Hakodate Plain.
a:Pre-Tertiary b:Sedimentary area of the Tomikawa Formation c:Area of lowland d:Fault e:Active fault f:Dip and strike of stratum g:
h:Hot water well i:Water well j:Line of profile

Fig. Ⅲ-8 Gravity map of the Hakodate Plain, the Kameta Peninsula and those vicinity(after NEDO,1988).

Fig. Ⅲ-9 Drilling column of the hotwater well of Ohno Town in the Hakodate Plain.

Fig. Ⅲ-10 Geological cross section across the Hakodate Plain.

Fig. Ⅲ-11 Contour map of the base of the Tomikawa Formation.

Fig. Ⅲ-12 Geological cross section across the southern foot of Mt.Komagatake (after Matsunami et al.,1994).

Fig. Ⅲ-13 Bouguer anomaly map of the northern part of Oshima Peninsula and the western area of Uchiura Bay (adapted from Maritime Safety Agency,1975 and Ogawa,1978).
a:Synclinal axis b:Anticlinal axis c:Semi-dome d:Semi-basin

Fig. Ⅲ-14 Tectonic map of the Kuromatsunai Depression

Fig. Ⅲ-15 Geological cross section from Oshamanbe town to its western hills.

Fig. Ⅲ-16 Contour map of the base of the Kuromatsunai Formation in Oshamanbe town and its vicinity.

Fig. Ⅲ-17 Geological cross section across the Kuromatsunai Depression.

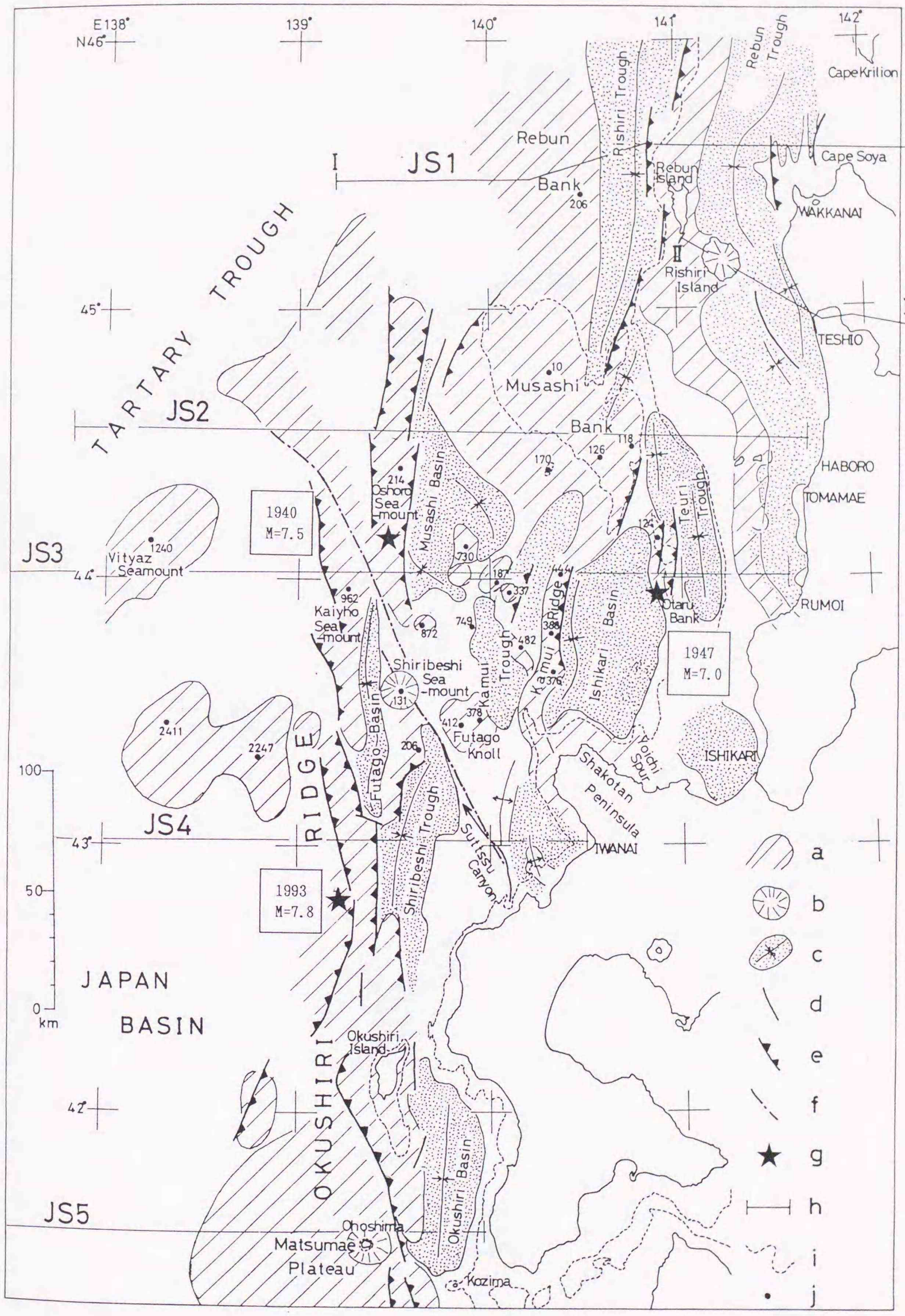



Fig. Ⅲ-1 Submarine morphlogy and structure in the eastern margin of the Japan sea near Hokkaido.

a:Tectonical and topographical heights b:Quaternary volcano c:Basin and trough d:Fault e:Thrust f:Tectonic line g:Epicenters of large earthquakes of recent sixty years h:Profile line i:Bathymetric line of 200 meters j:Bathymetric point

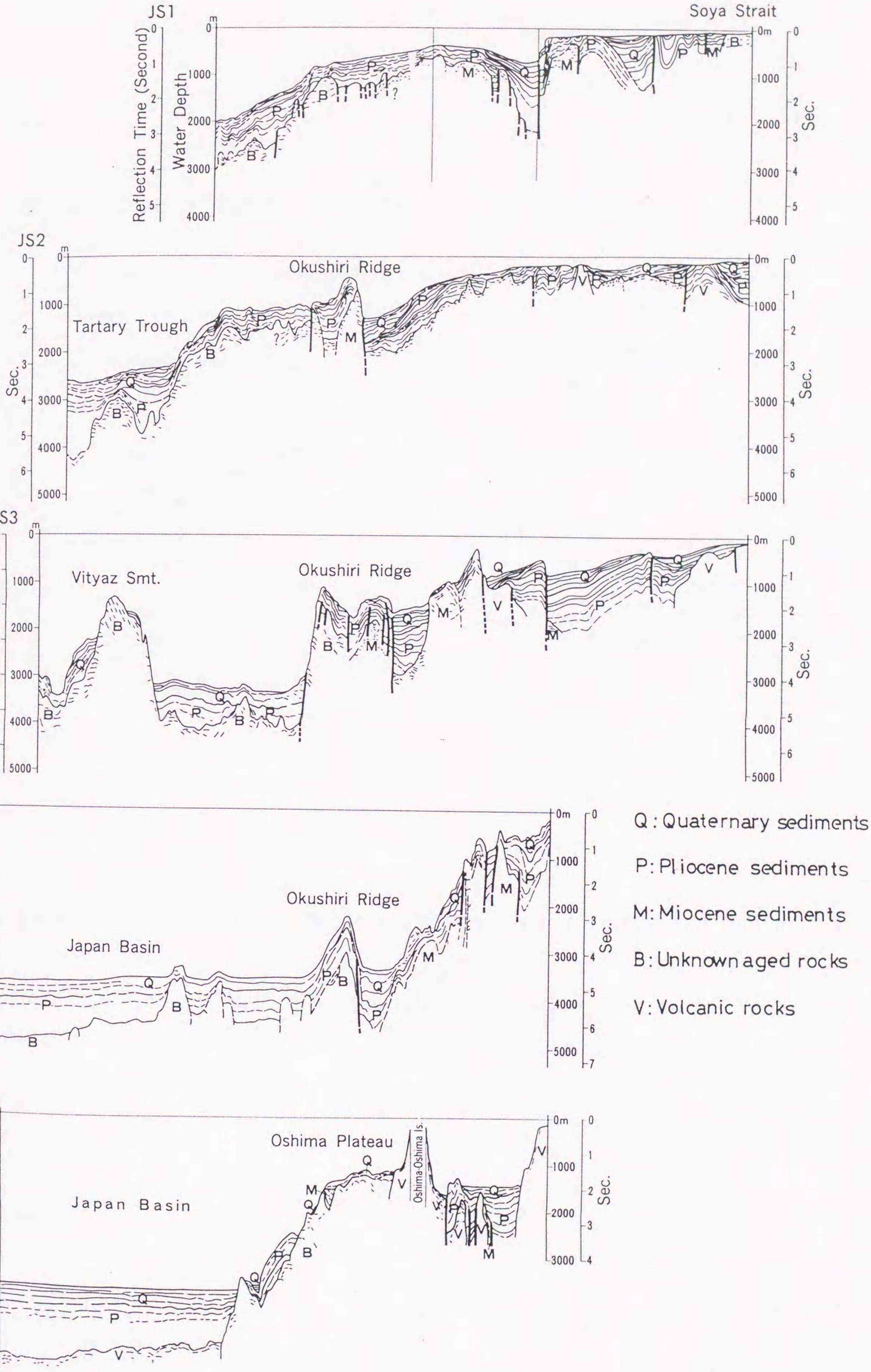



Fig. Ⅲ-2 Geological sections of the Japan Sea near Hokkaido(after Tamaki, 1988)
lines of sections are shown in Fig. Ⅲ-1.

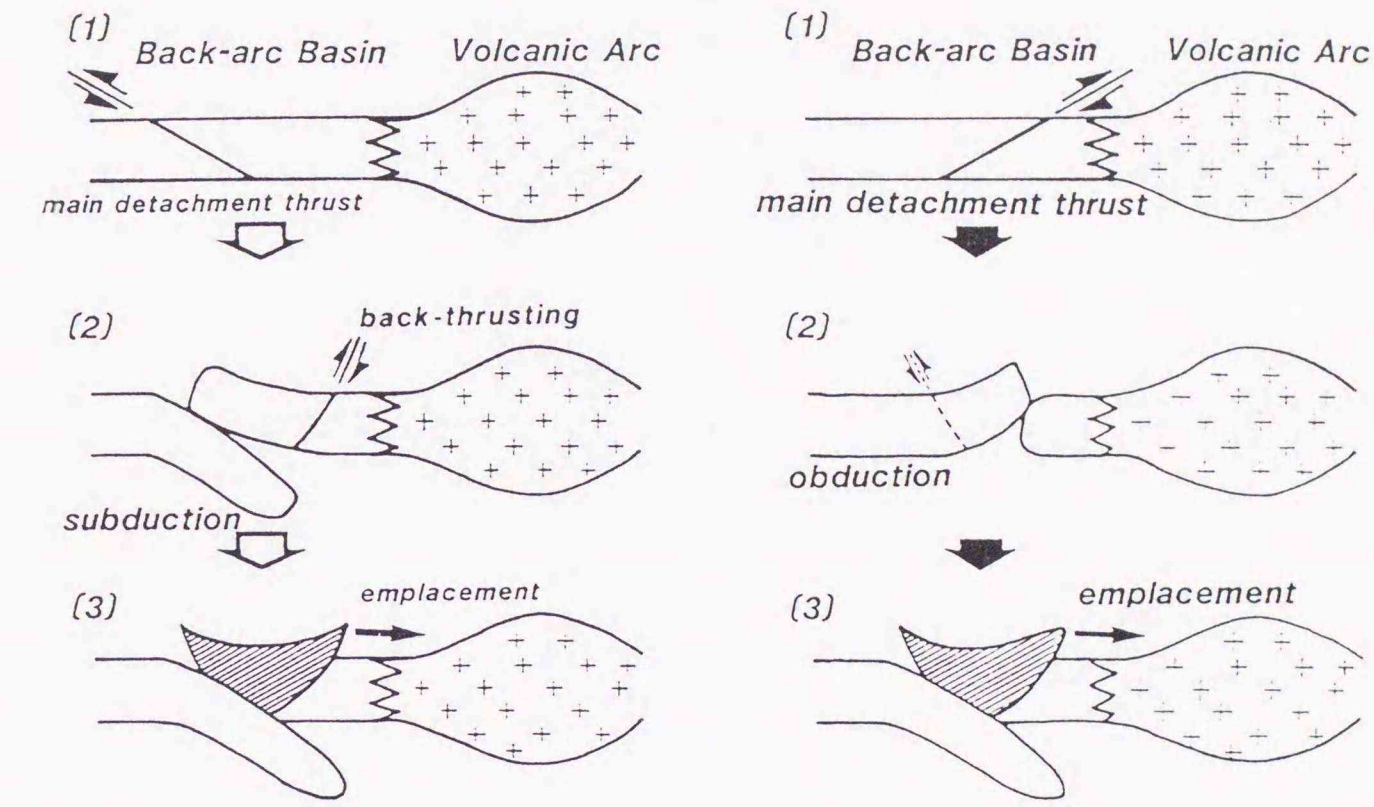



Fig. Ⅲ-3

Schema showing the ophiolite emplacement in nascent back-arc closing( after Kuramoto, 1989).

Both subduction and obduction types are relating to the back-thrusting and making ophiolite blocks. Both types will go to a same convergent style. Then the back-arc basin may close. Hatched parts are ophiolite blockes.

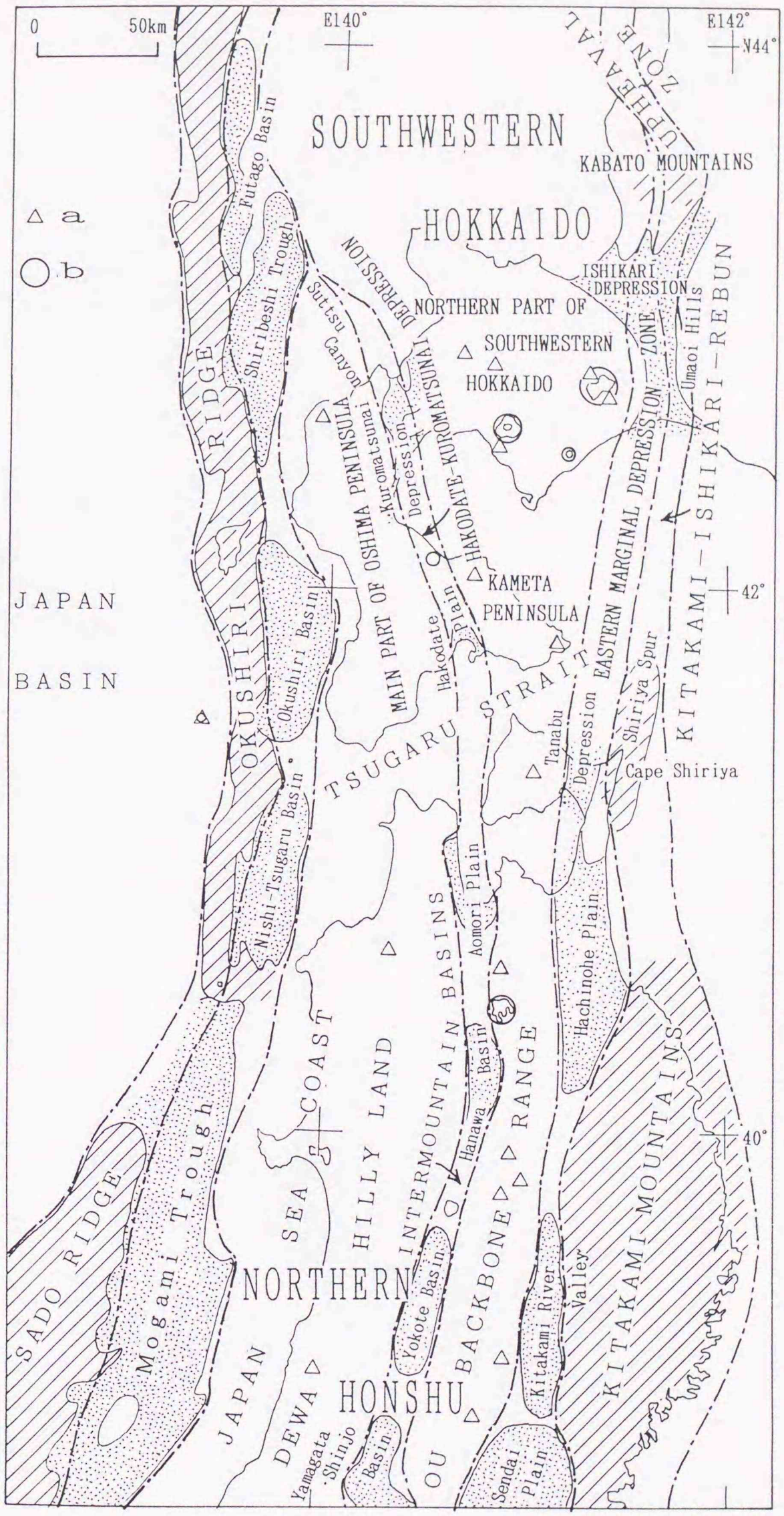



Fig. Ⅲ-4 Latest Cenozoic Morphological and tectonic zoning of the Southwestern Hokkaido.

Correlating the zoning of the Southwestern Hokkaido with that of Northern Honshu(Tohoku District).

a:Middle Pleistocene to recent volcanoes b:Late Pleistocene to Recent calderas

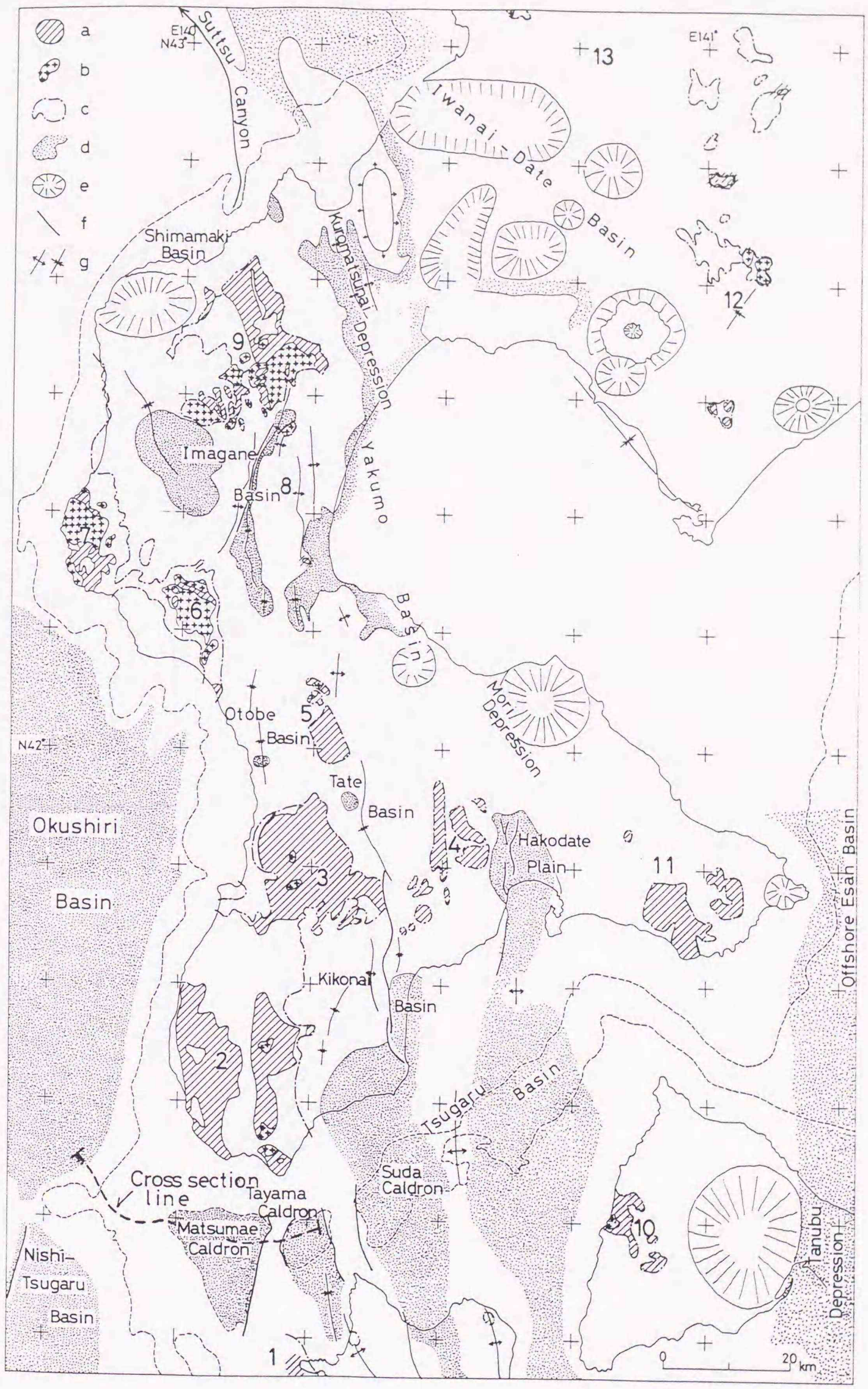



Fig. Ⅲ-5 Uplifted blockes of Pre-Neogene and Latest Cenozoic basins of the main part of Southwestern Hokkaido.

a:Pre-Tertiary sediments rocks b:Pre-Neogene Granitic rocks c:Pre-Middle Miocene d: Sedimentary areas of Early Pleistocene Setana Formation e:Middle Pleistocene to Recent volcanoe and caldera f:Main fault g:Folding axis

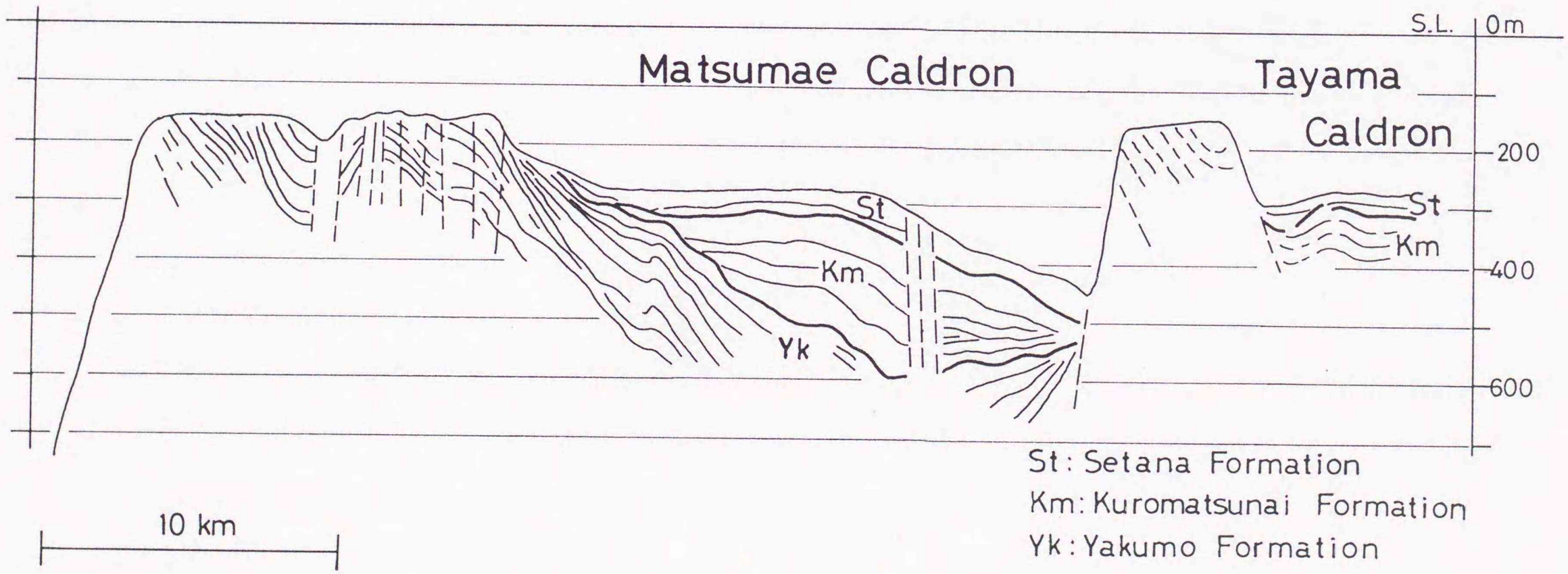



Fig. III-6 Acoustic reflection of an east-west section of the western part of Tsugaru Strait (after Honza et al., 1971).

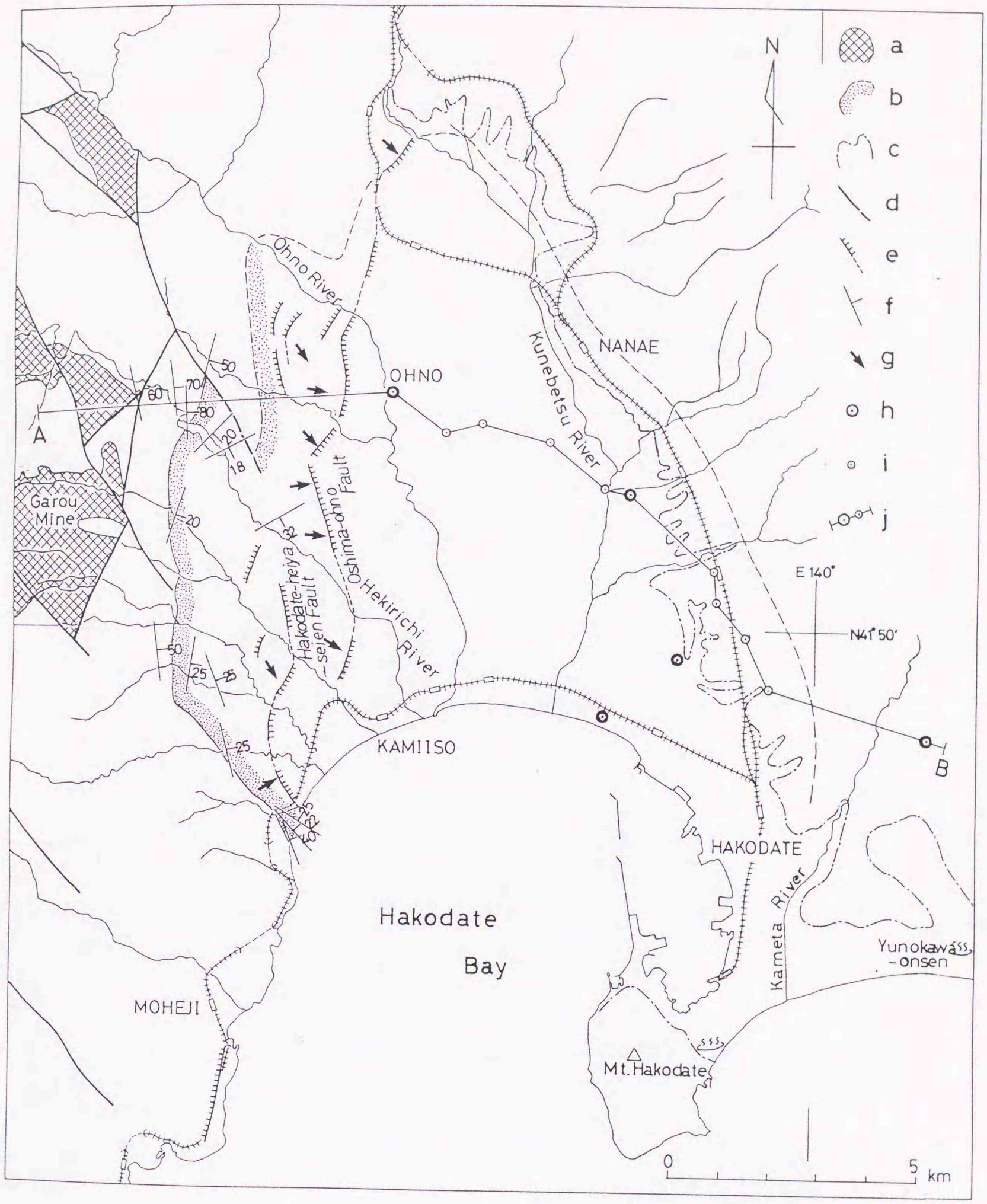
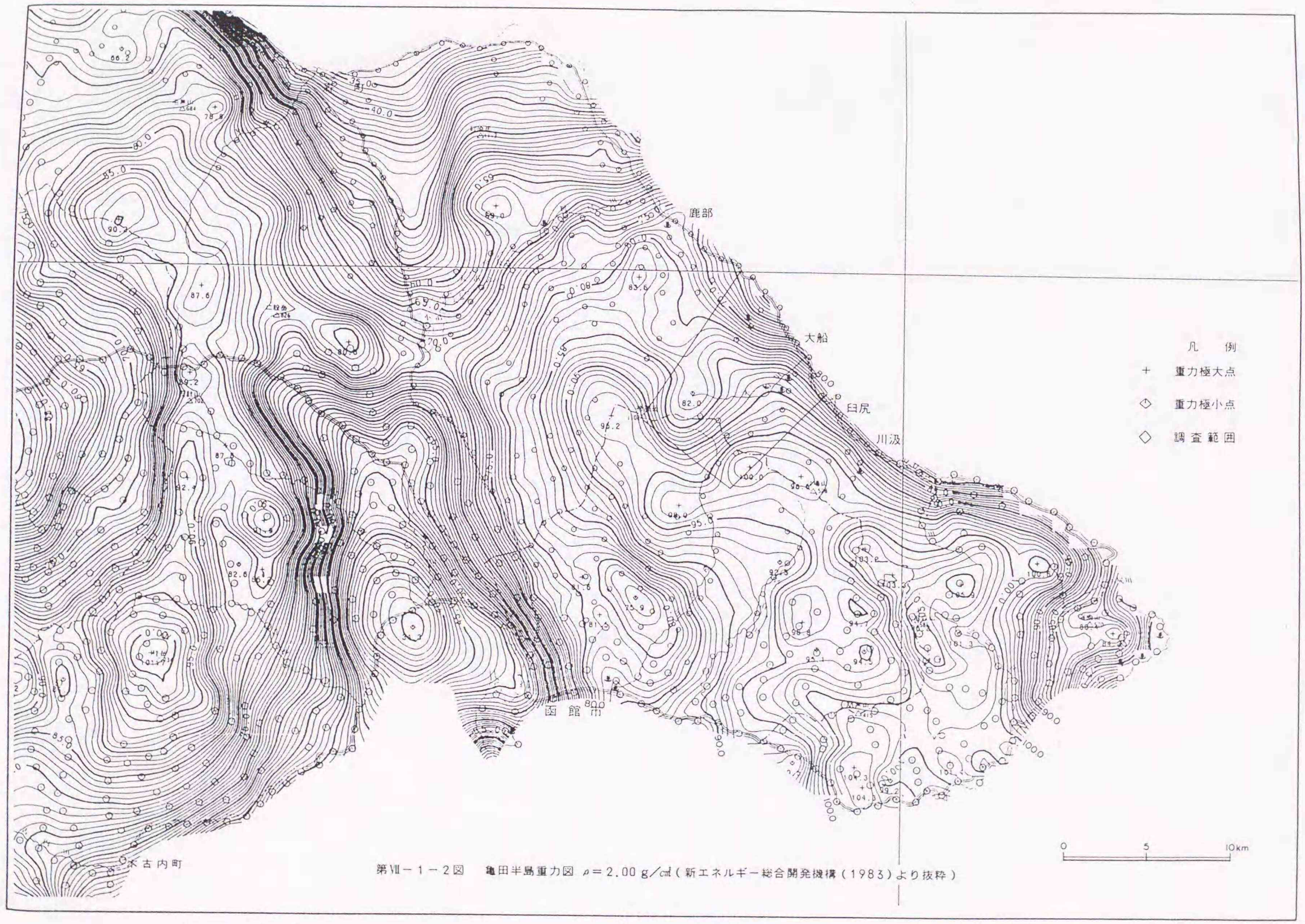



Fig. III-7 Tectonic map of the Hakodate Plain.
a:Pre-Tertiary b:Sedimentary area of the Tomikawa Formation c:Area of lowland d:Fault e:Active fault f:Dip and strike of stratum g:
h:Hot water well i:Water well j:Line of profile




第Ⅶ－１－２図　亀田半島重力図 $\rho = 2.00\ g/cm^3$（新エネルギー総合開発機構（1983）より抜粋）

Fig. Ⅲ-8 Gravity map of the Hakodate Plain, the Kameta Peninsula and those vicinity (after NEDO, 1988).

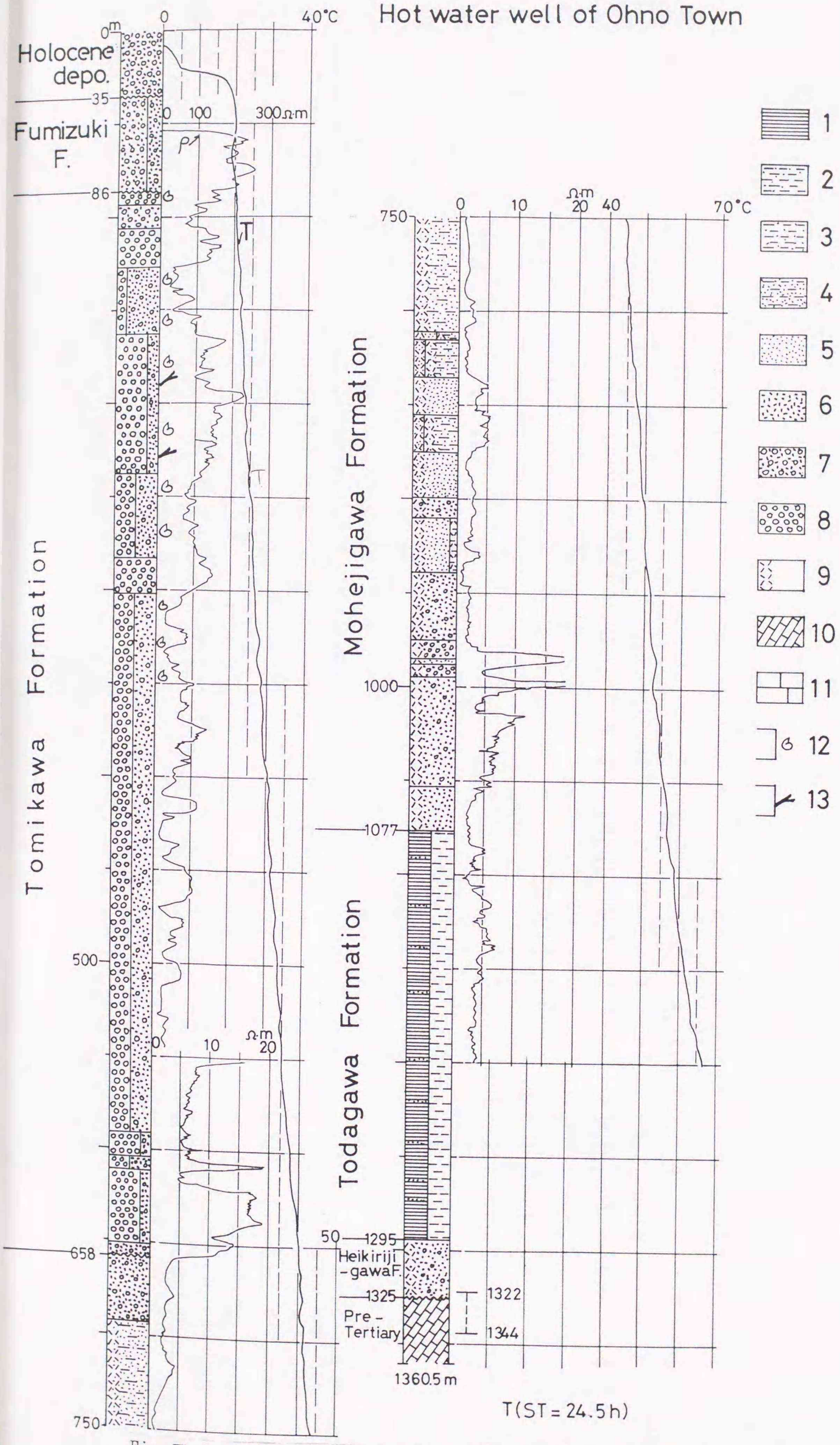



Fig. Ⅲ-9 Drilling column of the hotwater well of Ohno Town in the Hakodate Plain.

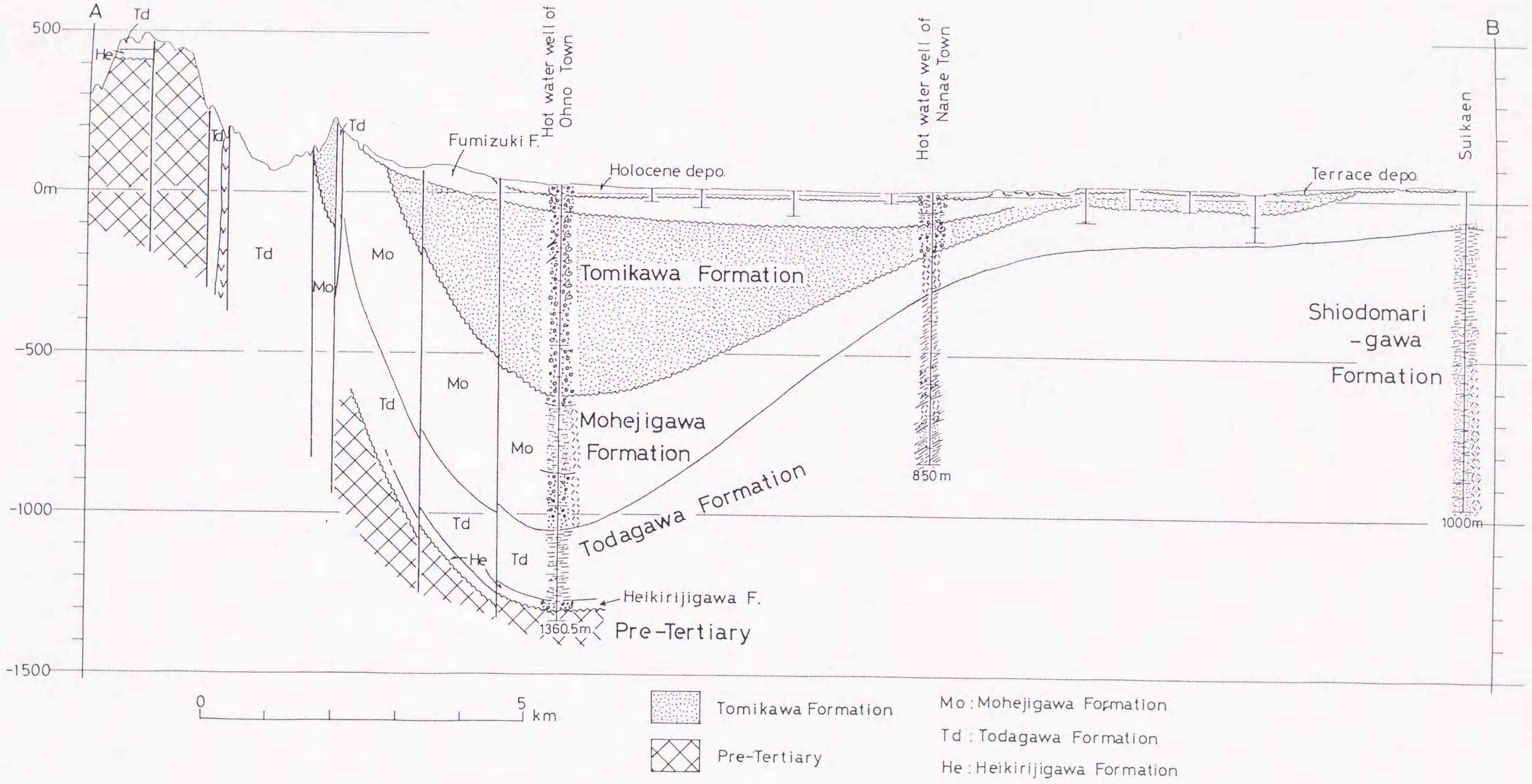



Fig. Ⅲ-10 Geological cross section across the Hakodate Plain.

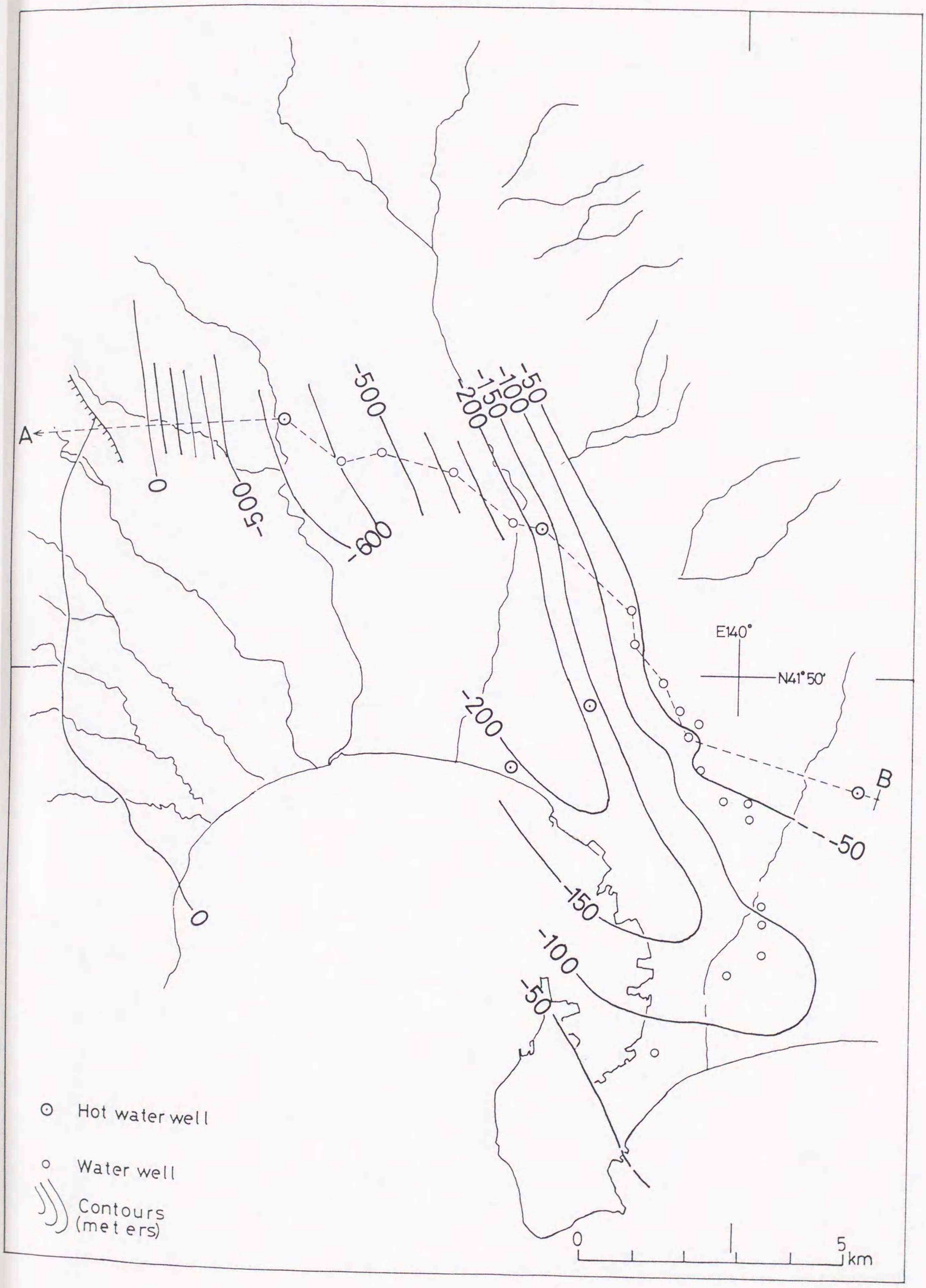
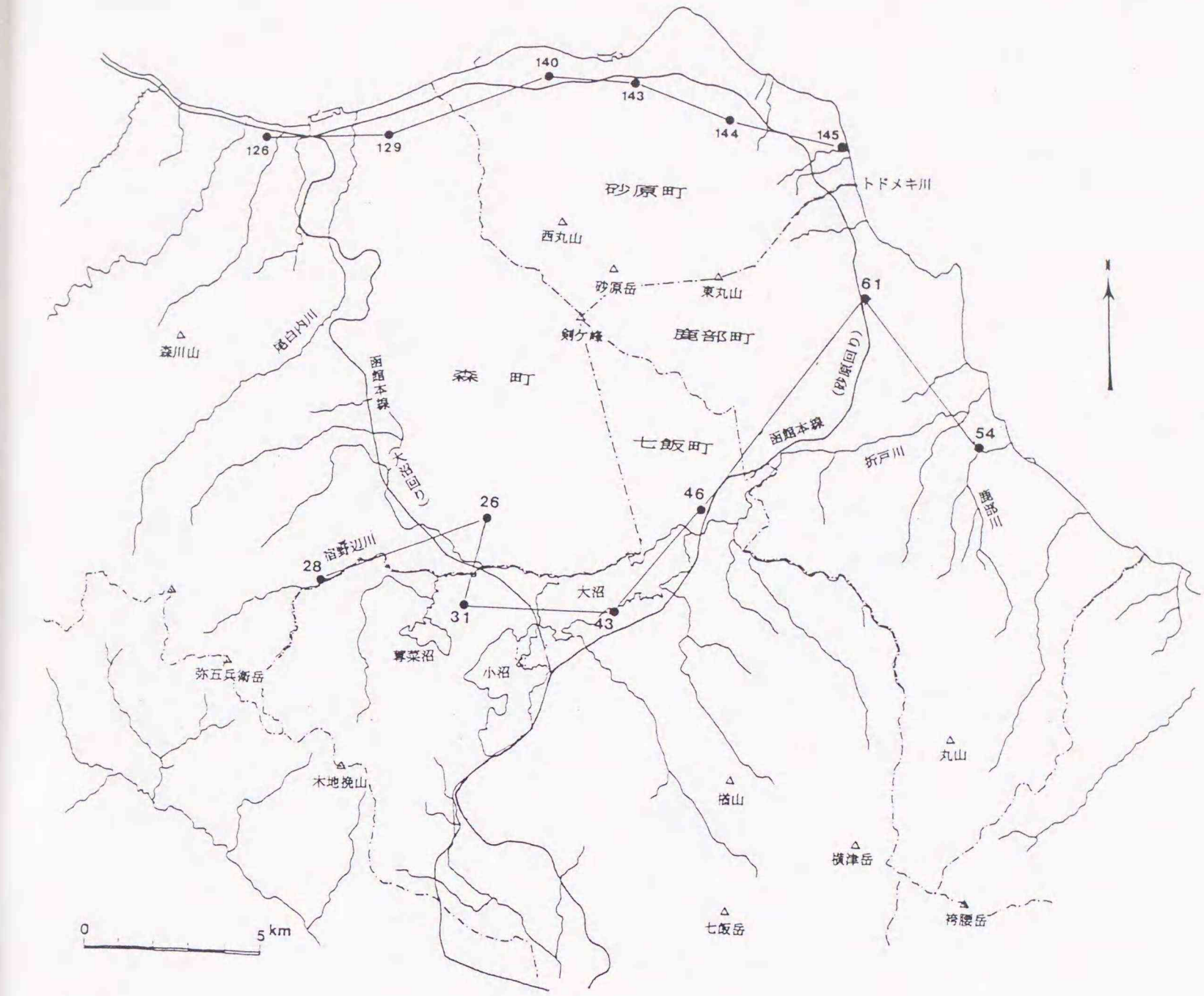



Fig. Ⅲ-11 Contour map of the base of the Tomikawa Formation.



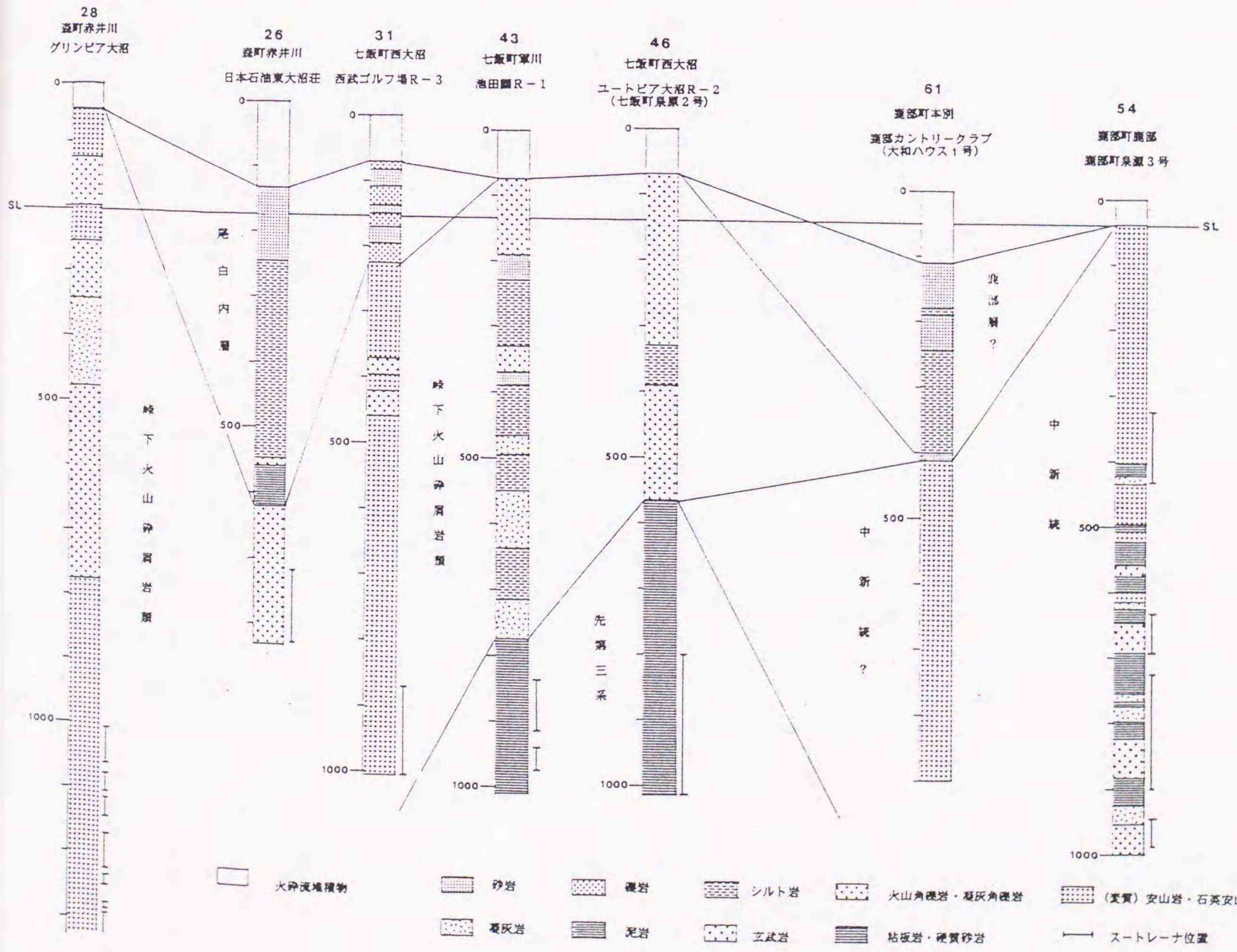




Fig. Ⅲ-12 Geological cross section across the southern foot of Mt.Komagatake (after Matsunami et al., 1994).

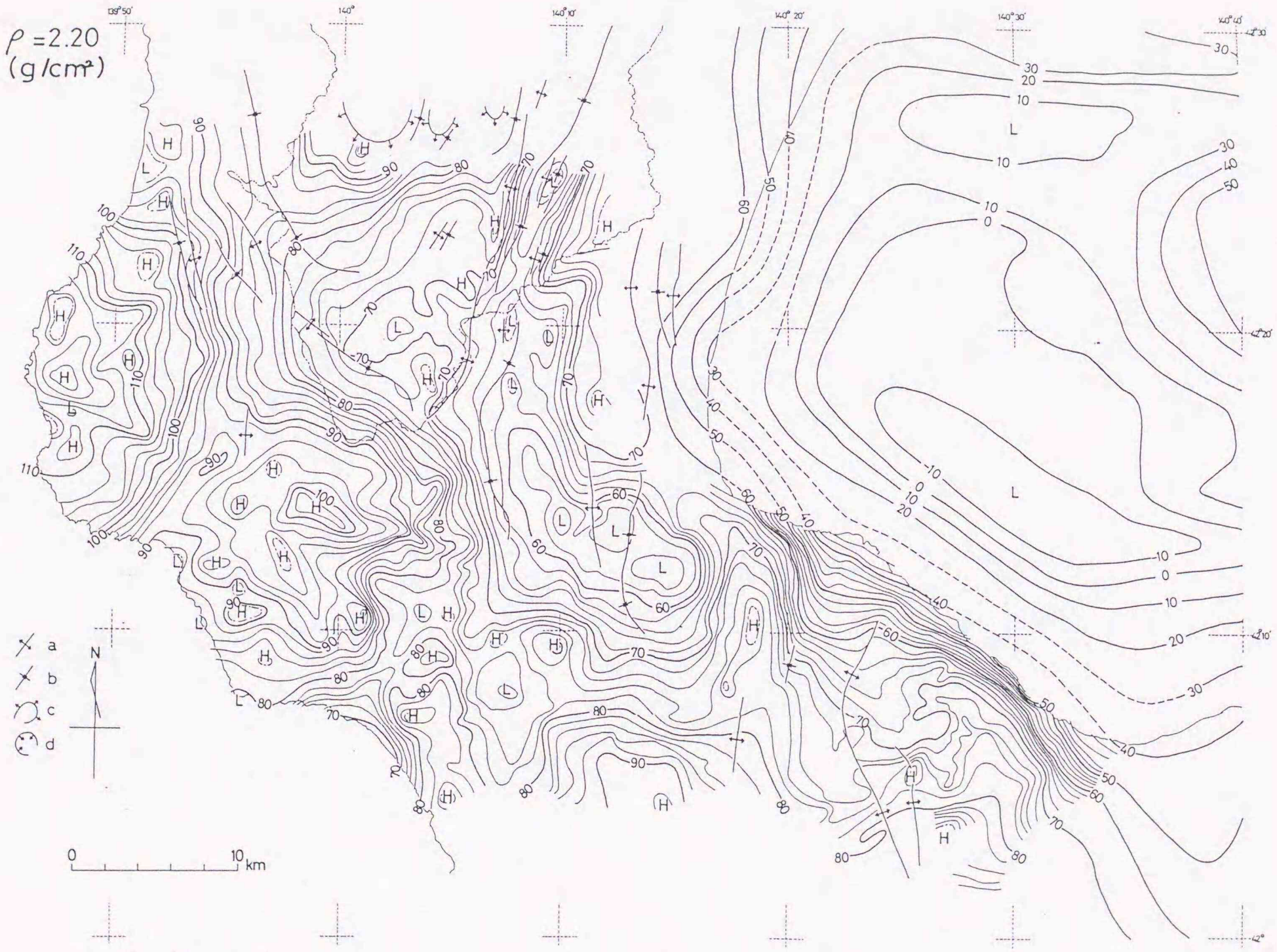



Fig. III-13 Bouguer anomaly map of the northern part of Oshima Peninsula and the western area of Uchiura Bay (adapted from Maritime Safety Agency, 1975 and Ogawa, 1978).

a:Synclinal axis b:Anticlinal axis c:Semi-dome d:Semi-basin

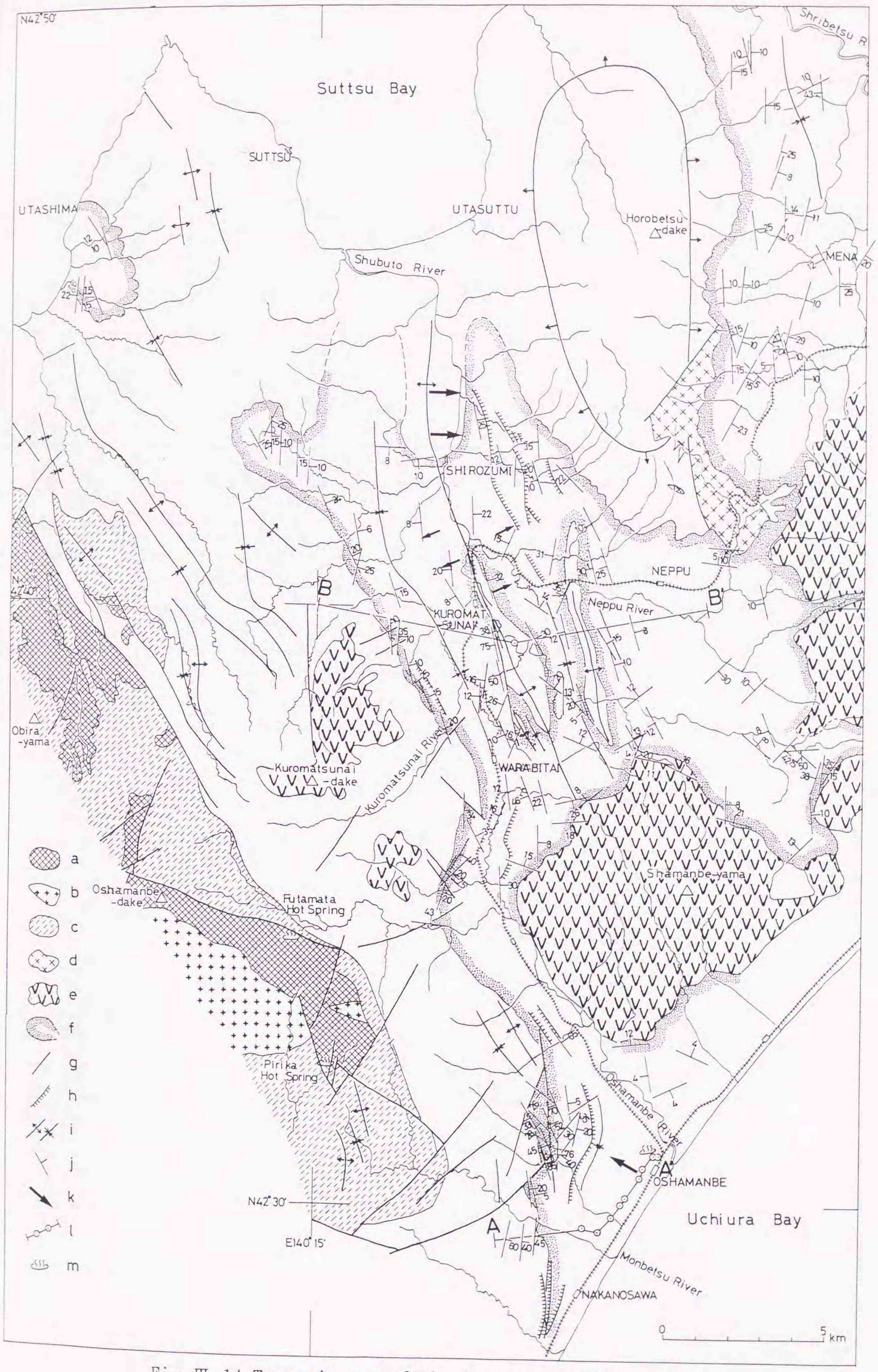



Fig. Ⅲ-14 Tectonic map of the Kuromatsunai Depression.

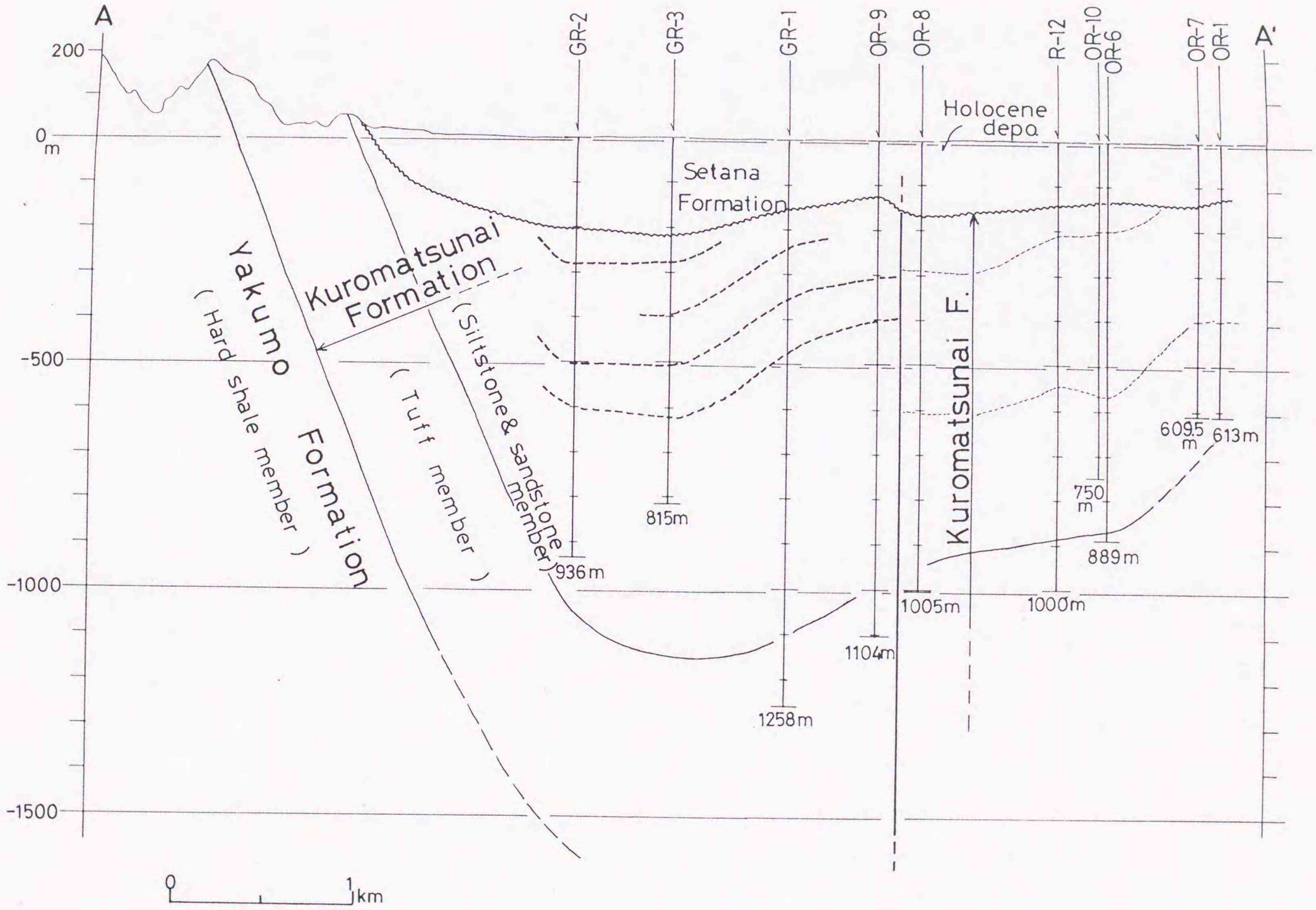



Fig. Ⅲ-15 Geological cross section from Oshamnbe town to its western hills.

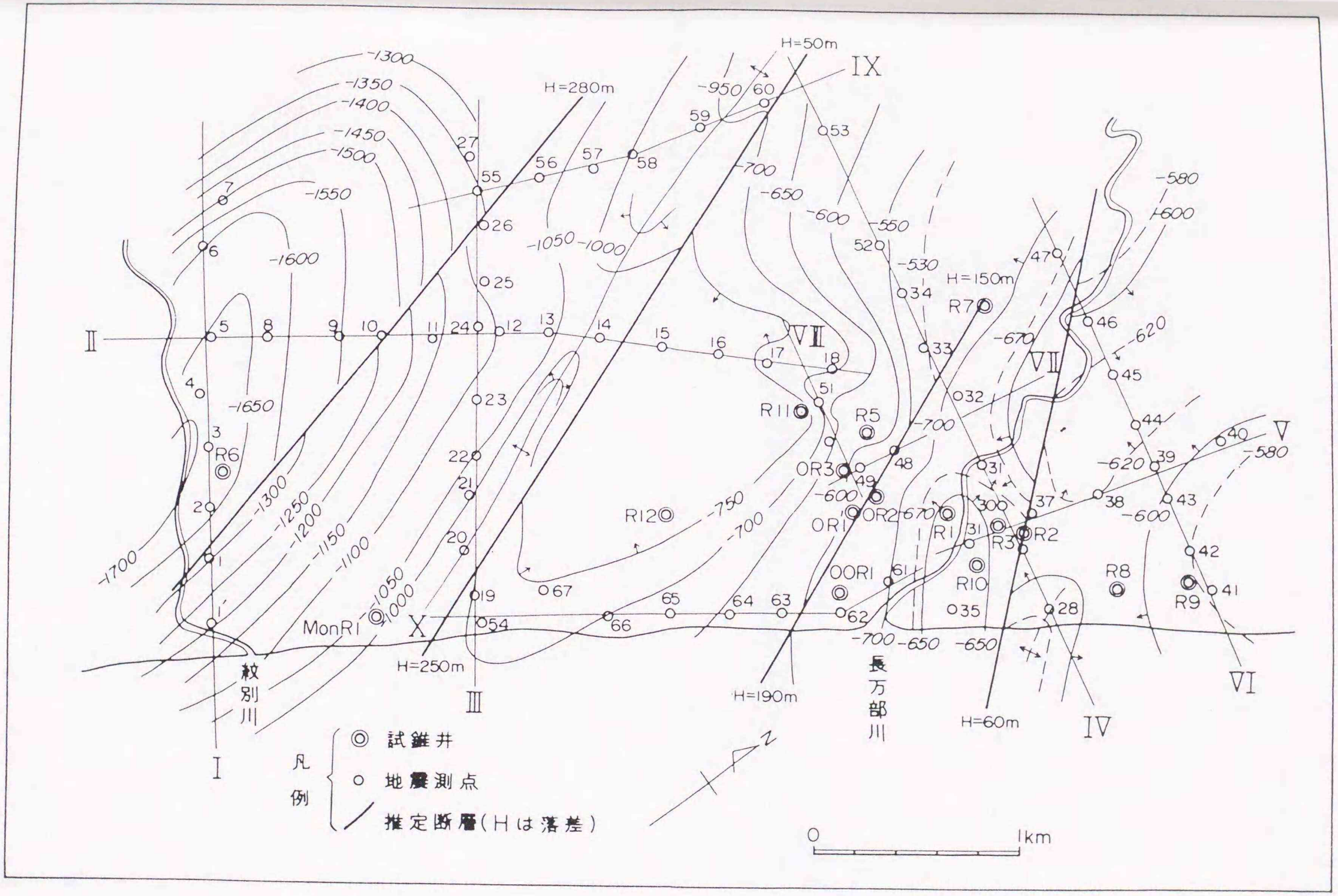



Fig. Ⅲ-16 Contour map of the base of the Kuromatsunai Formation in Oshamanbe town and its vicinity.

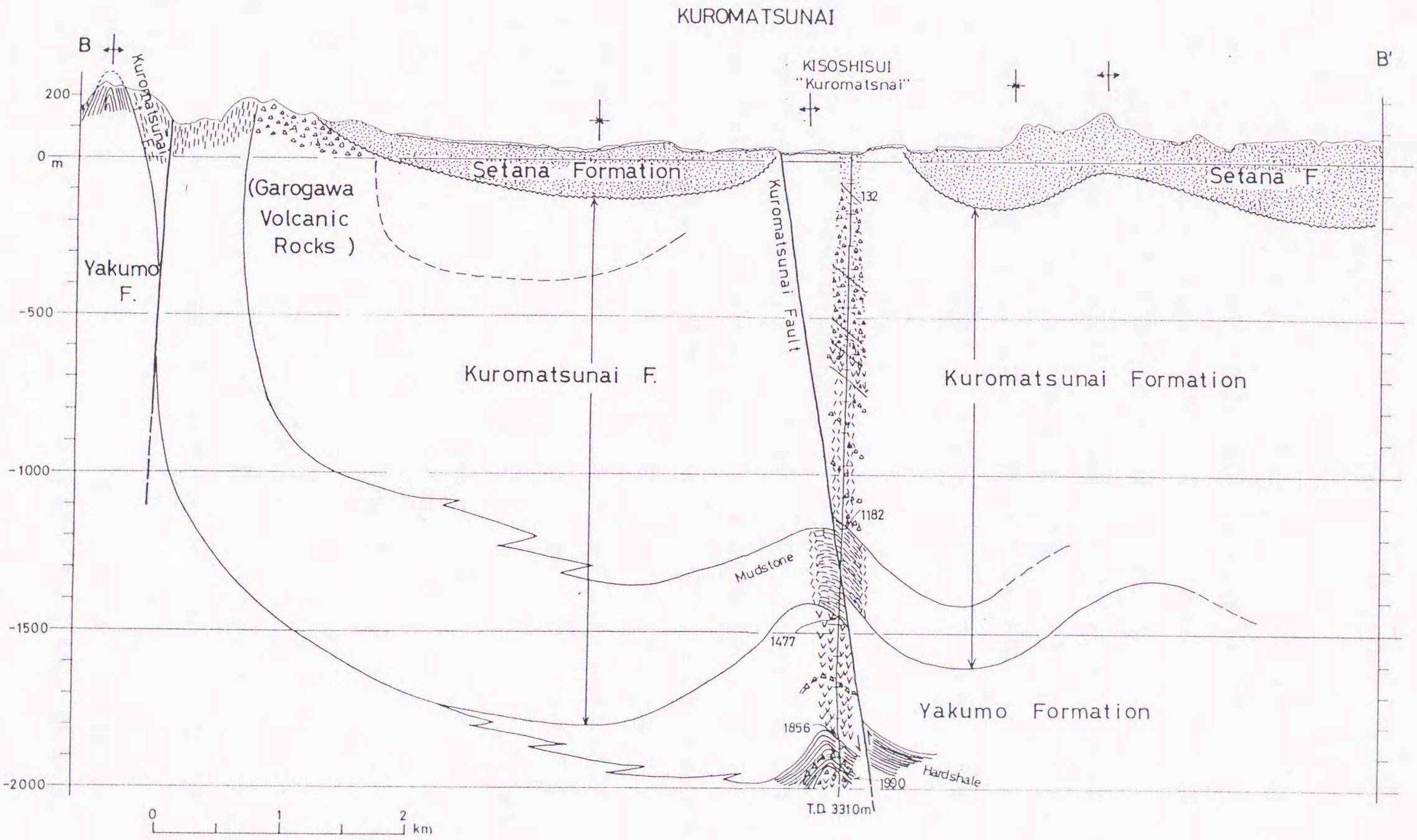



Fig. Ⅲ-17 Geological cross section across the Kuromatsunai Depression

# Ⅳ. 中央北海道構造区の堆積盆分布と構造的特徴
Distribution of sedimentary basins in the Central Hokkaido Province and their tectonical features

## Ⅳ－１．概論　Outline

中央北海道構造区内には，後期新生代の堆積盆配列を規制する構造帯として，南北の方向性をもつ北上－石狩－礼文隆起帯，神居古潭帯，日高山脈（日高変成帯）－広尾沖褶曲帯および北見山地（ウェンシリ地塁）があり，堆積盆の連なりも南北方向を基本としている。堆積盆の連なりとしては，西から石狩－天塩帯，中央低地帯および十勝－紋別帯に分けられる。堆積盆の分布とそれを規制する地体構造的特徴から，石狩－天塩帯は日高舟状海盆，鵡川－深川低地帯列および留萌－稚内沿岸堆積盆列に区分できる。中央低地帯の範囲は本構造帯中～北部に限られる。同様に，十勝－紋別帯は十勝平野－十勝沖堆積盆，北見・十勝北部山間盆地群およびオホーツク海南西縁辺堆積盆群（枝幸－紋別沖堆積盆など）に区分できる。

## Ⅳ－２．石狩－天塩帯　Ishikari-Teshio Belt

石狩－天塩帯は北上－石狩－礼文隆起帯と神居古潭帯にはさまれる範囲を差し（Fig. Ⅳ－1），その名称はKimura et al.（1983）に由来するが，保柳ほか（1986）は本帯の地質構造および堆積学的特徴を詳しく説明した。すなわち，石狩－天塩帯は中期中新世の南北方向の狭長なトラフ状堆積盆であり，主にタービダイト相より構成されている。南部の石狩トラフと北部の天塩トラフに２分され，断層性バリヤの存在や堆積状況のちがいにより，前者は石狩・日高・沼田の３ベーズンに，後者は羽幌・天北の２ベーズンに分けられる。このような堆積盆（トラフ，ベーズン）の形成はアムール（ユーラシア）プレートがオホーツク（北米）プレートの下に押し込められるように衝突したことによる。石狩－天塩帯では，後期中新世以降においては特に南部の石狩トラフに対して千島弧外帯の西進テクトニクスが作用し，日高山脈の上昇などが開始されたため，各トラフ・ベーズン間での構造発達上の違いが一層明瞭となったとしている。

日高ベーズンは厚賀東方から穂別にかけて存在する広富衝上（吉田ほか, 1959）により石狩ベーズンと区別されているが，後期中新世以降において大部分が陸域に転化した。

石狩ベーズンは石狩トラフの主要部分を占めるが，後期中新世以降は扇状地～三角州などの堆積場へ移行し，日高舟状海盆ではタービダイトの堆積が現在でも続いている（桜井ほか, 1975）。石狩ベーズンの北部から沼田ベーズンの範囲は鮮新世以降，堆積環境が内湾～内陸へ変化し，第四紀においては河川的堆積環境にある低地帯（鵡川－深川沈降域列）となった。

羽幌ベーズンの主要部分は後期中新世～鮮新世においては，北西-南東～北北西-南南東

方向の隆起帯の活動が顕著となり陸域に転化したが，堆積場としては留萌堆積盆，苫前沖堆積盆および羽幌沖堆積盆に分化して第四紀に継続する。

天北ベーズンは中期中新世末～後期中新世に，トラフ状の場が継続し細粒タービダイトが堆積した（福沢, 1987）。さらに鮮新世～前期更新世にかけて浅海～内湾化し，現在の天塩平野と問寒別構造盆地および天塩沖堆積盆へと連続している。なお，本ベーズンでは時代を経るに従い，堆積盆の範囲が西へ縮小する傾向がある（岡, 1986）。天北（第三紀）堆積盆とも呼ばれており，本報告ではこの名称で取り扱う。

なお，幌加内付近から朱鞠内湖にかけての雨竜川沿いには，南北約50kmにわたって盆地列が存在する。この盆地列は神居古潭帯の中に割って入るように存在しているが，便宜的に石狩－天塩帯の中で取り扱う。さらに，鵡川－深川低地帯列のうち，砂川低地帯と滝川・深川盆地では従来，石油・天然ガス探査および石炭調査のためのボーリングが約10箇所で行なわれており，近年は温泉ボーリングが盛んであり，それらの結果を活用して地下地質を解明した。

### A．日高舟状海盆　Hidaka Trough

本海盆については，海上保安庁と地質調査所の海洋基本図調査，石油・天然ガス探査などの関連で地質構造解析が進んでいる（桜井ほか, 1975;八島ほか, 1982;本座ほか, 1978;北海道鉱業振興委員会編, 1979;1990）。地形的には北東-南西方向120km，北西-南東方向150kmの広がりがあり，苫小牧沖の大陸棚部から始まり南東方向に延びて襟裳岬南西沖の水深1,500m以上の深海平坦面に達する。堆積盆としては上記の範囲に日高沿岸部（苫小牧－三石）が含まれるが，石狩ベーズンの主要部に相当する。地質構造的には，尻屋海脚－苫小牧を結ぶゾーン（北上－石狩－礼文隆起帯）と三石付近から東側の先第三系地帯（神居古潭帯・広尾沖褶曲帯）にはさまれており，北東側に後期中新世以降に上昇運動が活発化した日高山脈が存在し，西～南西側に北上山地－下北半島および亀田半島が存在し，複向斜状の大きなタービダイト盆地と考えられている（桜井ほか, 1975;八島ほか, 1982）。本堆積盆の多くの褶曲軸の方向は一般的にはほぼ南北方向であるが，日高沿岸部では日高山脈の影響を強く受け北西-南東方向となる。構成堆積物（前期中新世～第四紀）の厚さは最大4,000m以上に達する。

堆積盆としては日高沿岸部を含む。同沿岸部については，５万分の１地質図幅調査により地層分布・地質構造などの解明が進められたが，近年，保柳ほか（1985;1986）などにより堆積盆解析が行なわれ，本地域では前期中新世末～中期中新世の地層群として，下位よりフラヌイ層，受乞層（アザミ沢層），元神部層が分布し，それらの総計の厚さは2,500～4,000mに達し，このうち受乞層は海底扇状地堆積物を含むタービダイト相であることが明らかにされている。さらに，北西寄りの門別・鵡川地域では，これらの地層の上位に層厚2,000m前後の厚賀層または萌別層が重なっているが，ファンデルタ堆積物を含む浅海

成の堆積物を主体とし，珪藻化石層序から後期中新世～前期鮮新世とみなされている（嵯峨山ほか, 1992）。日高沿岸部では全体として海岸段丘および河岸段丘の発達が顕著であるが，その発達過程には日高山脈とその周辺の地質構成（岩石の硬軟など），海面変化および面形成後の地殻変動などが働いていると予想されている（柳田, 1981;Ouchi, 1974;大内, 1978;Sakaguchi and Katoh, 1991;加藤, 1991）。特に最終間氷期以降の段丘発達過程については，海面変動のみならず気候条件（特に乾・湿）の違いに起因した河川への岩屑供給量と河川流量の関係が重要であることが論じられている（加藤, 1991）。

### B．鵡川－深川低地帯列　Mukawa－Fukagawa depressions

本低地帯列は主に空知南～中部に存在し，南から安平・由仁・茂世丑低地，砂川低地帯および滝川・深川盆地で構成される。

#### 安平・由仁・茂世丑低地　Abira, Yuni and Moseushi Depressions

これらの低地群の西側には馬追丘陵南部，同北部および岩見沢南東丘陵が存在するが，これらは千島弧外帯の西方への突出を反映したスラスト構造を構成し，北に向って右雁行状の配列を取って連なる低地列をなす（吾妻, 1961a;b;三谷, 1978）。この低地列は南北52km・東西最大10kmの広がりがあるが，それぞれの低地（安平・由仁・茂世丑）はこれらの丘陵とそれぞれ対をなして右雁行状に配列する。本低地群を中軸とする後期新生代堆積盆は石狩ベーズンの北部に一致し，前～後期中新世の滝の上層，川端層，岩見沢層および追分層より構成され，それらの累計の厚さは4,000m以上に達する。鮮新世～前期更新世堆積物は欠如し，これらの地層の上位には中期更新世以降の扇状地および河川堆積物が分布する。

#### 砂川低地帯　Sunagawa Depression

本低地帯は岩見沢－砂川間の石狩川流域に相当し，北北東-南南西40km・西北西-東南東10～15kmの広がりがあり，長尾（1941）の砂川低地帯から滝川・深川盆地を除いたものに相当する。地質構造的には先新第三系より構成される石狩炭田北部と樺戸山地東部にあたる東西２つの山塊にはさまれた構造盆地をなす（Fig. IV-2）。近年，岩見沢・北村・月形の各市街および浦臼町鶴沼～新十津川町花月間などで計７井の温泉ボーリングが試みられており，本低地帯の地下地質および地質構造をとらえるために，これらの結果と５万分の１地質図幅調査・石炭調査ボーリング結果などを合わせて地下地質断面図を作成した（Fig. IV-3～5）。

本低地帯の南部のいわゆる美唄原野付近では，月形北西丘陵から岩見沢東方丘陵に至る北西-南東方向のＩ－Ｉ′断面図（Fig. IV-3）で明らかなように，低地帯の両縁では低地帯側に向って急傾斜で沈む構造が明瞭である。低地帯両側の丘陵の構成地質（松野ほか, 1964;垣見･植村, 1958）と対応させて本低地帯の地下地質をとらえると，中期中新世後期以降の地層群として総計の層厚は1,500～2,000mであり，下位より須部都層・一番川層・晩

生内層・当別層・厚軽臼内層または岩見沢層・追分層・峯延層・材木沢層と中期更新統・完新統より構成されている。なお，第四系の厚さは最大で500mあまりである。

美唄市街と月形市街を結ぶ線より北の本低地帯北部では，構成堆積物は樺戸山地寄りの部分で比較的厚く1,000m程度の厚さに達し，下位より中期中新世～鮮新世の西徳富層群，新十津川層群および深川層群より構成される（松井ほか,1965;Fig.Ⅳ-4,5）。本低地帯は１つの大きな向斜構造を構成するが，その軸は著しく西に偏っている。石炭調査のボーリング結果などにもとづいて描かれる隈根尻山南方から奈井江南東丘陵にかけての東西方向のⅢ－Ⅲ′断面（Fig.Ⅳ-5;松井ほか,1965）からは構成堆積物が全体として西に厚く東で薄いという非対象な形態が示され，低地帯の中軸部から東部にかけての地域では西徳富・新十津川層群を欠いて，深川層群が先新第三系（樺戸夾炭層）に直接，重なっている。すなわち，このような断面形態は樺戸山地の東方への衝上運動を反映したもので垂直方向の地層変位は樺戸山地との境界部で大きかったこと意味している。事実，この境界部には浦臼断層が存在し，それに沿う部分では鮮新世の深川層群が40°以上の東傾斜を示し，所により直立している。深川層群は最大800m程度の層厚があり，構成堆積物の主要部分を占めるが，このことは構造盆地としての本低地帯が深川層群の堆積時である鮮新世に急激に形成されたことを意味する。なお，深川層群の上位に下部更新統を欠いて，中～後期の地層群が重なるが，周辺部では台地を構成して広く分布する。現石狩川とその周辺には完新世の河川成堆積物が広く分布する。

**滝川・深川盆地**　Takikawa・Fukagawa Basin

本盆地は地形的には滝川・深川市を中心とする低地部周辺の台地～丘陵よりなり，東西および南北方向にそれぞれ約35kmの広がりがある。低地では，石狩川に空知川および雨竜川という主要な支流が合流している。Fig.Ⅳ-2に示すように南西・東・北側の３方で，それぞれ樺戸山地東部・石狩炭田北部（空知背斜），幌内山地（神居古潭帯）および留萌炭田などの先新第三系よりなる山地に囲まれ，西側の境界は樺戸山地北部から留萌炭田旧大和田炭坑に延びる樺戸背斜（先第三系隈根尻層群を基盤とし西徳富層群より構成される複背斜構造，小林ほか,1969）であり，南方では砂川低地帯に続く。本盆地では古くは石油・天然ガス探査および石炭調査関連でいくつかのボーリングが試みられ，近年では，新十津川市街付近，滝川・江別乙・妹背牛・秩父別の各市街，北竜町東部および深川市南部などで温泉ボーリングが盛んである。これらの結果と５万分の１地質図幅調査結果などを合わせて断面図を作成した（Fig.Ⅳ-6～9）。

堆積盆の構成堆積物は西半部で厚く（Fig.Ⅳ-9），下位より西徳富層群，新十津川層群および深川層群から構成され，累計の厚さが2,500m以上に達することが判明している（小林ほか,1957;1969）。深川層群については近年，クジラおよびカイギュウなどの海生哺乳類の産出が相次いでおり，総合的な地質調査が行なわれ微化石層序（花粉・珪藻・放散虫など）の解明および放射年代測定が実施され，詳細な編年が進んだ（フカガワクジラ発掘

調査団編, 1982;タキカワカイギュウ関連地質調査団編, 1984;和田ほか, 1985;新十津川町クジラ化石研究会, 1992;古沢ほか, 1993）。本盆地南東部の滝川付近では本層群は滝川（累）層と呼ばれるが，その中部と上部の層準からそれぞれ4.1±0.6Ma，2.5±0.6MaのＦＴ年代が報告されており（タキカワカイギュウ関連地質調査団編, 1984），盆地全体の本層群を総括するとその時代は中新世末～後期鮮新世中頃とみなされる（和田ほか, 1985;古沢ほか, 1993）。石油・天然ガス，石炭および温泉資源の調査・開発ボーリングの結果などによれば，深川層群の厚さは中心部から西部にかけての地域では1,000m以上に達し，東部および砂川低地帯寄りの地域では800m未満であり（Fig. Ⅳ-6～9;吾妻, 1960;小林ほか, 1969;通商産業省石炭局, 1963;二間瀬･松波, 1985），北～東部では下位の新十津川層群を欠いて西徳富層群または先新第三系にオーバーラップする現象が認められるが（和田ほか, 1985），このことは前期鮮新世における海進の進行とともに堆積域が次第に東方へ拡大したことを意味する。さらに，後期鮮新世には盆地全体として泥炭が生成するような湿地へと堆積環境が変化した。本盆地の南西部にはイルムケップ火山が存在するが（Fig. Ⅳ-8），その活動時期は深川層群の堆積時末期であることが，同火山の音江山溶岩の2.5±0.1MaというＫ－Ａr年代値と同火山噴出物と同層群の岩相対比などから明らかにされている（佐川, 1988）。本堆積盆には前期更新統は欠如しているが，中期更新世以降の段丘堆積物および現河川氾濫原堆積物は広範に分布する。地質構造的には西半部は褶曲帯であり，右雁行背斜系列が存在する。一方，東半部は西に開いた半ベーズン状のゆるやかな構造を取る（Fig. Ⅳ-2）。このような本堆積盆内での東西の構造発達のちがいは鮮新世以降進行した樺戸山地の東方への衝上運動の結果もたらされたものであろう（藤井・曽我部, 1978）。なお，東縁部では西徳富層群相当層は急傾斜構造であるが，深川層群は地層傾斜10°前後のかなりゆるやかな構造を取ることから（鈴木, 1953），神居古潭帯の動きは少なくとも鮮新世以降あまり激しくはなかったと推定される。

### Ｃ．留萌－稚内沿岸堆積盆列　Rumoi－Wakkanai coastal basins

北西-南東～北北西-南南東方向の３つの隆起・断層帯（樺戸背斜，中記念ドーム・留萌炭田－大椴・力昼背斜系列－天売・焼尻島および築別背斜－利尻・礼文島）により区分された，留萌堆積盆，苫前沖堆積盆，羽幌沖堆積盆および天北堆積盆（天塩平野・天塩沖堆積盆）が存在し，北に向かって右雁行状の配置で連なる（Fig. Ⅳ-1）。さらに，礼文－稚内海域からサハリン南西側海域にかけての範囲には礼文舟状海盆が存在する。その他，オホーツク海側に猿払沖堆積盆が存在する。

#### 留萌堆積盆　Rumoi Basin

本堆積盆は地質構造的には樺戸背斜（複背斜構造）とその北方に雁行する背斜構造の西側を占め，当別川上流四番川付近から増毛付近を経て小平沖までの範囲で，南北60km・東西約30kmの広がりがある。構成堆積物は中部中新統～鮮新統で，下位よりユードロ層，峠

下層，増毛層および留萌層より構成され，それらの累計の厚さは最大3,500mに達するが（対馬･山口,1954;佐藤ほか,1964），これらの地層はいずれも陸成層もしくは浅海成層であり，タービダイトは発達しない（保柳ほか,1986）。ユードロ層は西徳富層群に対比され，上位の峠下層・増毛層（新十津川層群）との関係は不整合関係である。留萌層は層厚が約300mであるが，珪藻化石の解析によればその下部層が*Denticulopsis kamtschatica*帯に，中・上部層が*Thalassiosira oestrupii*帯にあたることなどから，深川層群の幌加尾白利加層に対比され（和田ほか,1986），その時代は後期中新世末～前期鮮新世とみなされる。なお，南部では留萌層は信砂火山噴出岩層に岩相変化し，この上位には更新世火山とみなされていた暑寒別火山群の噴出物が存在するが，K－Ar年代は2.07±0.2Ma，3.12±0.14Maおよび3.17±0.24Maが報告されており，その時代は後期鮮新世に変更された（八木ほか,1987）。留萌沖の西寄りの所は地質的には天売・焼尻島の南方延長部であり，中新世火山砕屑岩類より構成されている（玉木ほか,1979）。

**苫前沖堆積盆**　Offshore Tomamae Basin

５万分の１沿岸の海の基本図「鬼鹿」（海上保安庁水路部,1993）によれば，本堆積盆は大椴・力昼背斜系列，天売・焼尻島および鬼鹿沖隆起帯に囲まれており，遠別層の分布域から堆積盆の広がりをとらえると，北北西-南南東40km・西南西-東北東20km前後である。構成堆積物は陸域（苫前付近）では主に中部中新統～鮮新統で，下位よりユードロ層，古丹別層，鬼鹿（介化石）層および遠別層よりなり，それらの累計の厚さは5,000m以上に達する（対馬ほか,1956）。ユードロ層と古丹別層の間は不整合関係であり，古丹別層はタービダイト相よりなる（保柳ほか,1986）。最上部の遠別層は後期中新世末～前期鮮新世とみなされているが（福沢ほか,1992），層厚は大椴付近で500m+である（対馬ほか,1956）。海域においては遠別層の上位に上部鮮新・下部更新統が存在し，層厚250m以上になるとされるが（海上保安庁水路部,1993），その岩相などについては不明である。本堆積盆の西側にある鬼鹿隆起帯は地質的には鬼鹿層より構成されるが，同層の堆積時には天売・焼尻島付近では火山活動が活発で，本隆起帯の形成にも関係が深かったものと考えられている（海上保安庁水路部,1993）。

東側の力昼背斜の西翼部には力昼断層・広富断層と呼ばれる活断層が知られているが，これらの断層は西側上がりでリス・ウルム間氷期に形成された段丘面（中位段丘）を5～25m垂直に変位させている（活断層研究会,1991）。

**羽幌沖堆積盆**　Offshore Haboro Basin

５万分の１地質図幅（対馬ほか,1954;松野･山口,1955;山口･松野;1963;松野･木野,1960;秦,1960），地質調査所海洋地質図14（玉木ほか,1979）および海上保安庁沿岸の海の基本図「天売島」（海上保安庁水路部,1994）の地質・地形資料がある。地質構造的には力昼背斜，天売・焼尻島および築別背斜－利尻島に囲まれており，北北西-南南東90km，西南西-東北東20km前後の細長い広がりをもつ。構成堆積物は下位より羽幌層，三毛別層，

築別層，古丹別層，チェポツナイ層，遠別層および茂築別層より構成される。このうち，羽幌層・三毛別層については放射年代・花粉化石などから後期漸新世～前期中新世とみなされる（福沢ほか, 1992）。三毛別層と築別層との間の関係は不整合であるが，中期中新世～鮮新世である築別層以上の地層群の累計の厚さは4,000m程度に達する（松野・木野, 1960）。古丹別層とチェポツナイ層との間は不整合関係であり，チェポツナイ層以上の一連整合の海成の地層群の厚さは1,000mあまりである。チェポツナイ層の下部は安山岩質火砕岩と亜炭をはさむ陸成相，上部は貝化石（峠下動物群）を含む浅海成相からなるが，下部の火砕岩についてＫ－Ａr12.4±0.7Ma（柴田・棚井, 1982）およびＦＴ10.3Ma（木村・辻, 1990）の２つの放射年代値がある。これらのことから，同層は中期中新世後半～後期中新世前半の地層とみなされる。遠別層は珪藻質泥岩よりなり，珪藻化石解析（Akiba, 1986）によれば*Rouxia carifornica*帯～*Denticulopsis kamtschatica*帯であり，後期中新世中頃～前期鮮新世である。茂築別層は*Fortipecten takahashii*を含む滝川ファーナを産出することなどから，後期鮮新世とみなされる。海域については，玉木ほか（1979）がエアガン調査結果などにもとづいて東西方向の地質断面図（天売・焼尻島北方約10km付近横切る）を描いているが，それによれば，本堆積盆中軸部では，鮮新世以降の堆積層の厚さは800m程度で，そのうち第四紀堆積層の厚さが350mである。沿岸の海の基本図「天売島」（海上保安庁水路部, 1994）によれば，本堆積盆の南部では大きな向斜構造が形成されているが，茂築別層の下限は海水準下数100mにあり第四紀層の厚さは最大100m程度である。

本堆積盆の東側に存在する築別背斜部では同背斜に沿う断層群が知られているが，このうち，築別背斜断層は活断層の可能性が高い（活断層研究会, 1991）。

**天北堆積盆**　Tempoku Basin

第Ⅵ章で詳しく述べる。

**礼文舟状海盆**　Rebun Trough

礼文島－モネロン島隆起部（北上－石狩－礼文隆起帯の北方延長部）の東側の大陸棚部分を占め，同隆起列と利尻島および宗谷岬－クリリオン岬隆起帯（白亜系蝦夷累層群を骨格とし，それに隣接する第三系褶曲帯よりなる）にはさまれて南北100km・東西50km弱の広がりのある堆積盆が形成されている（第Ⅲ章Fig. Ⅲ-1）。地形的には大半が水深200m以内の，いわゆる大陸棚に属する。サハリン側部分の地質構造については詳しくは分からないが，宗谷海峡以南のそれについては山本（1979），地質調査所海洋地質図14（玉木ほか, 1979）および沿岸の海の基本図「礼文島」（海上保安庁水路部, 1991）で明らかにされている。すなわち，堆積盆の中軸は利尻島の北東沖から北に延び，中軸部での構成堆積物の厚さは鮮新世以降のもので2,000m以上になるが，そのうち第四紀堆積層は最大1,200mにも達する。東翼側は褶曲帯をなすが，東傾斜で落差1,000m以上に達する２つの南北方向の高角度逆断層が存在する（玉木ほか, 1979; Tamaki, 1988; 第Ⅲ章Fig. Ⅲ-2のＪＳ１断面）。このうち，東寄りの断層では，東側の後期中新世以前の第三紀堆積層と西側の鮮新世堆積層

が接している。西寄りの断層では，東側の鮮新世堆積層と西側の第四紀堆積層が接している。西翼側については緩傾斜の単斜構造で礼文島－モネロン島隆起部に堆積層が上昇する構造が明らかにされている（山本, 1979;海上保安庁水路部, 1991）。このように本堆積盆では東翼側と西翼側では地質構造的に違いがある。

**猿払沖堆積盆**　Offshore Sarufutsu Basin

本堆積盆は地質調査所の海洋地質図14（玉木ほか, 1979）で，その存在が示されている。地質構造的には白亜系～古第三系隆起帯（宗谷丘陵の延長部）と神居古潭帯との間に発達した堆積盆であり，東西幅20kmであるが，南北の広がりはサハリン側の海域の資料不足のため不明である。このように神居古潭帯の西側に沿って発達する堆積盆としては，他にも，天塩平野の南東部に問寒別構造盆地が，サハリンではアニワ湾西部堆積盆およびススナイ低地などが存在しており（岡, 1990;1992），XIII章述べるようにこれら一連の堆積盆列の構造的意義が注目される。構成堆積物は最大500m弱の厚さがあるが，その時代は主に鮮新世とされる（玉木ほか, 1979）。構成堆積物の時代については，問寒別構造盆地では主に鮮新世～前期更新世となっており（岡・五十嵐, 1993），本堆積盆の場合も今後の調査により再吟味が必要かもしれない。

**D．幌加内－朱鞠内堆積盆列**　Horokanai－Shumarinai basins

空知北部の雨竜川に沿っては，幌加内，政和，添牛内，蕗之台および朱鞠内などの盆地が連なる。これらの盆地の大部分は中～後期中新世に狭長な堆積域であった所であるが，鮮新世以降では構造盆地としての性格は薄れ，雨竜川流域の河谷成盆地として継続している。

## IV－3．中央低地帯　Chuou Depression

中央低地帯は神居古潭帯と北部日高帯にはさまれる範囲を指し，その名称は阪口（1961）によるが，古くから中央盆地，中央陥没地帯，中央凹地帯などと呼ばれてきた（瀬川, 1974）。この低地帯には次のような盆地（堆積盆地）が連なっている。それらは南から富良野盆地，上川盆地，剣淵盆地，名寄盆地，小頓別盆地および頓別平野であり，小頓別盆地の東側には歌登盆地がある（Fig. IV-1）。本低地帯は富良野盆地より南では途切れるが，これは後期中新世以降に顕著になった千島弧外帯の西進による圧縮テクトニクスのために低地帯（堆積盆地）が形成されなかったためである。これらの盆地列では，塩狩峠を境にして地質構造発達過程に差異が認められる。すなわち，南の盆地群（富良野・上川盆地）が主に前期更新世以降に発達した構造盆地であるのに対して，北に連なる盆地群（剣淵・名寄・小頓別・歌登盆地および頓別平野）は主に中～後期中新世に構造盆地として発達したもので，その起源が古い。

富良野盆地　Furano Basin

本盆地はFig. Ⅳ-10に示すように，西側の夕張・幌内山地（神居古潭帯）と，東側の十勝火山列・前縁の火砕流台地に挟まれて，西南西-東南東6km前後，北北東-南南西30kmの広がりをもつ地溝状の構造盆地である。周辺部には前期更新世の十勝火砕流堆積物が分布し台地が形成されている。本盆地を構成する堆積物については，富良野市街付近の泉源（富良野振興公社井，深度1,100m，1975年にボーリング）と盆地内に存在する深度100m前後の多数の深井戸のボーリング結果（北海道立地下資源調査所,1979;山口ほか,1967）に示される。富良野振興公社井では深度577m以下が白亜紀堆積岩類，520～577mが流紋岩，390～520mが凝灰岩と礫質岩との互層，224～390mが主に礫質岩・泥岩の互層よりなる夾炭層，10～224mが溶結凝灰岩，0～10mが砂礫という坑井地質が明らかにされている（Fig. Ⅳ-11）。これらの地層区分のうち224～520m間はボーリング地点周辺の地質（橋本,1955）を検討すると，富良野西方丘陵を構成する浅海～陸成の新第三紀層（石狩炭田西縁の滝ノ上層・川端層と同時期の地層）に相当することが明らかである。10～224m間の溶結凝灰岩は池田・向山（1983）および柳田ほか（1985）を参考にして判断すると，十勝火砕流堆積物とみなされる。0～10m間の砂礫は現河川堆積物である。盆地内に散点して存在する深井戸の坑井地質解析（山口ほか,1967）によれば，盆地の中心部では少なくとも地表下100m付近まで礫～砂礫（岩），砂（岩）および泥（岩）の互層よりなり，一部で泥炭・木片を含む陸成層が存在することが明らかになっている（Fig. Ⅳ-11）。盆地中心部（中富良野町字文小学校）での地質調査ボーリングおよびそれに関連する$^{14}$C年代測定および花粉分析結果（五十嵐ほか,1993）によれば，この陸成層のうち，表層から深度45mまでの部分の年代は約７万年前～現在（後期更新世～完新世）である。柳田ほか（1985）によれば，富良野西方丘陵では東北東方向に50°弱の傾斜で盆地中軸部に向かって沈み込む十勝火砕流堆積物（0.97～1.67Maの間）とその上位の河川堆積物（厚さ39m以上）の存在が確認されている。このことから，上記の後期更新世以降の堆積物の下位には前期更新世～中期更新世（？）の存在が明らかである。実際に，盆地の形成は十勝火砕流噴出後（第四紀初頭以降）とされることから，盆地構成物の厚さは上記の十勝火砕流堆積物とその上位の陸成層を合わせて数100m以上に達するとみなされる。なお，盆地北縁の上富良野町市街，その東方約6kmの旭野地区および白金温泉にはボーリング深度700～1,605mのいくつかの泉源が存在している（北海道立地下資源調査所,1979;1991;二間瀬･松波,1985）。これらの泉源を結んで東西方向の地下地質断面図を描くとFig. Ⅳ-12のようになる。すなわち，本盆地のほぼ中軸部に位置する旭野地区の上富良野町泉源では深度0～24mが粗粒砂～砂礫で扇状地堆積物，24～580mが流紋岩質溶結凝灰岩，580～960mが安山岩・凝灰岩で美瑛層，960m以下が先第三系日高累層群と判断されている（二間瀬･松波,1985）。これらの地層のうち，流紋岩質溶結凝灰岩は池田･向山(1983)の地質図・断面図から判断すると美瑛火砕流堆積物（その年代は1.7Ma頃）および十勝火砕流堆積物である。この溶結凝灰岩を第四紀の下限

として対比すると，盆地周辺に対して600m程度の沈降が生じていることが明らかになる。

本盆地は東縁の麓郷断層および西縁の断層群（清水山断層・御料断層など）の活動により沈降した構造盆地とみなされるが，これらの断層は活断層とみなされている（活断層研究会,1991;柳田ほか,1985）。本盆地と西側の夕張山地は多数の活断層・活褶曲が存在する所であり，中央低地帯の中ではネオテクトニクスの最も活発な地域として知られる。その他，本盆地の東側では南富良野町金山付近において，空知川に沿って活断層・活褶曲をともなう南北6km，東西1km前後の広がりをもつ小構造盆地が存在する。さらに，北東側には北東-南西方向に配列した大雪－十勝火山群が存在し，その前面の火砕流台地では同方向での断層（勝井ほか,1963の美瑛川上流に沿う断層で麓郷断層の延長断層）による地形面の食いちがいおよび凹地形などの活構造現象が見いだされている（池田･向山,1983）。富良野盆地から大雪－十勝火山列にかけての地域は，上支湧別構造帯の延長部にあたることから，本盆地とその周辺地域の活構造現象はこの構造帯の活動と密接な関わりがあると考えられる。

上川盆地　Kamikawa Basin

西側に幌内山地（神居古潭帯），東側に先第三系日高累層群よりなる丘陵性山地・残丘および鮮新世火山岩山地（米飯山溶岩），南西側に火砕流台地がそれぞれ存在し，東西17km・南北40kmの広がりがある（Fig.Ⅳ-13）。本盆地の主な河川は旭川市街で石狩川に合流し一つになることから，その地形的な中心は西に偏って旭川市街にあるとみなされる。本盆地に関連する水井戸ボーリング資料は多数存在する（山口ほか,1967；国土庁土地局国土調査課,1982;札幌通商産業局,1983;嵯峨山･深見,1983）。しかしながら，その地下地質については，従来，適切な解析結果が示されていないので，これらの水井戸ボーリング資料と５万分の１地質図幅調査結果（鈴木淳,1955;1957;鈴木守ほか,1964）をもとに断面図を描き（Fig.Ⅳ-14,15），改めて解析を行なった。

まず，旭川市南部の西神楽南方から神楽岡，旭川市街中心部を通り，近文台を経て鷹栖町南部に至る南北方向の断面図Ⅰ－Ⅰ′（Fig.Ⅳ-14）にもとづき考察する。西神楽市街の水井戸ボーリング（山口ほか,1967）では，深度0～5mが泥質堆積物を主体とする現河川氾濫原堆積物，5～69mが火山灰質堆積物，69～120mが泥岩まじりの砂質岩である。このうち，火山灰質堆積物は池田･向山（1983）に従えば雨月沢火砕流堆積物（2.75Ma）である。類似の層序は神楽岡付近の水井戸（旭川医大）へも追跡できるが，ここでは雨月沢火砕流堆積物の上位に厚さ22mの段丘粘土・礫層が重なっている。なお，西神楽南方丘陵では雨月沢火砕流堆積物の上位に美瑛火砕流堆積物（1.7Ma頃）が重なり（池田･向山,1983），両者の総計の厚さは120mに達する。近文台付近では，台地上より0m～30m付近まで段丘粘土・礫層が，さらにその下位には少なくとも100mの深さまで火山灰堆積物の存在が確かめられる。池田･向山（1983）は近文台には雨月沢火砕流堆積物と美瑛火砕流堆積物が分布するとしており，これに従えば断面図中の火山灰質堆積物はこれらの火砕流堆積物とみ

なすことができる。一方，旭川市街の中心部では，このような火砕流堆積物は欠如し，地表下60m付近まで泥と砂礫を主体とする未固結堆積物が存在している。この未固結堆積物の下位には砂礫をはさむ泥岩層が存在している。このような地層は西神楽方面の雨月沢火砕流堆積物の下位にも存在しており，本盆地の西縁に分布する川端層（群）（鈴木淳,1955;鈴木守ほか,1964））に対比できる。以上のような地下地質状況を総合的に判断すると，市街中心部の未固結堆積物は盆地を埋積した火砕流堆積物の中に生じた谷地形を埋積した河川堆積物とみなされ，その時代はおそらく最終間氷期以降であるとみなされる。なお，以上説明した新第三紀～第四紀堆積物の下位には先第三系が存在するが，市街中心部の水井戸（雪印）では深度177mでそれに到達している。

次に，神居の南東山地から市街中心部を通り旭山に至る東西方向の断面図をもとに考察する。この断面図でも同様に市街中心部で未固結堆積物の作る埋積谷が認められ，周囲に火砕流堆積物が分布する。

以上のような考察結果から本盆地の成立については，第一段階としてまず前期更新世に山間の谷状地を火砕流が埋めつくし平坦化が進んだ。次に，そのような平坦地に河川作用により谷が形成され，その谷を今度は逆に河川堆積物が埋めつくし，再び平坦化が生じた。火砕流堆積物の厚さも100～120m程度あり，変位も少ないことから，富良野盆地のような顕著な断層活動はなかったと考えられる。

**剣淵盆地**　Kenbuchi Basin

名寄盆地と合わせて第VI章で論ずる。

**名寄盆地**　Nayoro Basin

第VI章で詳しく論ずる。

**小頓別盆地**　Shoutonbetsu Basin

東西方向最大6kmの幅で，南北方向には歌登町本幌別から中頓別市街北方にかけての35kmの広がりをもつ地溝状堆積盆で，西側には神居古潭帯と蝦夷累層群よりなる丘陵性山地（天塩山地の一部）が，東側には主に日高累層群よりなるポロヌプリ山地（北見山地最北部）が存在する。盆地内は地形的には主に丘陵地であり，頓別川とその支流に沿って河岸段丘の発達がある。堆積物は厚さが1,000mあまりに達し，その時代は後期中新世～鮮新世とされているが，層序学的取り扱いについては研究者間でかなり異なっている。小山内ほか（1963）は下位から，モペーチャン層，中頓別層および小頓別層を区分し，モーペチャン層は厚内－峠下化石動物群タイプの貝化石を含むことから中新世，中頓別層は滝川－本別化石動物群タイプの貝化石群（*Patinopecten nakatonbetsuensis*などのPectinidaeを多産する）を含むことから鮮新世，小頓別層は鮮新世としている。これに対して，棚井･佐藤（1981）は下位から整合一連に茂兵知安川層，小頓別層，毛登別層，本幌別川層そして不整合に兵安層を設定している。小山内ほか（1963）の小頓別層を含む茂兵知安川層～本幌別川層は棚井（1982）では，珪藻化石などからは中期中新世後半～後期中新世とみなさ

れている。中頓別層については，名寄盆地の川西層（狭義）が後期中新世後半（岡, 1994），本盆地南部の小頓別層（小山内ほか，1963）を含む地層群が上記のように取り扱われるに至った現在，中央低地帯中で唯一の鮮新統である。しかし，貝化石群中に滝川－本別ファーナ　中の代表種である*Fortipecten takahashii*を含まない点などでは問題があり，微化石の検討とともに下頓別北西に分布する稚内層などとの層序関係を再吟味する必要があるであろう。本盆地は地質構造的には一つの複向斜構造を構成しており，東側のポロヌシリ山塊とは断層関係で接し，断層に沿って50°前後のW方向への急傾斜現象が認められる。中頓別市街東方では北北西-南南東方向の断層により，盆地堆積物の分布が分断されており，分布域が右雁行状にずれている。構造盆地としての形成過程は名寄盆地と同様に，中新世末までにほぼ終了したとみなす。

**頓別平野**　Tonbetsu Plain

本平野はオホーツク海沿岸に開け，南西側に天塩山地北部に属する山地が，南東側にポロヌシリ山地が存在し，北東-南西方向10km前後の幅で，北西-南東方向には，浜頓別付近から鬼志別付近まで40km弱の延長をもつ細長い広がりがある。地形的には第四紀の海岸段丘，砂丘，沖積低地（泥炭地を含む）および湖沼よりなる地帯であり，それらに付随した堆積物が分布する。本平野内では，農業用地下水調査目的として，今までに，深度120mまでのでボーリングが約10箇所で行なわれている（北海道開発局農業水産部･同 稚内開発建設部, 1965;北海道開発局農業水産部･同 土木試験所, 1974;安藤, 1986;北海道開発局農業水産部農業計画課･同 土木試験所･農林水産省構造改善局計画部資源課, 1988）。それらの結果によれば，地表下の堆積物として，下位より，更新世のポンニタチナイ層・浅茅野層および完新世堆積物（沖積層）などの存在が確認される。平野の中心部の浅茅野台地での深度120mのボーリングでは到達層準はポンニタチナイ層であり，同層の下位層は確認できない。一方，平野北部の猿払市街付近や南西山地寄りの地域でのボーリングでは深度100m以内でポンニタチナイ層を貫き，中新世の稚内層や白亜系に到達している。下頓別から浅茅野付近までの南西山地との境界をなす丘陵には，中新世の稚内層（17線川層）が500m前後の層厚で東傾斜で分布している（田中, 1960;松下ほか, 1967）。海上保安庁による本平野沖合での音波探査の結果（海上保安庁水路部，1991）によれば，ほぼ水平またはゆるい傾斜を有する音響的区分層$I_H$・$II_H$・$III_H$とそれらの下位の，ときに顕著な褶曲構造を示す$IV_H$が存在し，$III_H$（中頓別層に対比）と$IV_H$（17線川層に対比）の間に大きな斜交不整合関係が認められる。しかし，小頓別盆地北部の中頓別層はこの解釈にあるような平坦な地層ではない。このように，$III_H$を中頓別層に対比する点には問題があるが，海域の音波探査結果と西南山地との境界丘陵の地質を考慮すると平坦な第四紀層（厚さ100m前後）の下位に新第三紀層が褶曲構造（軸方向南北）を取って存在することは確実なようである。このような地質構造から判断して，全体としては第四紀に引き継がれるような構造盆地ではないと判断される。

### 歌登盆地　Utanobori Basin

本盆地は北部北見山地内に存在し，東西・南北20km前後の広がりをもつ。北西側には主に日高累層群よりなるポロヌシリ山地が，南側には中期中新世のいわゆる平坦溶岩よりなる山地が，南東側には日高累層群と前期中新世末の乙忠部複合岩体（深成岩類）よりなる丘陵性山地が存在し，オホーツク海側とは主に中期中新世～鮮新世初頭の火山岩類よりなる山地～丘陵で隔てられいる。盆地内は地形的には主に丘陵からなるが，所々に火山岩株～岩脈とそれに由来する岩屑よりなる小山塊が存在する。河岸段丘は歌登・志美宇丹・上徳志別に分かれて比較的まとまった分布がある。盆地の堆積物としては下位より，新第三紀のオフンタルマナイ層，タチカラウシナイ層・志美宇丹層（これらの一部は徳志別集塊岩）およびペンケ層が総計700m前後の厚さで堆積しているとされる（酒匂, 1961）。1989年に行なわれた盆地中央部ペンケナイの健康回復村での温泉ボーリング（深度1, 205m）の結果によれば，深度949mまで上位よりペンケ層・志美宇丹層・タチカラウシナイ層が存在し，その深度以下では新第三紀末の乙忠部複合岩体（深成岩体）が出現している。オフンタルマナイ層の安山岩質角礫凝灰岩のＦＴ年代について，14.3±1.0Maの報告（輿水･金, 1986）があり，タチカラウシナイ層最下部からは*Desmostylus*の全身骨格が発見され，その包含層中には厚内－峠下化石動物群タイプの貝化石群が産出し，下位の溶結凝灰岩と上位の安山岩溶岩についてはそれぞれ13.8±0.9Ma，13.7±0.7MaというＫ－Ａr年代が報告されている（山口ほか, 1981;柴田ほか, 1981）。志美宇丹層からは貝化石が多産するが，三谷（1964）はその貝化石群が滝川－本別ファーナに相当するとして，同層を鮮新世とした。一方，小笠原ほか（1981）は本州方面などの新第三紀貝化石群との対比から同化石群は*Anadara*属・Pectinidae・*Turritella*属の検討から中新世に属するものとした。さらに，本盆地北側の枝幸地域では中新世とされた枝幸層中？の角礫凝灰岩のＫ－Ａr年代について5.3±0.5Maという報告（輿水･金, 1981）もある。以上のデータを整理すると，オフンタルマナイ層・タチカラウシナイ層下部は中期中新世の後半，タチカラウシナイ層上部と志美宇丹層が後期中新世，ペンケ層については志美宇丹層とは整合漸移の関係にあるとされることから，同層に接近した年代をもつとみなす。地質構造的には全体として一つの複向斜構造をなし，軸方向がほぼ南北方向の傾斜20°内外の比較的ゆるゆかな褶曲構造をとるようである。堆積物の分布から判断して，構造盆地としては名寄盆地・小頓別盆地と同様に鮮新世の初頭までには形成過程を終了したものとみなされる。

### Ⅳ－３．十勝－紋別帯　Tokachi－Monbetsu Belt

十勝－紋別帯は広尾沖褶曲帯－日高山脈－北見山地と釧路海底谷－北見・浦幌地塁－北見大和堆にはさまれる地域であり，常呂帯に日高帯北部の東半部を含めた範囲にほぼ一致し，保柳ほか（1986）および宮坂ほか（1986）の紋別－十勝帯にほぼ相当する。本帯の中部の西半部（日高帯北部の東半部に相当）では，然別，上支湧別，白滝および北見滝ノ上

などで南北方向に連なる，中期中新世前半の地溝状の小堆積盆（南北方向数10km～数km，東西方向数km以下）が多数存在している（Fig.Ⅳ-16）。この小堆積盆群は堆積物中にタービダイト相をともない，右横ずれ断層にともなって形成されたものとみなされている（保柳ほか,1986;木村･宮下,1986;渡辺,1986）。同時期の堆積盆は十勝平野南部・十勝沖にも存在したが，中期中新世後半～後期中新世のタービダイト盆地に引き継がれる。後期中新世以降の時期に注目すると，本帯は十勝平野・十勝沖堆積盆，北見－十勝北部山間盆地群および枝幸－紋別沖堆積盆群の３つの堆積盆群に区分できる。これらのうち，十勝平野・十勝沖堆積盆およびオホーツク海南西辺縁部の堆積域（盆）の構造方向は大局的に南北となるが，北見－十勝北部山間盆地群は千島弧方向（東北東-西南西）とその雁行火山帯列方向（北東-南西）の規制を受けている。

A．十勝平野・十勝沖堆積盆　Tokachi Plain and Offshore Tokachi Basin

第Ⅹ章で詳しく述べる。

B．北見－十勝北部山間盆地群　Kitami－Northern Tokachi intermountain basins

北見付近から石狩山地にかけての地域には，トムラウシ，然別，糠平，十勝三股，石北峠，石狩川上流，白滝，白滝北部，北見峠，置戸，温根湯，生田原，遠軽，訓子府，北見・端野および仁頃などの小堆積盆が存在する（Fig.Ⅳ-16）。これらの堆積盆は一般に，直径10数kmの規模で多角形を示し，火砕流を主とする規模の大きな火山活動ともなうことから，火山性の陸成陥没盆地であるとみなされる（山岸,1976）。本地域の中央部にはN60°E方向に延び，延長20数km・幅２km前後の石英閃緑岩の貫入帯が存在し，上支湧別構造線と呼ばれている（長谷川ほか,1961）。木村ほか（1982）は同構造線を同じ方向の断層群が集中した幅10km前後の断層帯としてとらえ，上支湧別構造帯と呼んでいる。上支湧別構造線は知床半島・国後島などの千島弧の雁行火山帯列とほぼ同方向を示し，千島弧の形成と結びつけてとらえられるものである。これらの堆積盆の配列は同構造線と調和的であり（山岸,1976），木村（1982）はこれらの堆積盆が上支湧別構造帯の右横ずれ断層活動にともなって生じた局所的引張によるプル・アパート堆積盆であるとしている。

“北見グリーンタフ地域”とも呼ばれる本地域の新第三系編年については，八幡･西戸（1990）が多くの放射年代値（Ｋ－Ａｒ，ＦＴ）を加えて，最新の取りまとめを行なっている。その取りまとめを参考にしてとらえると，これらの堆積盆のほとんどは後期中新世後半～更新世に形成されたものであるが，トムラウシの堆積盆は前期更新世に，遠軽の堆積盆は中期中新世後半～後期中新世にそれぞれ形成されている。以下にこれらの堆積盆の地質構造と形成過程などについて地域的に区分けして述べる。

トムラウシ盆地　Tomuraushi Basin

本盆地は十勝火山群の南西側（十勝川上流域）に存在しており，北東-南西約25km・北

西-南東に約10kmの広がりを有している（Fig.Ⅳ-16）。本堆積盆については，古くは酒匂·長谷川（1957），高橋（1960）および国府谷ほか（1968）により調査研究が行なわれ，いくつかの溶結凝灰層より構成される堆積物の実態やそれらの噴出機構についての考察が進められた。近年では池田（1982）および佐川ほか（1984）により，火山活動史の解明および火砕流堆積物の古地磁気・Ｋ－Ａr年代の測定が行なわれた。特に池田（1982）は火砕流堆積物とその付随堆積物の層序を詳しく解明し，本堆積盆を埋積する堆積物は総計約600mの厚さを有し，下位より二股火砕流堆積物，トノカリ凝灰質泥岩層，ユウトムラウシ火砕流堆積物，ニコロ層および下富良野火砕流堆積物より構成されることを明らかにした。本堆積盆は地質構造的にはいくつかの断層により縁取られた多角形の形態をなし，大規模な火山性の陥没盆地であるとみなされているが，特に，その北西側を縁取る十勝火山群の中軸部（十勝岳とトムラウシ山を結ぶ北東-南西方向の稜線部）の直下には落差，最大850mにおよぶ断層崖（正断層）の伏在と，そこでの大規模火砕流の発生が想定されている（高橋,1960;池田,1982）。火砕流の噴出・堆積の間の時期には部分的に堆水域も発生し，トノカリ凝灰質泥岩層・ニコロ層などが堆積した。なお，トムラウシ火砕流堆積物については1.41±0.21MaのＫ－Ａr年代が示され，その他，古地磁気などの検討から，これら一連の盆地堆積物はほぼ前期更新世前半の堆積物とみなされる（佐川ほか,1984）。

然別・糠平・十勝三股・石北峠盆地　Shikaribetsu,Nukabira,Tokachi-mitsumata and Sekihoku-tohge Basins

これらの堆積盆を含む然別火山から石北峠付近にかけての範囲では，後期中新世後半には地溝状の堆積盆が形成され，十勝幌加層またはホロカピリベツ層が堆積した。これらのうち十勝幌加層は100m以上の層厚があり，模式的には下位より角礫質の基底礫岩層，縞状の砂岩頁岩互層（塩基性～中性火山角礫岩をともなう），緑色軽石凝灰岩層および流紋岩質溶結凝灰岩から構成されている（山岸,1976）。これらの地層については6.6Ma，6.7Maおよび6.8Maの３つのＫ－Ａr年代が報告されている（輿水·金,1986;1987;八幡·西戸,1990）。これらの地層の堆積後、然別・糠平・十勝三股・石北峠の堆積盆（火山性陥没盆地）が形成され、それぞれヌプリパクシュベツ層（山岸·安藤,1982），タウシュベツ層（山岸·松波,1976），十勝三股層，トコロ川層（長谷川·渡辺,1964）が堆積した。これらの地層は層厚50～70m程度であり，一般的には崖錐性基底礫岩層とその上位に重なる，湖沼成堆積物，ハイアロクラスタイト，水中火砕流堆積物，火山性砕屑岩および陸上噴出物（溶結凝灰岩・溶岩など）より構成されている（山岸,1976）。これら盆地堆積物の年代については，以下に述べるような放射年代測定結果から，ほぼ中新世末～鮮新世前半とみなされる。まず、然別のヌプリパクシュベツ層については，その上位に重なるオソウシュ川溶結凝灰岩について2.75±0.12MaのＫ－Ａr年代がある（柴田ほか,1979）。タウシュベツ層については，下位の十勝幌加層について前述の6.8±0.6MaのＦＴ年代，上位のウペペサンケ溶結凝灰岩について4.6±0.2MaのＫ－Ａr年代がある。十勝三股層とトコロ川層について

は，これらの地層の下位に存在する東高地層の上幌加溶結凝灰岩，奥三股緑色凝灰岩層，三国山プロピライト溶岩について，それぞれ6.3±0.6Ma，6.2±0.6Ma，6.8±0.6MaのＦＴ年代がある（輿水･金,1986）。さらに，トコロ川層については，その上位に重なる無加溶結凝灰岩について1.9±0.2MaのＦＴ年代がある（輿水･金,1986）。

石狩川上流盆地　Ishikarigawa-zyoryu Basin

本盆地は大雪火山群の東側に存在する東西・南北各10km前後の広がりをもつ火山性陥没盆地であり，下位より角礫質の基底礫岩層，軽石凝灰岩層および含軽石凝灰質砂岩礫岩互層から構成され，これらは全体としてヤンベタップ層または三国層と呼ばれている（国府谷ほか,1968;山岸,1976）。これらの地層については，国府谷ほか（1968）は中新世，山岸（1976）は中期更新世とみなしているが，いずれも明確な証拠は示していない。山岸（1979）によれば，全体の層厚は50mあまりである。

白滝・白滝北部盆地　Shirataki and Northern Shirataki Basins

白滝盆地は東西・南北10km前後の広がりがあり，逆三角形の形態を示す。白滝溶結凝灰岩を含む白滝層が100m以下の厚さで堆積している（国府谷ほか,1964;長谷川ほか,1961）。白滝層は凝灰質砂岩，泥岩および礫岩などより構成され，水平的な岩相変化が激しい，湖沼性堆積物である。白滝溶結凝灰岩については逆帯磁を示すことと（長谷川ほか,1961），輿水･金（1986a）が2.2±0.2MaのＦＴの年代を報告していることから，本堆積盆の形成年代は鮮新世の後半とみなされる。本堆積盆は湧別川に沿う東西方向と支湧別川に沿う北東-南西方向の構造線により規制されており、火山性の陥没構造ではないかと考えられている（山岸,1976）。

白滝北部盆地は径4.5km前後のほぼ円形の広がりをもつ小堆積盆であるが，地形的には現在，山地をなし，盆地状の形態は全く認められない。幌加湧別層および幌加湧別溶結凝灰岩がそれぞれ厚さ150m+，250mで堆積している（国府谷ほか,1964）。幌加湧別層は軽石質凝灰岩を主とし，凝灰質砂岩・泥岩などをともなう湖沼成の堆積物であり，ほとんど水平に堆積している。幌加湧別溶結凝灰岩は本堆積盆内では幌加湧別層の上位に整合的に重なっているが，その分布は本堆積盆の東側一帯の山地・丘陵15～20km四方内にも及んでいる。岩質は流紋岩質であり，黒曜石のレンズ～ブロックを所々にはさむのが特徴であり，本堆積盆周囲では約50mの厚さの黒曜石岩体（1,147m峰・876m峰など）が存在する。この黒曜石岩体についてはそれぞれ，2.90±0.18Ma，2.10±0.15MaのＦＴ年代が報告されており，本堆積盆の形成年代は白滝堆積盆と同様に鮮新世の後半とみなされる。本堆積盆は堆積物の特徴と，ほぼ円形の形態を示し，周囲の日高累層群とは急崖で接することなどからカルデラではないかと考えられている（国府谷ほか,1964）。

置戸・温根湯・生田原盆地　Oketo, Onneyu and Ikutawara Basins

留辺蘂町の温根湯および富士見付近で輿水･金（1986）が，北見富士層の一部の安山岩・石英安山岩質角礫凝灰岩から14.2±1.1Maおよび13.7±1.0MaのＦＴ年代を報告している

。北見富士層は典型的な“グリーン・タフ”岩層であり，凝灰質砂岩・泥岩などもともなうとされているが，上記の年代値などから紋別－鴻之舞地域と同様に，これらの付近を中心に南北方向に延びた堆積盆が想定される（八幡･西戸,1990）。後期中新世には留辺蘂町，生田原町および丸瀬布町東部の範囲で湖沼から陸域にかけての堆積盆が形成され，トムイルベシベ層または生田原層（豊原層を含む）および矢矧層が堆積した。トムイルベシベ層（酒匂ほか,1964;野地ほか,1967）は層厚が数100m程度と見積もられるが，輿水･金（1986;1987）は武利川本流付近の石英流紋岩質角礫凝灰岩および無加川支流ケショマップ沢の石英流紋岩質溶結凝灰岩について，それぞれ7.2±0.6Ma，5.7±0.5MaのＦＴ年代を報告している。生田原層および矢矧層（山田ほか,1963）は層厚が総計で1,000m前後と見積もられるが，6.7Ma，7.2Ma，8.0Maの３つのＫ－Ａr年代が報告されている（八幡･西戸,1990）。これらの地層の堆積後，鮮新世に置戸および温根湯の盆地が形成された。

置戸盆地は東西約25km，南北20km＋の広がりがあり，十勝構造盆地の延長部ともみなすことができ，ヌカナン川・トコロ川・オンネアンズ沢層（または本別・足寄層）が堆積している（高橋･三谷,1970;長谷川･渡辺,1964;鈴木･浅井,1963）。関連する火山岩類を含めての総計の厚さは1,000m以上に達し，凝灰岩および凝灰質泥岩・砂岩など火山岩質砕屑岩類に富む湖沼性の堆積物である。ヌカナン川層に含まれるヌカナン溶結凝灰岩について4.9±0.3Ma，オンネアンズ沢層の上位のホロカトコロ溶結凝灰岩について3.8±0.4MaのＦＴ年代が報告されている（輿水･金,1987）。

温根湯盆地は径7km前後で，三角形状の形態を取って分布しており，火山性陥没構造の一つではないかと考えられている（山岸,1976）。本盆地内には滝の湯層（凝灰質泥岩・砂岩）および大和層（石英粗面岩質凝灰岩）が堆積しているが（酒匂ほか,1964），盆地内での温泉ボーリング結果などを合わせて判断すると，これら堆積物の総計の厚さは数100m程度と判断される。本盆地の南側丘陵・山地にはホロカトコロ溶結凝灰岩が広く分布しており，その噴出との関連性が考えられる。

遠軽盆地　Engaru Basin

八幡ほか（1988），八幡･西戸（1990）および田近･八幡（1991）でいくつかの放射年代値などに基づき新しい説明がなされている。中期中新世後半（13－10Ma頃）には紋別－鴻之舞地域に南北方向に延びる幅約20km・延長40kmの浅海から陸成へと移り変わる堆積盆が形成され，下位から鴻之舞層（上部層に12.8Ma，11.4Maの２つのＫ－Ａr年代値あり）および藻別層（基底の黒曜石のＫ－Ａr年代11.8Ma）が総計800m前後の厚さで堆積したが，特に藻別層については主に酸性の溶岩・火砕岩で構成されている。中期中新世末から後期中新世には，遠軽付近を中心に東西および南北約10kmの広がりのある湖沼性堆積盆が形成され，下位から留岡層（8.7MaのＫ－Ａｒ年代）および社名淵層（8.2Ma，7.2Ma，6.3MaのＫ－Ａr年代）が総計500m前後の厚さで堆積しており，これらは塩基性～酸性の火山活動を反映した溶岩，ハイアロクラスタイト，火砕流堆積物（溶結凝灰岩を含む）などの各種

の火砕岩・火山性砕屑岩類に富んでいる。

北見・仁頃盆地　Kitami and Nikoro Basins

これらの堆積盆は東北東-西南西～北東-南西方向に延びた形態を取っており，海成層を主体としている。

北見盆地（瀬川，1974）は東北東-西南西35km，北北西-南南東10kmの細長い広がりをもっており，下位より相内層，更新統，段丘堆積物および火砕流堆積物が累重している（小原ほか,1980）。北見市街で1979年に行なわれた温泉ボーリング（美好湯，深度540m）の結果によれば，上位より深度0～60mが更新統，60～120mが相内層，120～470mが津別層群，470m以下が先第三系仁頃層群である（二間瀬･松波,1985）。これらの温泉ボーリングの地点は盆地の中～南部にあることから，本堆積盆の中～南西部では，相内層以上の盆地堆積物の総計の厚さは総計で150m程度であるとみなされる。相内層は，中～粗粒凝灰質砂岩を主とし，その他，軽石質凝灰岩・砂岩および白色泥岩より構成され，ときに海棲貝化石をともなう。岩相や貝化石の特徴からオホーツク海沿岸の能取層に対比され，後期中新世とみなされている（石田･沢村,1968）。更新統は砂礫を主体とする堆積物であるが，その実態は不明である。段丘は４面存在するとされるが，そのうち最高位面は堆積物がほとんど残されていない。火砕流堆積物は本盆地の南西部の訓子府付近では，夾泥炭砂礫層と３層の軽石流・同二次堆積物よりなるが，それらのうち下位の軽石流は無加川上流・常呂川上流に広く分布する無加溶結凝灰岩（または勝山溶結凝灰岩？，鮮新世末）に対比されている（沢村･秦,1965）。中位の軽石流は南～南西方からもたらされたものと思われるが今のところ，その噴出源は不明である。上位の軽石流は盆地内のほぼ全域に分布するものであり，高位・中位の段丘・同堆積物をおおっており，屈斜路軽石流堆積物の一部に対比され，中期更新世とみなされている。本堆積盆の北東部では，後期中新世の盆地堆積物としては，登以加層および富里層がそれぞれ，500m+および800mの層厚をもって堆積している（石田ほか,1968）。登以加層および富里層は仁頃堆積盆におけるものと岩相などはほぼ同様であるが，本堆積盆の中～南部の後期中新世盆地堆積物（相内層）とは層厚が極めて大きく，より沖合の岩相が卓越する点で大きく異なっている。本堆積盆の地質構造的成因については，元来，向斜構造の発達した地域が，後の断層運動により地溝状に落ち込んだものと考えられているが（小原ほか,1980），堆積物の年代とその厚さから判断して鮮新世初頭または第四紀初頭以降の沈降量は100mを超えない。

仁頃堆積盆は北東-南西22km・北西-南東10km前後の広がりをもっており，下位より登以加層，富里層および上仁頃層がそれぞれ，350m，300mおよび10数m+の層厚で堆積し，その他，軽石流堆積物（屈斜路軽石流堆積物の一部）および段丘堆積物をともなう（石田ほか,1968）。登以加層は下位より砂岩層，硬質頁岩層，泥岩層および凝灰質砂岩層より構成され，そのうち，硬質頁岩層が全層厚の過半を占めている。富里層は下部のシルト岩層と中～上部の凝灰質砂岩層より構成される。オホーツク海沿岸（網走付近）から女満別付近

に分布する上部中新統～鮮新統との岩相・古生物上の対比から，登以加層が能取層に，富里層が呼人層に，上仁頃層が美岬層に対比される（石田ほか,1968）。地質構造的には，全体が基盤岩（先第三系仁頃層群）の構造方向にほぼ一致した軸方向をもつ向斜構造（仁頃向斜）を形成している。

C．枝幸－紋別沖堆積盆群　Offshore Esashi－Monbetsu Basins

本堆積盆群の占める範囲はオホーツク海の南西縁辺海域で，サハリンから続く大陸棚およびその東方の大陸棚斜面域にあたる。その地質構造については，地質調査所の海洋地質調査（玉木ほか,1979の海洋地質図14），海上保安庁の海底地形・地質調査（５万分の１沿岸の海の基本図）および国・民間による石油資源探査（北海道鉱業振興委員会編,1979;1990;山本,1979;1983;1986）などにより解明が進んでいる。山本（1979;1983;1986）によれば，本堆積域では北海道沿岸域を占めるオホーツク基盤岩（先第三系）台地，紋別沖基盤岩台地および北見大和堆が存在し，これらの間に枝幸－紋別沖堆積盆および網走－北見大和堆堆積盆が存在している。このうち後者の堆積盆は佐呂間沖にあることから，佐呂間沖堆積盆として取り扱う。さらに，玉木ほか（1979）によれば北見大和堆北方の大陸棚斜面域にも堆積盆が存在し，これを紋別堆東方堆積盆と呼ぶ。以上の堆積盆の位置はFig.Ⅱ-2に示した。

枝幸－紋別沖堆積盆　Offshore Esashi－Monbetsu Basin

紋別沖からサハリンのアニワ湾に至る南北210km，東西50km前後の広がりを有する長大な堆積盆であり，堆積盆軸は紋別沖から枝幸沖にかけての範囲では海岸線に沿い，北北西-南南東方向に走り，堆積物（新第三系）の厚さは4,000m前後になるとみなされている（山本,1983;1986;Soloviev et al.,1980）。紋別沖から枝幸沖にかけての範囲内では北北西方向に沈降する向斜構造の形態を示し，堆積盆の分化も見受けられるが，大局的には堆積盆軸がやや東方へ偏位した平底型の舟状堆積盆であり，西翼部に対して東翼部の傾斜が急な東急西緩の構造形態を取っている（山本,1983;1986）。特に，東翼部には20～40°の西傾斜をもつ正断層あるいは撓曲構造をなす斜面が存在し，東側の紋別沖基盤岩台地との境界部をなし，ここには“紋別沖構造線”と呼ばれる大きな断層が存在する。紋別沖構造線の西側隣接部の北緯44°59′19.22″・東経143°24′48.41″，水深153mの地点では，1978年に石油探査を目的とした坑井（紋別沖－１号井）のボーリングが行なわれた。この坑井はボーリング深度が海面下2,146.6mであり，坑井地質は1,579m以深が先第三系，深度1,579～1,275mが増幌層（下半部は基底礫岩と砂岩・泥岩互層および暗灰色泥岩），1,275～1,115mが稚内層，1,115～909mが声問層，909～153mが勇知層と判定されている（北海道鉱業振興委員会編，1990）。

佐呂間沖堆積盆　Offshore Saroma Basin

山本（1983;1986）によれば，古第三系末～中期中新世には現在の北見大和堆を中軸と

した地溝状の堆積盆（網走－北見大和堆堆積盆）が存在し，その後，北見大和堆の上昇により堆積盆が東西に分化したとされる。山本は網走－北見大和堆堆積盆について，このような構造発達過程・堆積層の構造形態を考慮して西から第１区・第２区（北見大和堆地域）・第３区に分けているが，佐呂間沖堆積盆はこの第１区に相当し，北海道鉱業振興委員会編（1979）は常呂沖盆と呼んでいる。本堆積盆は東西約50km・南北約100kmの広がりがあり，北見大和堆と同様に南北方向に延びている。古第三紀末以降の堆積物の総計の厚さは地震探査結果から2,000m程度で，そのうち，鮮新統・更新統は900mと見積もられている（山本,1983;1986）。北見大和堆との境界部には落差1,500m以上に達する断層（北見大和スラスト）が想定されている（玉木ほか,1979）。東側の上昇帯である北見大和堆においては，1986年にその中心部（北緯44°29′39.202″・東経144°13′59.331″，水深142m）において，基礎試錐「北見大和堆」のボーリングが行なわれた（北海道鉱業振興委員会編,1990;石油技術協会編,1993）。この坑井はボーリング深度が海面下3,795mであり，到達層準は下部中新統とされ，坑井地質は微化石解析結果から深度2,960m以深が下部中新統，2,960～930mが中部中新統，930～247.5mが上部中新統と判断されている。なお，この坑井地質に関連しては，石油技術協会編（1993）は北見大和堆の隆起が極めて最近になって生じたため，上部中新統の上位の厚さ1,500mの地層（鮮新統～第四系）が削剝されたとしている。この見解は主に続成鉱物変化と現在の地温勾配の関係によるが，北見大和堆の上昇を後期中新世以降とする山本（1983;1986）の見解と大きく食い違っており，今のところ，このような極めて最近の上昇運動を反映したと思われる地震活動や活構造現象は知られていないので，筆者はこれを採用しない。

紋別堆東方堆積盆　Eastern basin of Monbetsu Bank

本堆積盆は北見大和堆北方からサハリンのトニノ－アニワ半島東方沖の大陸棚斜面域に存在し（Tuezov et al.,1980;玉木ほか,1979），その広がりは東西約100km，南北100km+であり，玉木ほか（1979）によれば、鮮新統・第四系は厚さ1,000mに達する。北海道寄りの地域では西側に紋別堆の，東側に北見海丘の地形・地質構造的高まりが存在するが，紋別堆は紋別沖基盤岩台地の東縁の地形的高まりである。

［第Ⅳ章関連文献］

吾妻 穣(1960):北部石狩低地帯周辺の滝川層群.北海道地質要報,39,19-40.

———(1961a):由仁平野と馬追丘陵の地下構造（その１）.石油技術協会誌,26,169-179.

———(1961b):由仁平野と馬追丘陵の地下構造（その２）.石油技術協会誌,26,339-345.

Akiba,F.(1986):Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench,and modified Lower Miocne through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. *Init. Repts. DSDP*,87, 393-481.

フカガワクジラ発掘調査団編(1982):深川産クジラ化石発掘調査報告書.132p.,深川市教育委員会.

藤井敬三·曽我部正敏(1978):北海道における後期中新世から鮮新世にみられる構造運動.地調月報,29,631-644.

福沢仁之(1987):北海道北部，新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場.地質学雑誌,93,37-55.

————·保柳康一·秋山雅彦(1992):北海道中央北部の新第三系の層序と古環境.地質学論集,37,1-10.

古沢 仁·前田寿嗣·山下 茂·嵯峨山 積·五十嵐八枝子·木村方一(1993):北海道沼田町産海生哺乳類化石群の年代と古環境.地球科学,47,133-145.

二間瀬 洌·松波武雄(1985):北海道の地熱・温泉－1985年・Ⅱ版－.地下資源調査所調査研究報告,16,80p.

長谷川 潔·高橋俊正·松井公平(1961):5万分の1地質図幅「上支湧別」および同説明書.44p.北海道開発庁.

————·渡辺 順(1964):5万分の1地質図幅「常元」および同説明書.28p.,北海道開発庁.

秦 光男(1960):5万分の1地質図幅「焼尻島」および同説明書.24p.,地質調査所.

橋本 亘(1955):5万分の1地質図幅「下富良野」および同説明書.71p.,北海道開発庁.

北海道開発局農業水産部·同 土木試験所(1974):営農用深層地下水調査「猿払地区」.23p.

————·————·農林水産省構造改善局計画部資源課(1988):営農用深層地下水調査「浜頓別地区」.46p.

北海道開発局農業水産部·同 稚内開発建設部(1965):営農用水対策調査「鬼志別地区」.39p.

北海道鉱業振興委員会編(1979):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和43～51年）－.205p.

————(1990):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和52～63年）－.157p.

北海道立地下資源調査所(1979):北海道の地熱・温泉（C）北海道中央部.地下資源調査所調査研究報告,7,192p.

————(1991):北海道地熱・温泉ボーリング井データ集～1990.205p.

本座栄一·玉木賢策·村上文敏(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11,地質調査所.

保柳康一·三戸 望·吉岡正俊·宮坂省吾·渡辺 寧·松井 愈(1985):石狩－天塩帯南部の中新統層序と堆積環境－受乞層海底扇状地の復元－.地球科学,30,393-405.

保柳康一·宮坂省吾·渡辺 寧·木村 学·松井 愈(1986):“衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス－中新世・中央北海道の例－.地団研専報,31,265-284.

五十嵐八枝子·五十嵐恒夫·大丸裕武·山田 治·宮城豊彦·松下勝秀·平松和彦(1993):北海道の剣淵盆地と富良野盆地における32,000年間の植生変遷史.第四紀研究,32,89-105.

池田保夫(1982):北海道十勝川上流地域の酸性火砕流堆積物の層序と火山活動史.地質学雑誌,88,55-70.

池田保夫·向山 栄(1983):北海道，富良野－旭川地域の火砕流堆積物の層序と対比.地質学雑誌,89,163-172.

石田正夫·平山 健·黒田和男·番場猛夫(1968):5万分の1地質図幅「端野」および同説明書.49p.,地質調査所.

————·沢村孝之助(1968):5万分の1地質図幅「北見」および同説明書.36p.,地質調査所.

海上保安庁水路部(1991a):5万分の1沿岸の海の基本図「礼文島」および同説明書.31p.

————————(1991b):5万分の1沿岸の海の基本図「浜頓別」および同説明書.58p.

————————(1993):5万分の1沿岸の海の基本図「鬼鹿」および同説明書.58p.

————————(1994):5万分の1沿岸の海の基本図「天売島」および同説明書.54p.

垣見俊弘·植村 武(1958):5万分の1地質図幅「月形」および同説明書.54p.,地質調査所.

加藤茂弘(1991):北海道日高地方西部の静内川・新冠川における最終氷期以降の段丘形成過程.地理学評論,64A,71-94.

活断層研究会編(1991):新編，日本の活断層（分布図と資料）.437p.,東大出版会.

木村 学·宮坂省吾·紺谷吉弘·宮下純夫·保柳康一·渡辺 寧(1982):日高変成帯の“山脈化”における上支湧別構造帯の意義.構造地質,27,167-177.

木村 学·宮下純夫(1986):海溝－海溝－斜め衝突帯の三重会合点と日高変成帯.地団研専報,31,451-458.

Kimura,G.,Miyashita,S.and Miyasaka,S.(1983):Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin.*Accretion Tectonics in the circum-Pacific Regions*,TERRPUB,Tokyo,69-98.

木村勝弘·辻 喜弘(1990):堆積盆の生成発展過程の研究.石油開発技術センター年報(平成元年度),10-14.

小林 勇·秦 光男·山口昇一·垣見俊弘(1969):5万分の1地質図幅「妹背牛」および同説明書.34p.,地質調査所.

————·垣見俊弘·植村 武·秦 光男(1957):5万分の1地質図幅「滝川」および同説明書.36,地質調査所.

国土庁土地局国土調査課(1982):全国地下水（深井戸）資料台帳，北海道編.968p.

輿水達司·金 詰佑(1986a):北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代（その１）－上支湧別・北見富士地域－.地質学雑誌,92,477-487.

————·————(1986b):北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代（その２）－西部帯・中央帯の“グリーン・タフ”岩層－.地質学雑誌,92,559-568.

————·————(1986c):北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代（その３）－東部帯の“グリーン・タフ”岩層－.地質学雑誌,92,871-878.

————·————(1987):北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代（その４）－陸上火山活動による火砕岩類－.地質学雑誌,92,217-227.

国府谷盛明·小林武彦·金 詰祐·河内晋平(1968):5万分の1地質図幅「旭岳」および同説明書.52p.,北海道開発庁.

————·長谷川 潔·松井公平(1964):5万分の1地質図幅「白滝」および同説明書.35p.,北海道開発庁.

松井 寛·垣見俊弘·根元隆文(1965):5万分の1地質図幅「砂川」および同説明書.85p.,地質調査所.

松野久也·木野義人(1960):5万分の1地質図幅「築別炭坑」および同説明書.43p.,北海道開発庁.

————·田中啓策·水野篤行·石田正夫(1964):5万分の1地質図幅「岩見沢」および同説明書.168p.,地質調査所.

————·山口昇一(1955):5万分の1地質図幅「羽幌」および同説明書

松下勝秀·小山内 熙·石山昭三·中村耕二(1967):5万分の1地質図幅「浜頓別」および同説明書.41,北海道開発庁.

三谷勝利(1964):北海道主部における鮮新世の層序と造盆地運動について.地下資源調査所報告,32,1-38.

————(1978):北海道中軸帯西翼における第三系堆積盆地の変遷－砂川低地帯～馬追丘陵地帯が示す意味－.地団研専報,21,127-137.

宮坂省吾·保柳康一·渡辺 寧·松井 愈(1986):礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史.地団研専報,31,285-294.

長尾 巧(1941):札幌－苫小牧低地帯(石狩低地帯).矢部教授還暦記念論文集2巻,677-694.

野地正保·渡辺 順·魚住 悟·鈴木 守(1967):5万分の1地質図幅「丸瀬布」および同説明書.28p.,北海道開発庁.

小原常弘·和田信彦·横山英二·松浪文博·佐藤 巖(1980):北海道水理地質図第５号「北見」および同説明書.53p.,北海道立地下資源調査所.

小笠原憲四郎·増田孝一郎·小高民夫(1981):美深～歌登地区の新第三系貝類化石.「北海道の新第三系の生層序（総研Ａ）」研究連絡誌,2,22-23.

Ouchi,Y.(1974):Geomorphological development of the western Hidaka,Hokkaido. *Sci.Rep.Tohoku Univ.7th.Ser.(Geol.)*,24,165-182.

大内 定(1978):北海道日高地方沿岸東部の段丘形成史.北海道地理,52,1-8.

————(1980):活断層の調べ方.北海道５万年史（郷土と科学,No.73～80）.80-94.

岡 孝雄(1986):北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス.地団研専報,31,295-320.

————(1990):サハリンの地形・地質概要と89年地質見学記（資料）.地下資源調査所報

告,62,101-122.

———(1992):1990年サハリン地質見学記（資料）－北サハリン東部およびユジノサハリンスク周辺の地理と地質－.地下資源調査所報告,63,163-183.

———(1994):名寄市の地質と地下資源（付. 5万分の1地質図）.107p.,名寄市.

———·五十嵐八枝子(1993):北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新-更新統－とくに堆積相および花粉層序について－.地質学雑誌,99,365-389.

小山内 熙·三谷勝利·石山昭三·松下勝秀(1963):5万分の1地質図幅「中頓別」および同説明書.58p.,北海道開発庁.

佐川 昭·柴田 賢·山口昇一·羽坂俊一(1984):十勝川上流地域の火砕岩類の古地磁気とＫ－Ａｒ年代.地調月報,35,365-381.

———·松井和典·山口昇一(1988):北海道イルムケップ火山音江山溶岩のＫ－Ａｒ年代と古地磁気.地調月報,39,423-428.

嵯峨山 積·深見浩司(1983):地下水源調査資料，地下水の水位・水質（３）旭川・富良野地区.27p.,北海道立地下資源調査所.

————·保柳康一·宮坂省吾(1992):中央北海道日高海岸地域の新第三系珪藻層序と粗粒堆積物の形成期.地質学雑誌,4,309-321.

Sakaguchi,Y.and Katoh,S.(1990):The paleoclimate of northern Japan during the Lastglacial revealed by a pollen analytical study on the terrace deposits of southern Hokkaido. *Bull.Dept.of Geogr.Univ.Tokyo*,22,1-16.

酒匂純俊(1961):5万分の1地質図幅「乙忠部」および同説明書.46p.,北海道開発庁.

————(1957):5万分の1地質図幅「十勝川上流」および同説明書.38p.,北海道開発庁.

————·浅井 宏·金山喆佑(1964):5万分の1地質図幅「北見富士」および同説明書.31p.,北海道開発庁.

桜井 操·永野眞男·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.水路部研究報告,10,1-44.

札幌通商産業局(1983):旭川地域地下水利用適正化調査報告書.185p.

佐藤博之·秦 光男·小林 勇·山口昇一·石田正男(1964):5万分の1地質図幅「国領」および同説明書,55p.,地質調査所.

沢村孝之助·秦 光男(1965):5万分の1地質図幅「留辺蘂」および同説明書.46p.,北海道開発庁.

瀬川秀良(1974):日本地形誌北海道地方.303p.,朝倉書店.

石油技術協会編(1993):最近の我が国の石油開発（石油技術協会創立60周年記念）.442p.,石油技術協会.

柴田 賢·棚井敏雅(1982):北海道第三紀火山岩類のＫ－Ａｒ年代.総研成果報告書「北海道新第三系生層序の諸問題」,75-79.

———·山口昇一·石田正夫·根元隆文(1981):北海道歌登町産*Desmostylus*包含層の地質年代.地調月報,32,527-549.

———·———·小久保公司·田中 実(1979):北部十勝の鮮新統－更新統火砕岩のK-Ar年代と古地磁気.地調月報,30,231-239.

新十津川町クジラ化石研究会(1992):新十津川町産クジラ化石研究の記録.56p.

Soloviev,S.L.,Krasny,M.L.,Melnikov,O.A.,Pavlov,Y.A.,Popov,E.I.,Snegovskoy,S.S.,Tuezov,I.K.and Vasiliev,B.I.(1980):Geological structure of the southwestern Okhotsk Sea area.*Structure of Transition Zone, AEPS*, 8,81-95. Center for Academic Pub.,TOkyo.

鈴木 淳(1953):5万分の1地質図幅「深川」および同説明書.44p.,北海道開発庁.

———(1955):5万分の1地質図幅「旭川」および同説明書.32p.,北海道開発庁.

———(1957):5万分の1地質図幅「比布」および同説明書.27p.,北海道開発庁.

鈴木 守·浅井 宏(1963):5万分の1地質図幅「小利別」および同説明書.31p.,北海道開発庁.

———·渡辺 順·春日井 昭(1964):5万分の1地質図幅「美瑛」および同説明書.32p.,北海道開発庁.

田近 淳·八幡正弘(1991):5万分の1地質図幅「遠軽」および同説明書.104p.,北海道立地下資源調査所.

高橋功二·三谷勝利(1970):5万分の1地質図幅「芽登温泉」および同説明書.29p.,北海道開発庁.

高橋俊正(1960):大雪－十勝火山列南西部の地質および岩石Ⅰ十勝火山群の地質および火山構造について.北海道地質要報,39,7-18.

タキカワカイギュウ関連地質調査団編(1984):タキカワカイギュウ調査研究報告書.206p.,滝川市教育委員会.

Tamaki,K.(1988): Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications.*Bull.Geol.Surv.Japan*,39,269-365.

玉木賢策·湯浅真人·西村清和·本座栄一(1979):100万分の1北海道周辺日本海およびオホーツク海域広域海底地質図.海洋地質図14,地質調査所.

棚井敏雅(1982):北海道の新第三紀生層序研究の今後の課題.総研成果報告書「北海道新第三系層序の諸問題」.81-90.

———·佐藤誠司(1981):美深－歌登地域の層序概要.「北海道の新第三系の生層序（総研Ａ）」研究連絡紙,1,34-37.

田中啓策(1960):5万分の1地質図幅「上猿払」および同説明書.65p.,地質調査所.

Tuezov,I.K.,Vasiliev,B.I.,Krasny,M.L.,Pavlov,Y.A. and Popov,E.I.(1980):Structure and geological nature of the Kuril abyssal basin in the Okhotsk Sea.*Structure of Transition Zone,AEPS*,8,97-111,Center for Academic Pub.,Tokyo.

対馬坤六·松野久也·山口昇一(1954):5万分の1地質図幅「苫前」および同説明書.16p.,地質調査所.
————·————·————(1956):5万分の1地質図幅「鬼鹿」および同説明書.17p.,地質調査所.
————·山口昇一(1954):5万分の1地質図幅「留萌」および同説明書.16p.,地質調査所.
通商産業省石炭局(1963):炭田総合開発調査報告書－未開発炭田区域調査概要－215p.
和田信彦·前田寿嗣·五十嵐八枝子·外崎徳二·大室道夫·吉田充夫·木村方一·赤松守雄·古沢仁·秋山雅彦(1985):北海道深川市北部丘陵の鮮新統層序について.地球科学,39,243-257.
————·雁沢好博·嵯峨山 積·高橋功二·牛腸 誠·渡辺信男·秋山雅彦(1986):留萌－深川地域の鮮新統層序と年代.日本地質学会第93年学術大会講演要旨集,p.142.
渡辺 寧(1986):北海道日高帯然別地域の新生代構造運動.地球科学,40,364-372.
山岸宏光(1976):北海道中央部糠平周辺地域の堆積盆にみられる陥没構造.地下資源調査所報告,48,21-31.
————·安藤重幸(1982):5万分の1地質図幅「然別湖」および同説明書.26p.,北海道立地下資源調査所.
————·松波武雄(1976):5万分の1地質図幅「糠平」および同説明書.40p.,北海道立地下資源調査所.
山田敬一·寺岡易司·石田正夫(1963):5万分の1地質図幅「生田原」および同説明書.35p.,北海道開発庁.
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.石油技術協会誌,44,260-267.
————(1983):オホーツク海南西縁辺海域の地質構造と堆積環境.地質学雑誌,89,15-29.
————(1986):北海道北部の新第三系堆積盆発達史.シンポジウム「陥没と隆起」,173-214.,
柳田 誠(1981):沙流川における最終氷期以降の河岸段丘の形成過程.地理学評論,54,423-436.
————·平川一臣·大内 定·貝塚爽平(1985):富良野盆地周辺の活断層と金山付近の活褶曲.地理学評論,58(A),255-265.
八木健三·柴田 賢·蟹沢聡史(1987):北海道西部の暑寒別岳地域火山岩類のｋ－Ａｒ年代.火山第２集,32,p.366.
八幡正弘·西戸裕嗣(1990):東部北海道〝北見グリーンタフ地域〟の新第三系とその特徴.春日井 昭教授退官記念論文集,47-60.
————·田近 淳·黒沢邦彦·松波武雄(1988):5万分の1地質図幅「丸瀬布北部」および同説明書.110p.,北海道立地下資源調査所.

山口久之助·小原常弘·早川福利·松下勝秀·二間瀬 洌·横山英一·佐藤 巖(1967):北海道水理地質図幅第４号「旭川」および同説明書.43p.,北海道立地下資源調査所.

山口昇一·犬塚則久·松井 愈·秋山雅彦·神戸信和·石田正夫·根元隆文·谷津良太郎(1981):北海道歌登町産Desmostylusの発掘と復元.地調月報,32,527-543.

————·松野久也(1963):5万分の1地質図幅「三渓」および同説明書.50p.,地質調査所.

八島邦夫·今井健三·西沢邦和(1982):100万分の１海底地形図「北海道」·「東北日本」と海底地形.水路部研究報告,17,93-162.

吉田 尚·松野久也·佐藤博之·山口昇一(1959):5万分の1地質図幅「比宇」および同説明書.,47p.,北海道開発庁.

［第Ⅳ章図表説明］

Fig.Ⅳ-1 Latest Cenozoic tectonic zoning of the western part of Central Hokkaido Tectonic Province.
a:Latest Cenozoic basin b:Ridge c:Serpentine rocks d:Thrust e:Major fault(left) and active fault zone(right) f:Folding axis g:Active volcano

Fig.Ⅳ-2 Structure and locality map of the Sunagawa Depression and Takikawa·Fukagawa Basin.

Fig.Ⅳ-3 Geological cross section Ⅰ-Ⅰ′ of the Sunagawa Depression (from the northwestern hills of Tsukigata to the eastern hills of Iwamizawa).

Fig.Ⅳ-4 Geological cross section Ⅱ-Ⅱ′of the Sunagawa Depression(from southwestern Naie to the town area of Shintosukawa).

Fig.Ⅳ-5 Geological cross section Ⅲ-Ⅲ′of the Sunagawa Depression (from the southern part of Mt.Kumaneshiri to the southeastern hills of Naie). This fig. is modified from Matsui et al.(1965).

Fig.Ⅳ-6 Geological cross section A-A′of the Takikawa·Fukagawa Basin (from the southeastern part of Shintosukawa to the town area of Chippubetsu).

Fig.Ⅳ-7 Geological cross section B-B′of the Takikawa·Fukagawa Basin (from Ebeotsu to Akabira).

Fig.Ⅳ-8 Geological cross section C-C′of the Takikawa·Fukagawa Basin ( from Ebeotsu to Mt.Kamui).

Fig.Ⅳ-9 Geological cross section D-D′of the Takikawa·Fukagawa Basin (from the western hills of Hokuryu to Tadoshi).

Fig.Ⅳ-10 Geologic map of the Furano Basin.

Fig.Ⅳ-11 Geological cross section Ⅰ-Ⅰ′of the Furano Basin (from the Furano

Skiing Field to the eastern hills of Nakafurano).

Fig. Ⅳ-12 Geological cross section Ⅱ-Ⅱ′ of the Furano Basin(from Mt. Taira-dake in western Kamifurano to the town area of Shirogane Hot Spring).

Fig. Ⅳ-13 Geologic map of the Kamikawa Basin.

Fig. Ⅳ-14 Geological cross section Ⅰ-Ⅰ′ of the Kamikawa Basin(from southern Nishi-kagura to the western hills of Takasu).

Fig. Ⅳ-15 Geological cross section Ⅱ-Ⅱ′ of the Kamikawa Basin (from the south-western mountain area of Asahikawa to the Asahiyama Park).

Fig. Ⅳ-16 Distribution of Latest Cenozoic basins in the mountain area of northern Tokachi and Kitami

1:Tomuraushi Basin 2:Shikaribetsu Basin 3:Nukabira Basin 4:Tokachi-mitsumata Basin 5:Sekihoku-tohge Basin 6:Ishikarigawa-zyoryu Basin 7:Shirataki Basin 8:Northern Shirataki Basin 9:Oketo Basin 10:Onneyu Basin 11:Ikutawara Basin 12:Engaru Basin 13:Kitami Basin 14:Nikoro Basin

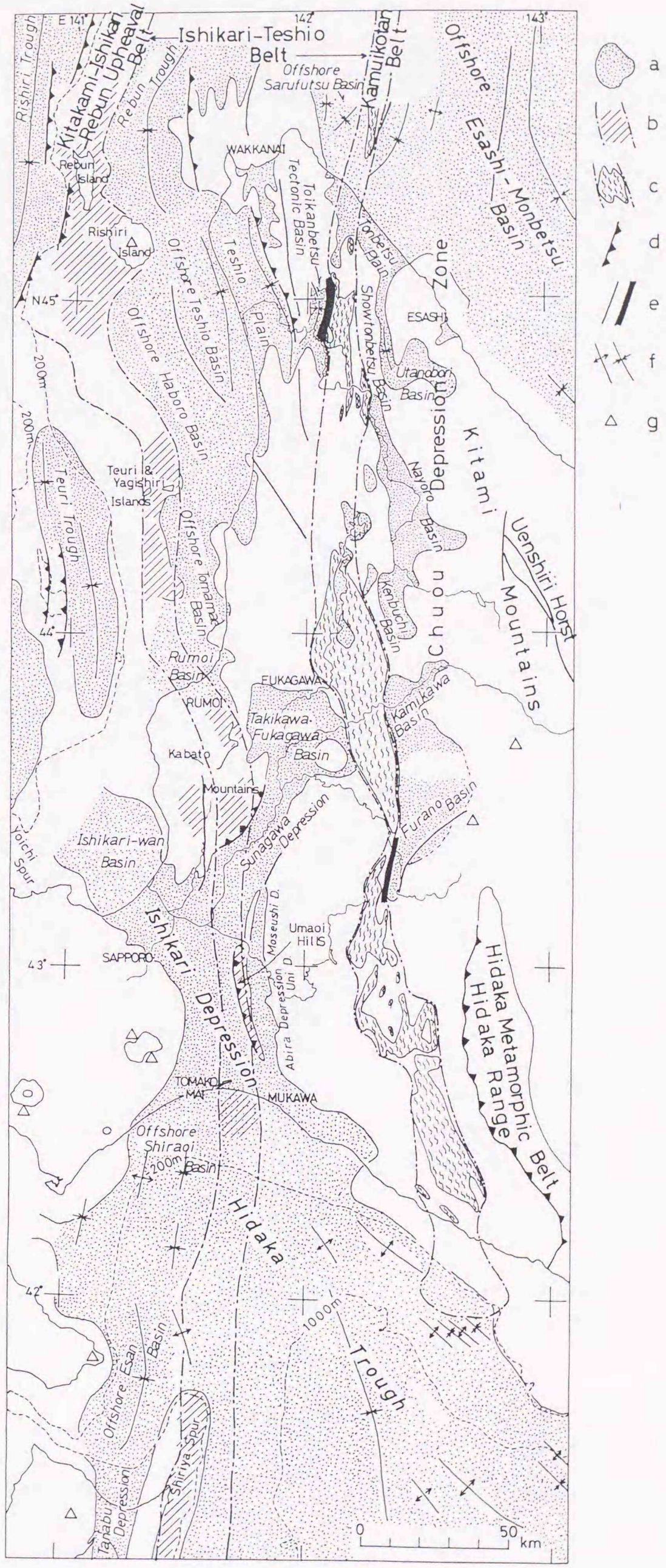



Fig. Ⅳ-1 Latest Cenozoic tectonic zoning of the western part of Central Hokkaido Tectonic Province. a:Latest Cenozoic basin b:Ridge c:Serpentine rocks d:Thrust e:Major fault(left) and active fault zone(right) f:Folding axis g:Active volcano

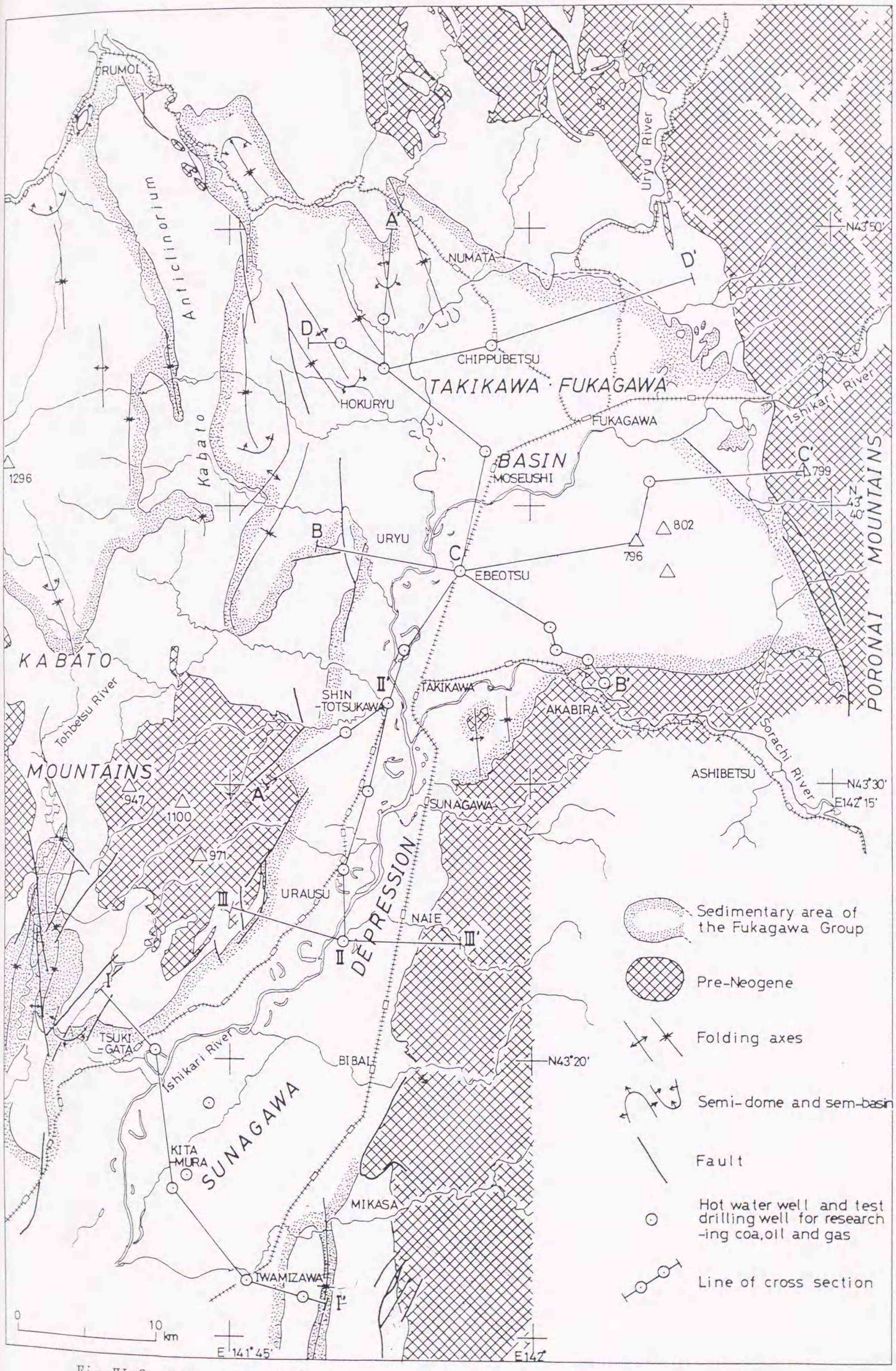
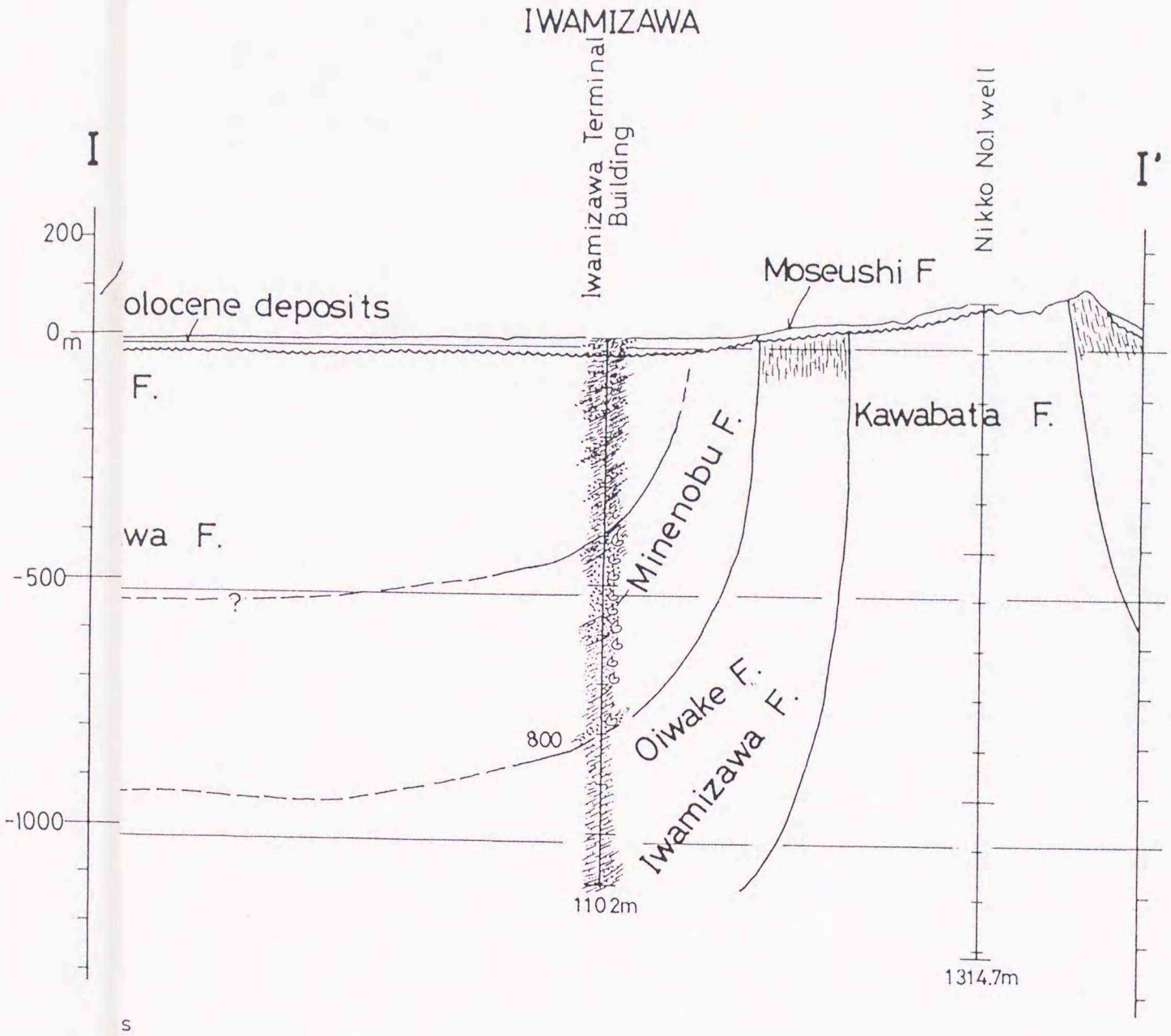



Fig. IV-2 Structure and locality map of the Sunagawa Depression and Takikawa·Fukagawa Basin.




s

and conglomerate

i

ss section I-I′ of the Sunagawa Depression (from the
ills of Tsukigata to the eastern hills of Iwamizawa).

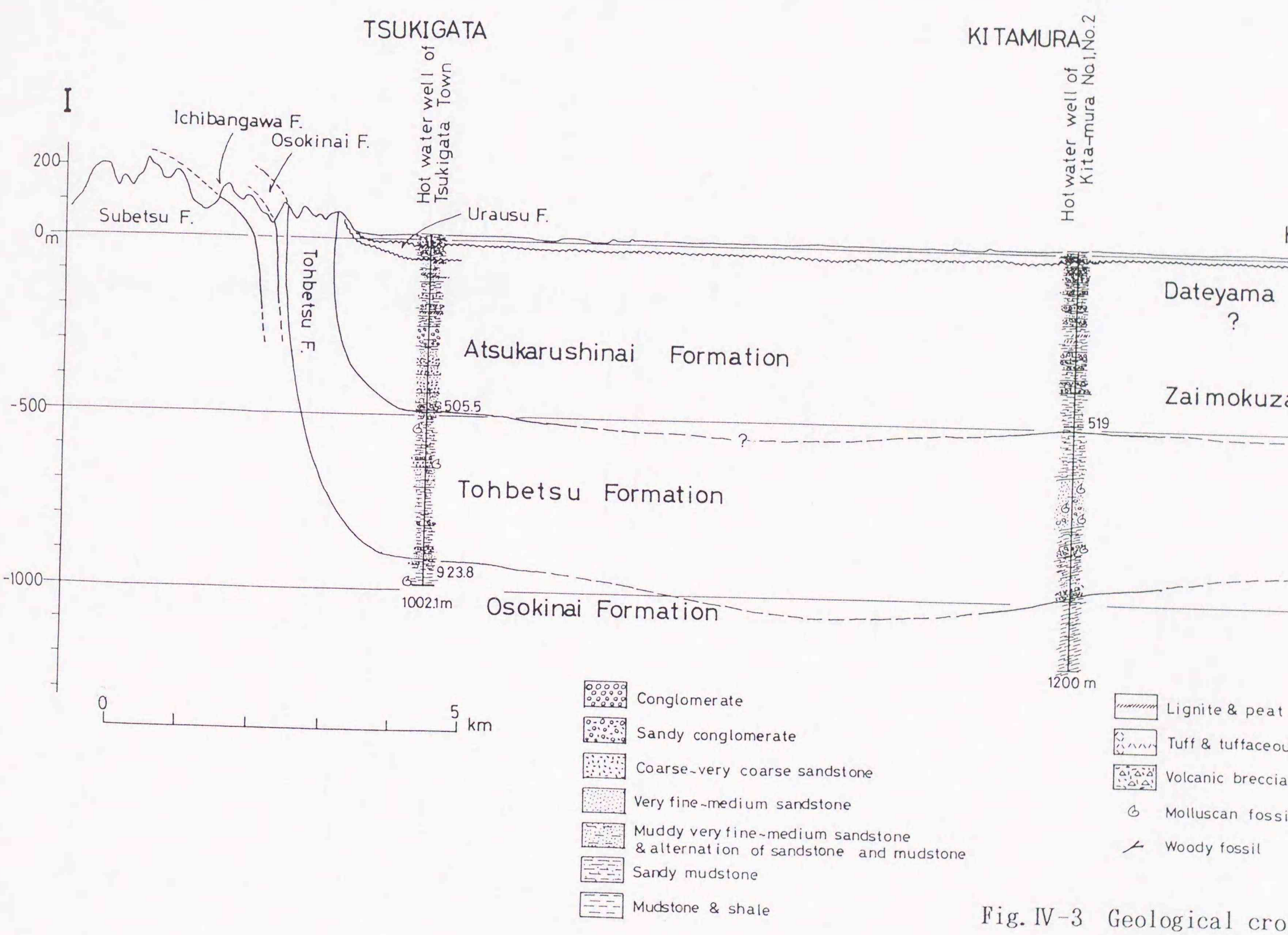



Fig. IV-3 Geological cro
northwestern h

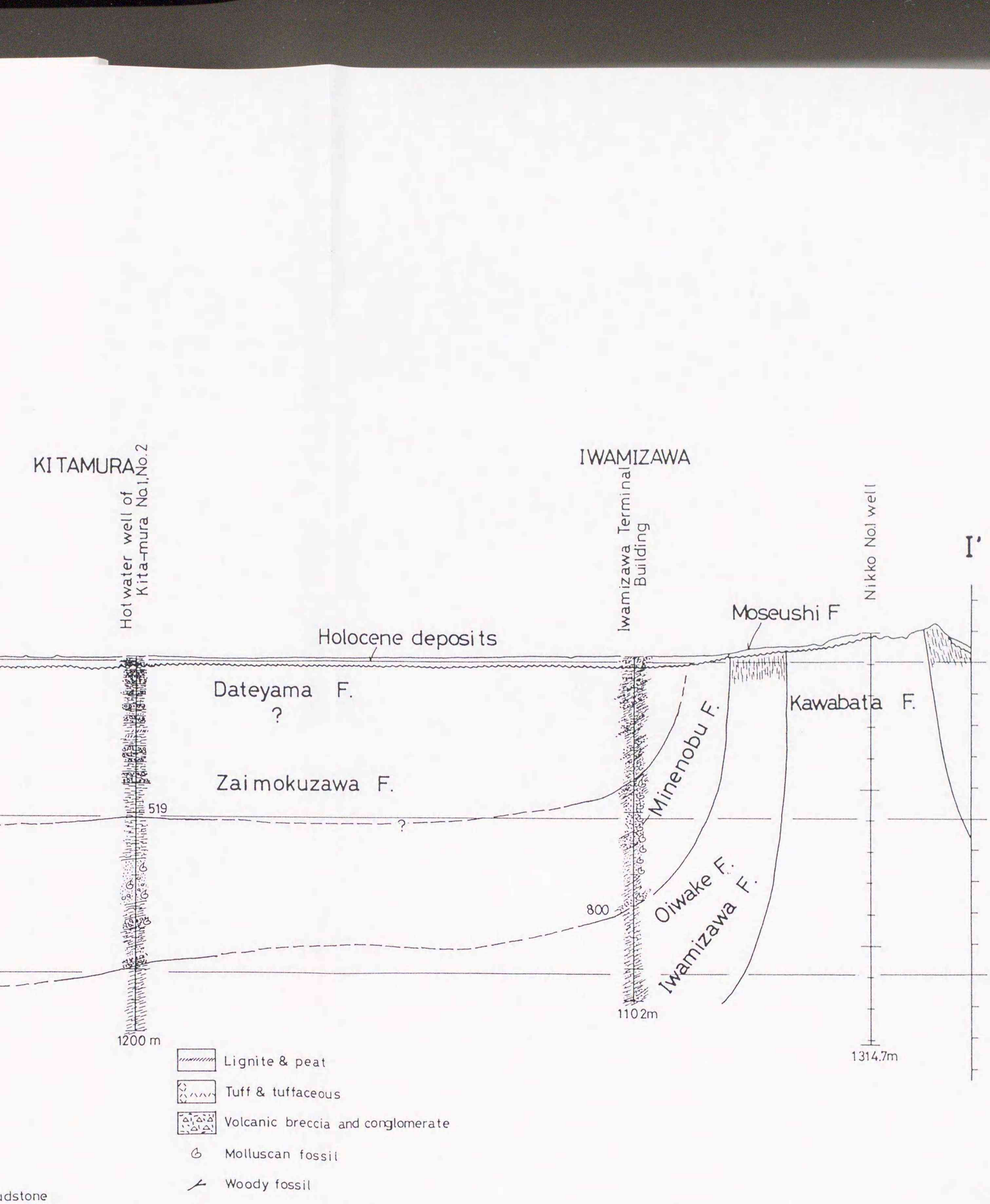



Fig. IV-3 Geological cross section I-I' of the Sunagawa Depression (from the northwestern hills of Tsukigata to the eastern hills of Iwamizawa).

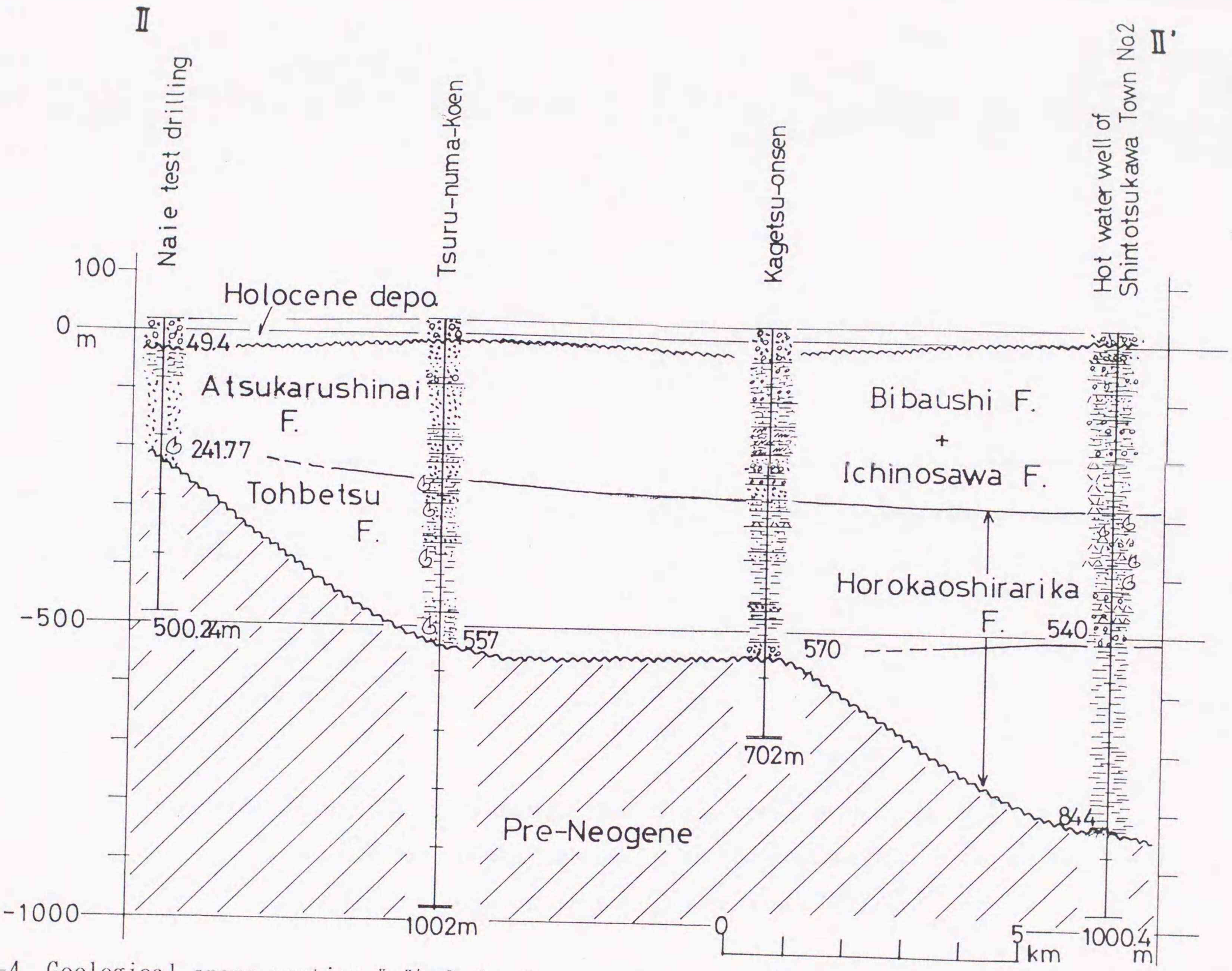



Fig. Ⅳ-4 Geological cross section Ⅱ-Ⅱ' of the Sunagawa Depression (from southwestern Naie to the town area of Shintosukawa).

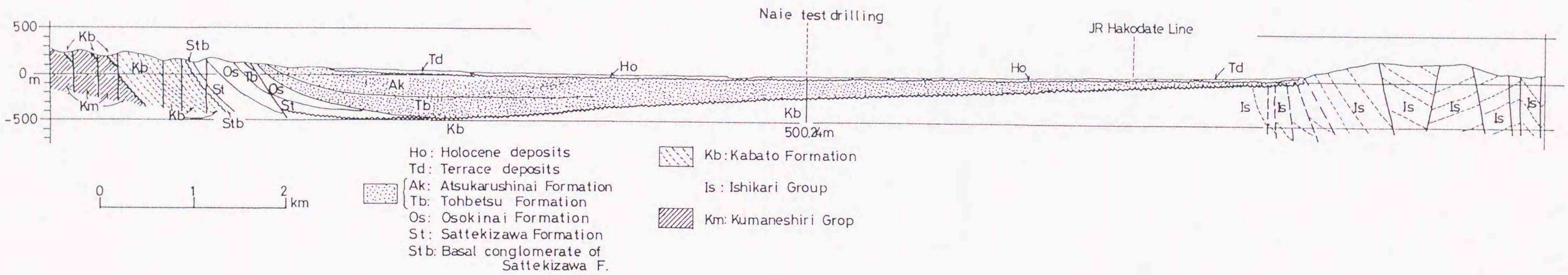
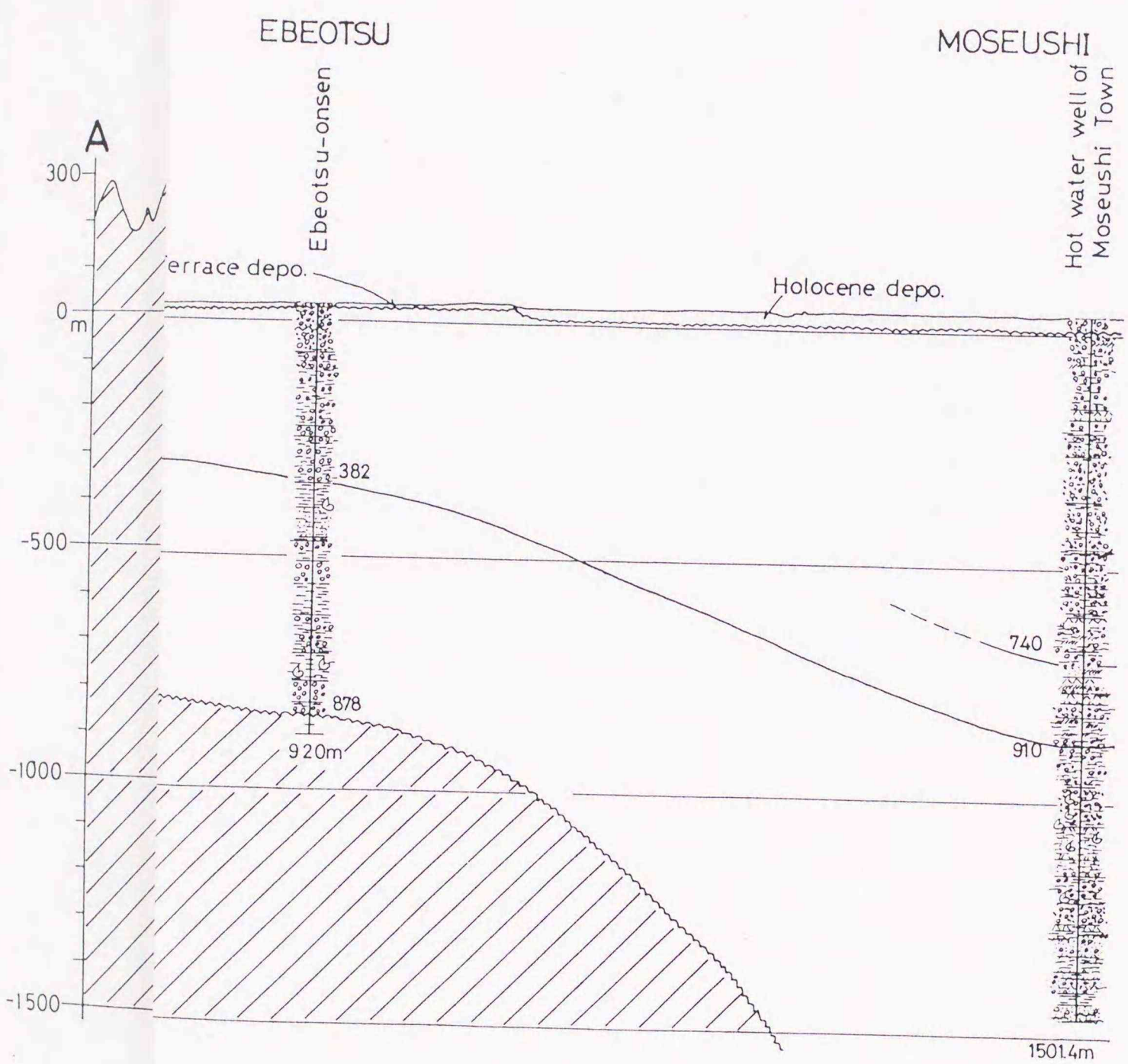



Fig. Ⅳ-5 Geological cross section Ⅲ-Ⅲ' of the Sunagawa Depression (from the southern part of Mt. Kumaneshiri to the southeastern hills of Naie). This fig. is modified from Matsui et al. (1965).




kawa·Fukagawa Basin (from the
town area of Chippubetsu).

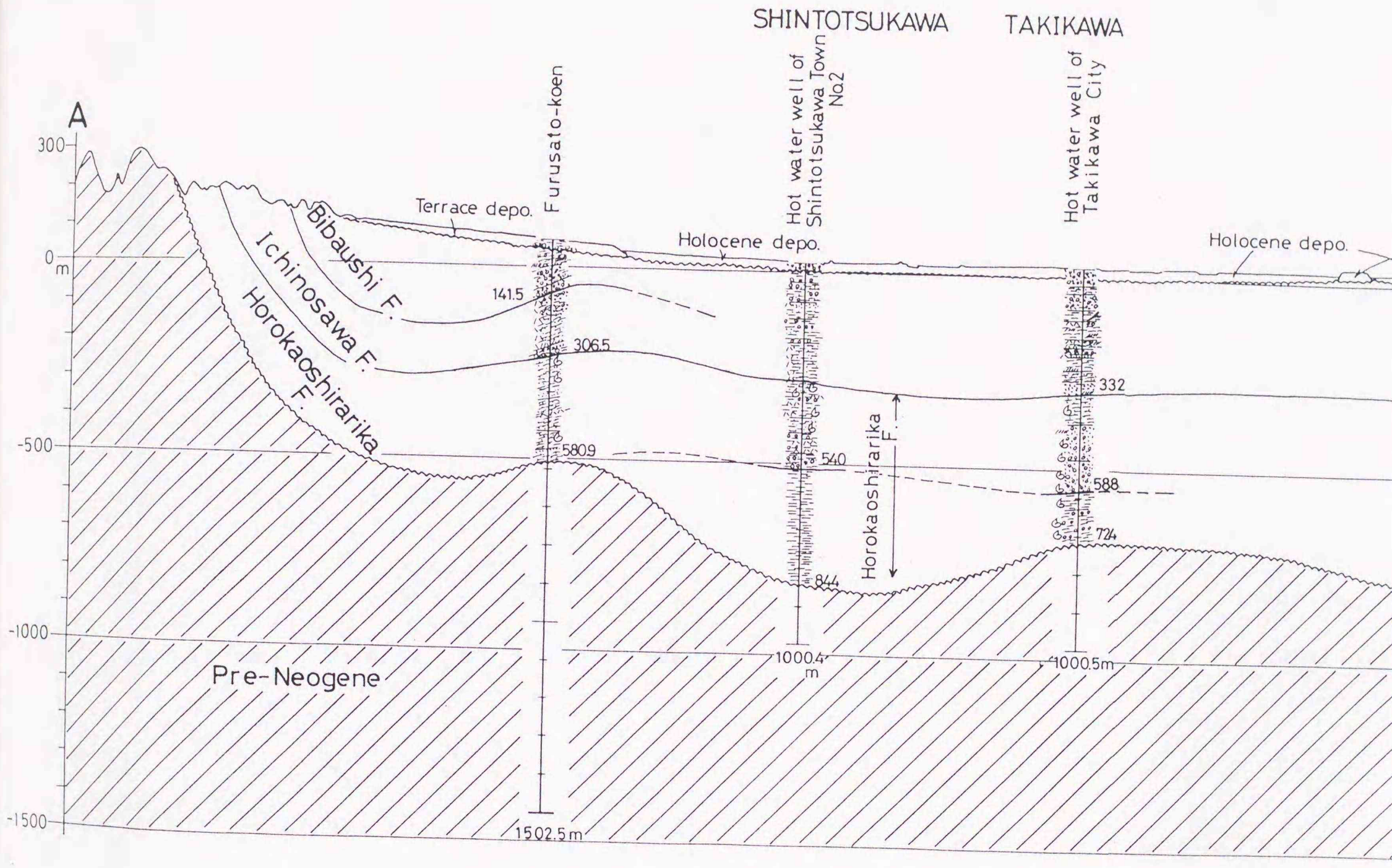
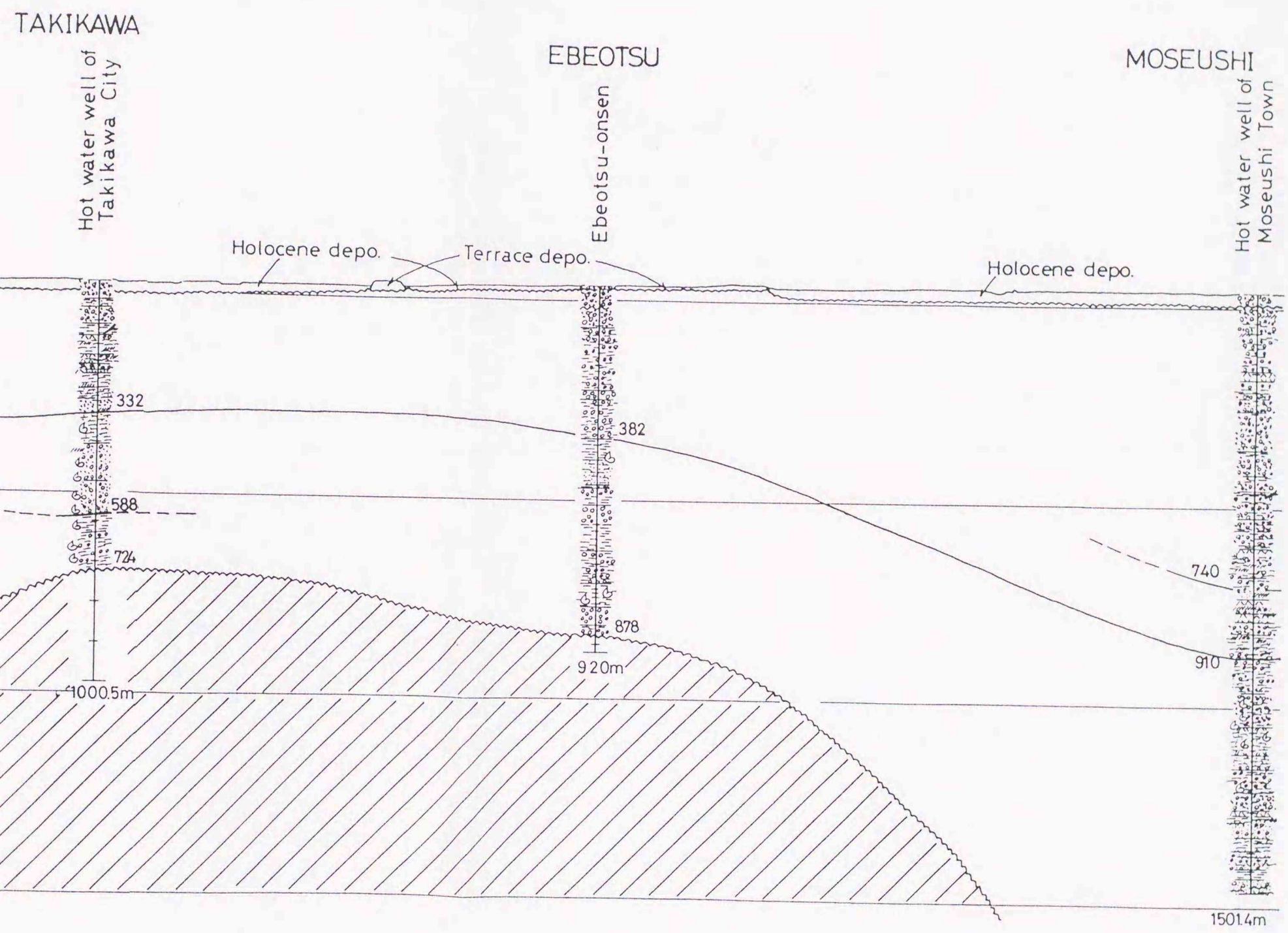
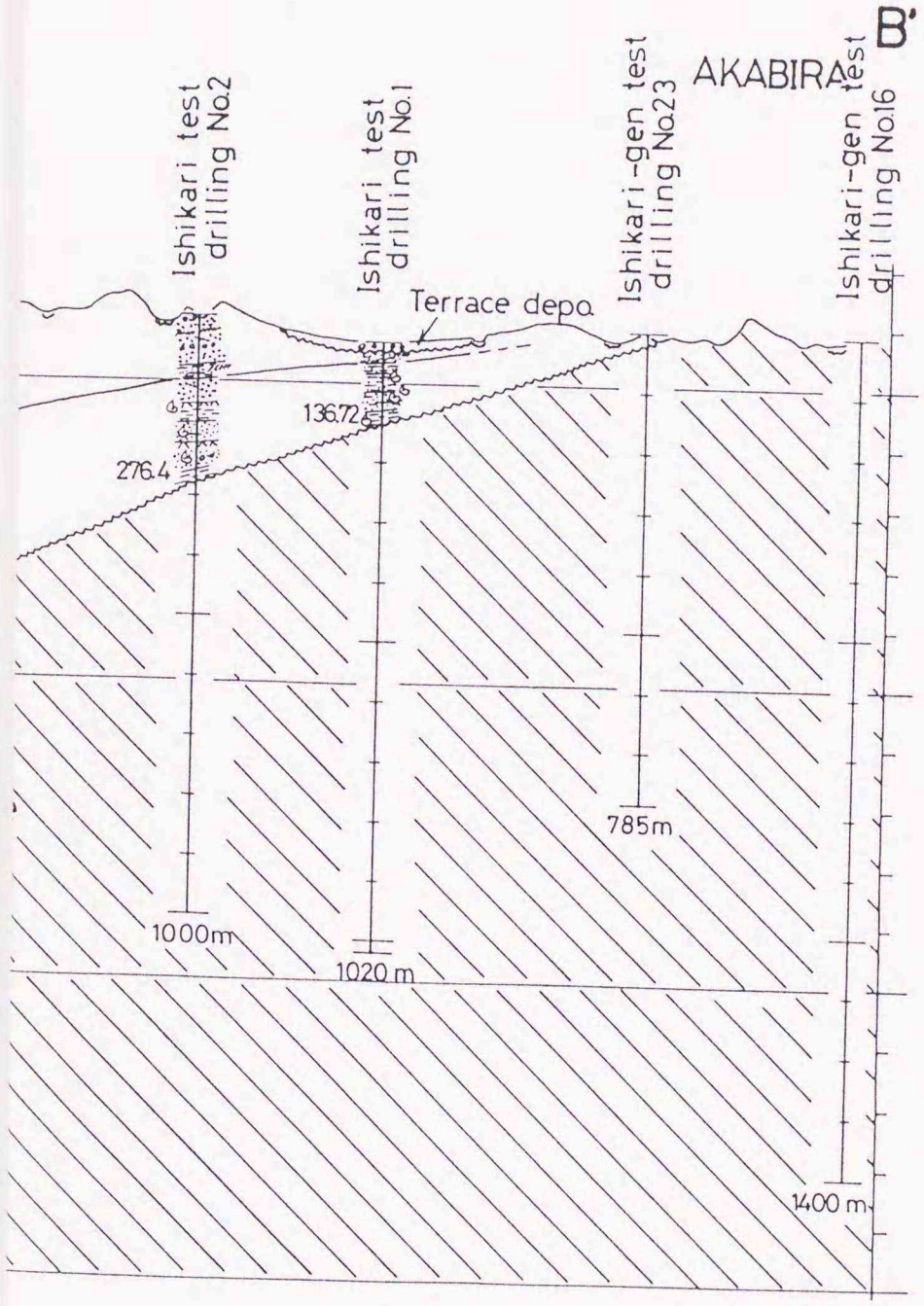



Fig. Ⅳ-6 Geological cross section A-A' of the Ta
southeastern part of Shintosukawa to t




al cross section A-A′ of the Takikawa·Fukagawa Basin (from the
tern part of Shintosukawa to the town area of Chippubetsu).




ukagawa Basin (from

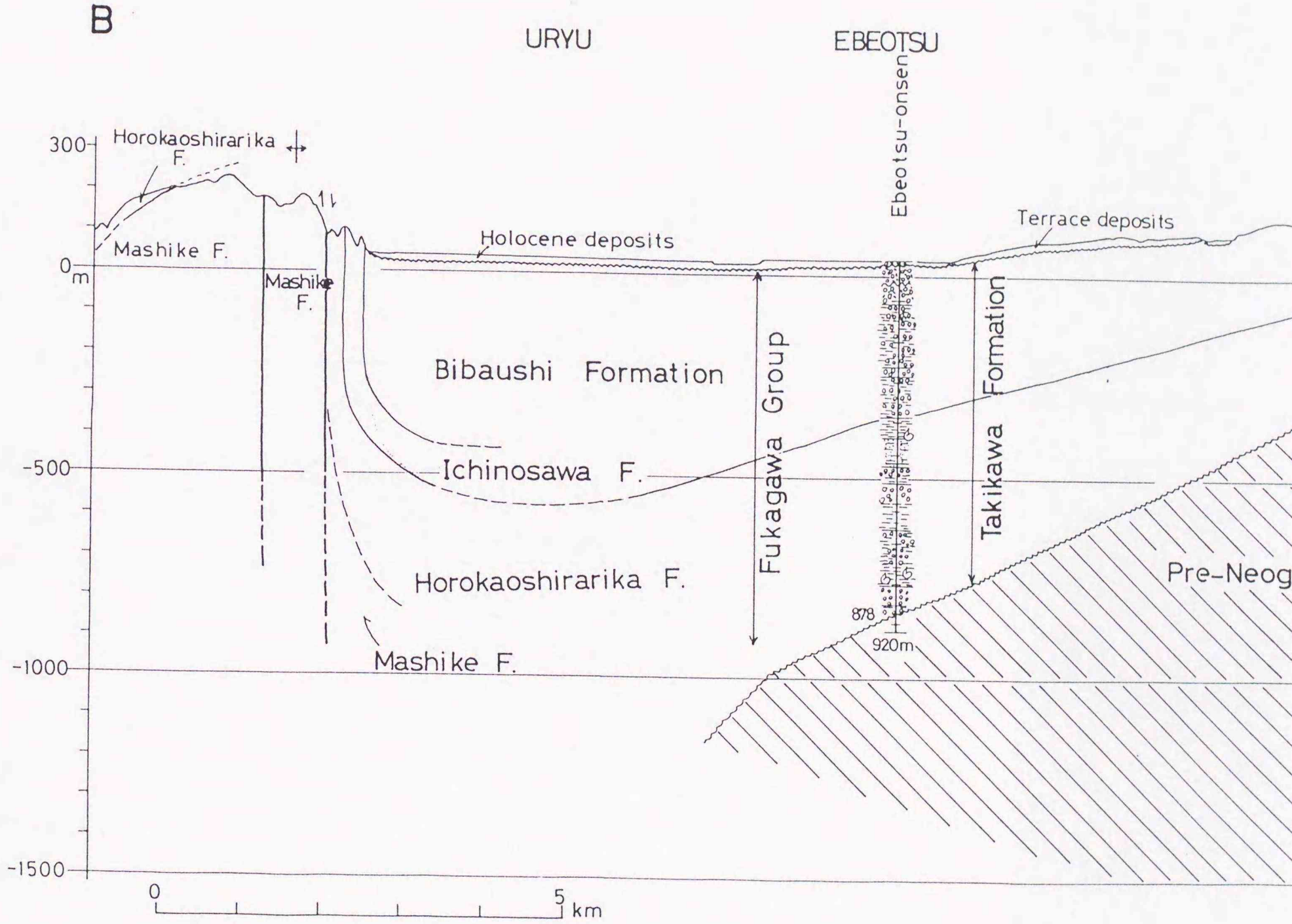
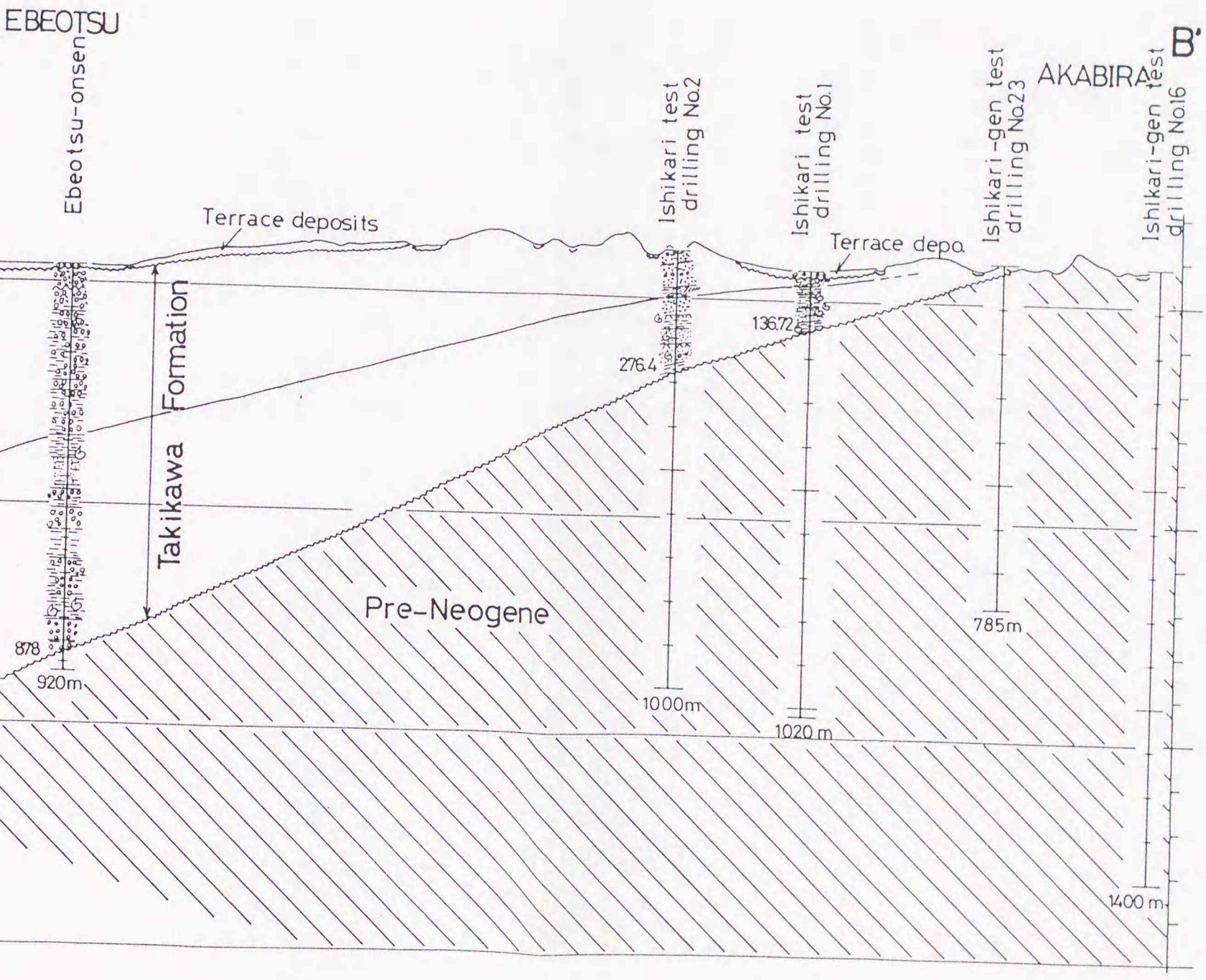
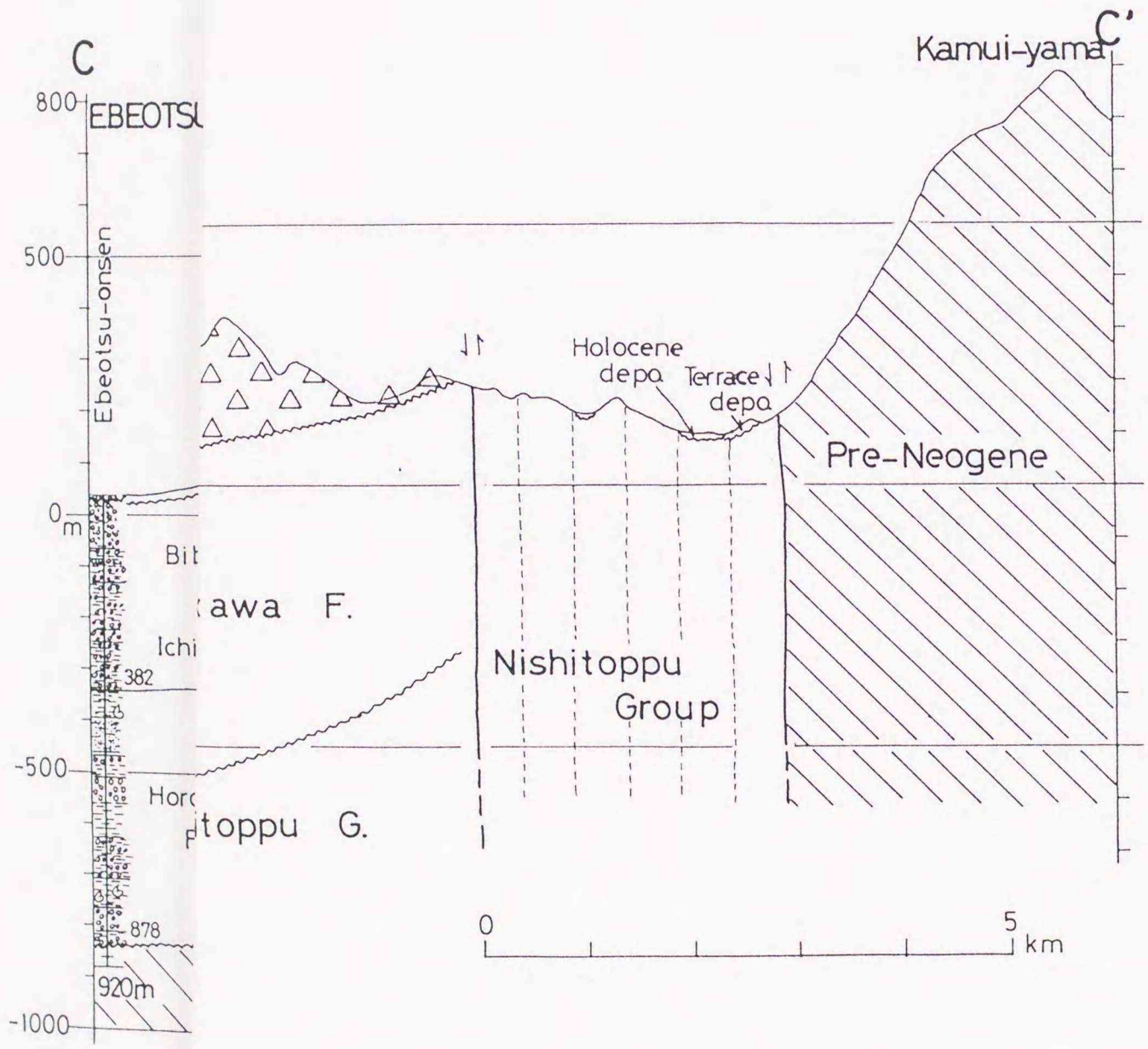



Fig. Ⅳ-7 Geological cross section B-B' of the Takikawa
Ebeotsu to Akabira).




oss section B-B' of the Takikawa·Fukagawa Basin (from
abira).




wa Basin ( from

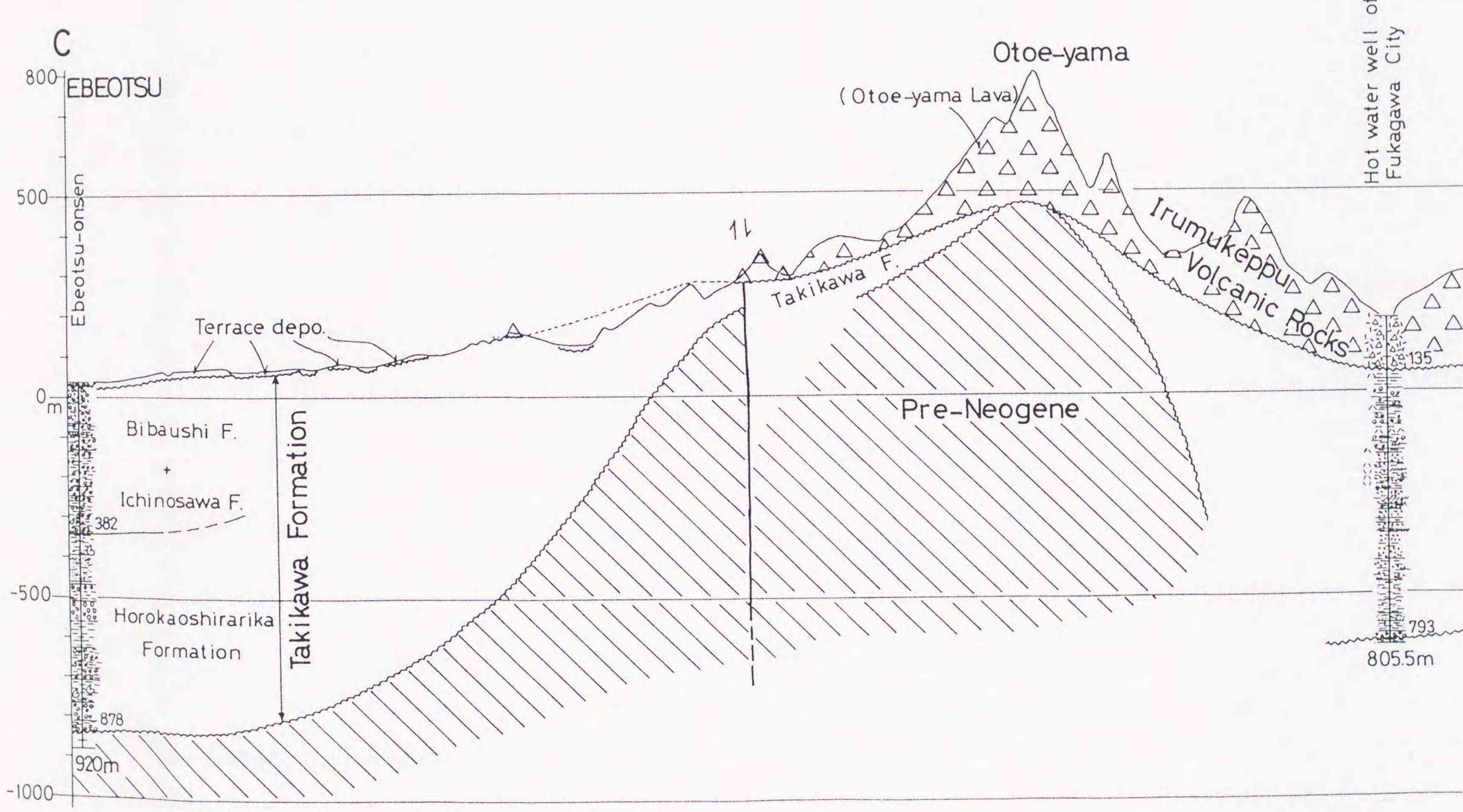
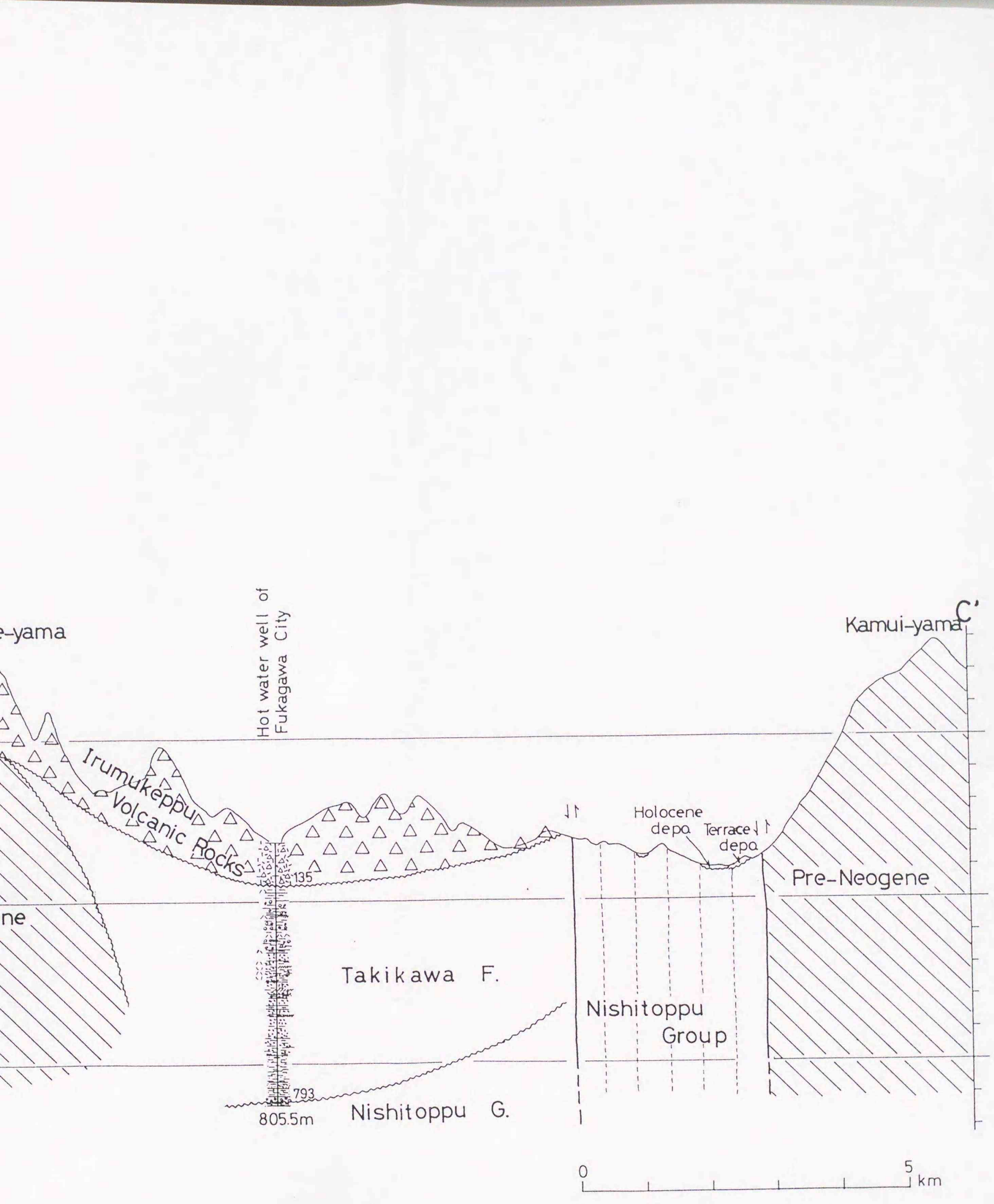
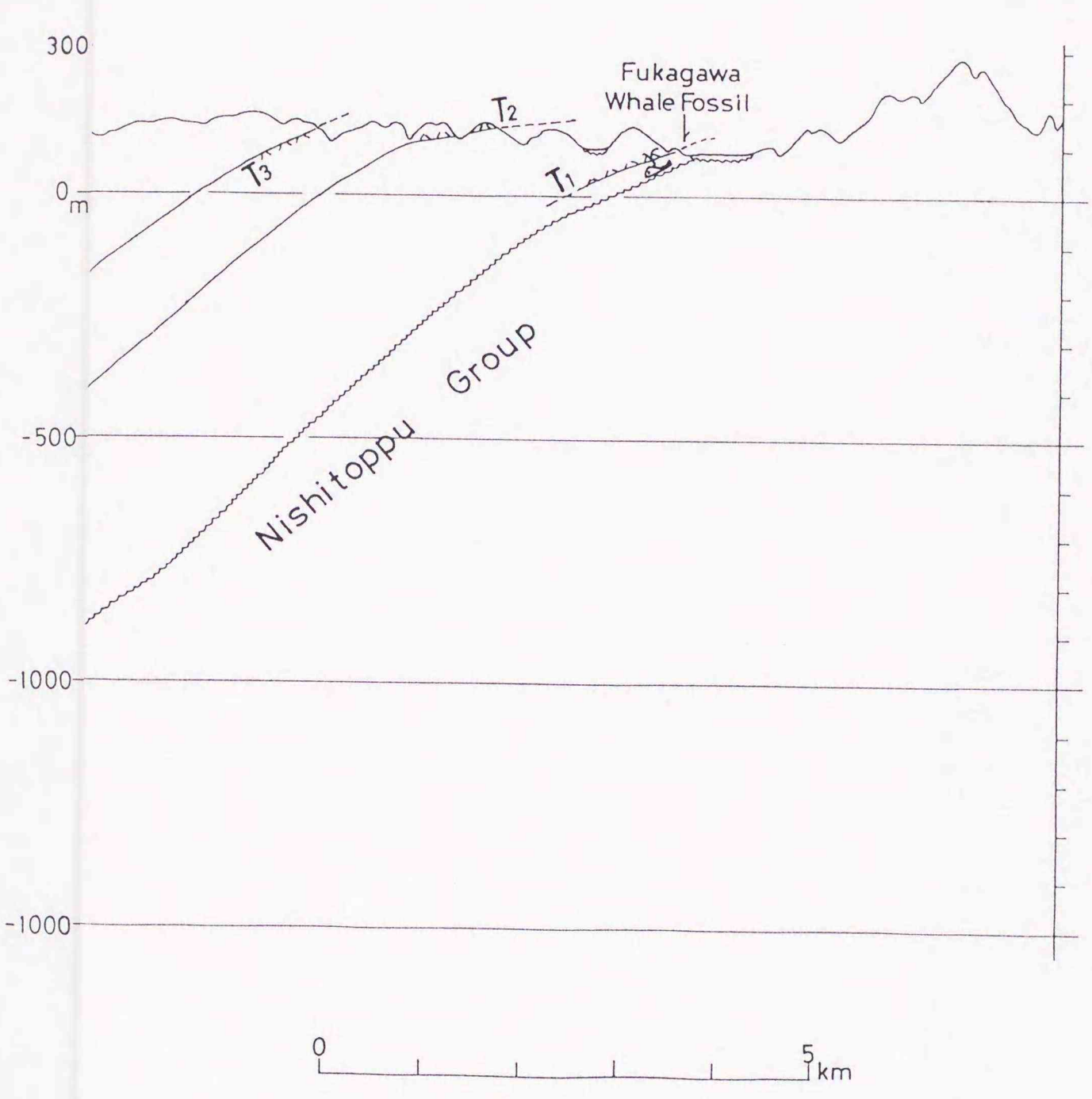



Fig. Ⅳ-8 Geological cross section C-C' of the Takikawa·F
Ebeotsu to Mt. Kamui).




ection C-C' of the Takikawa·Fukagawa Basin ( from
).




he Takikawa·Fukagawa Basin (from the
hi).

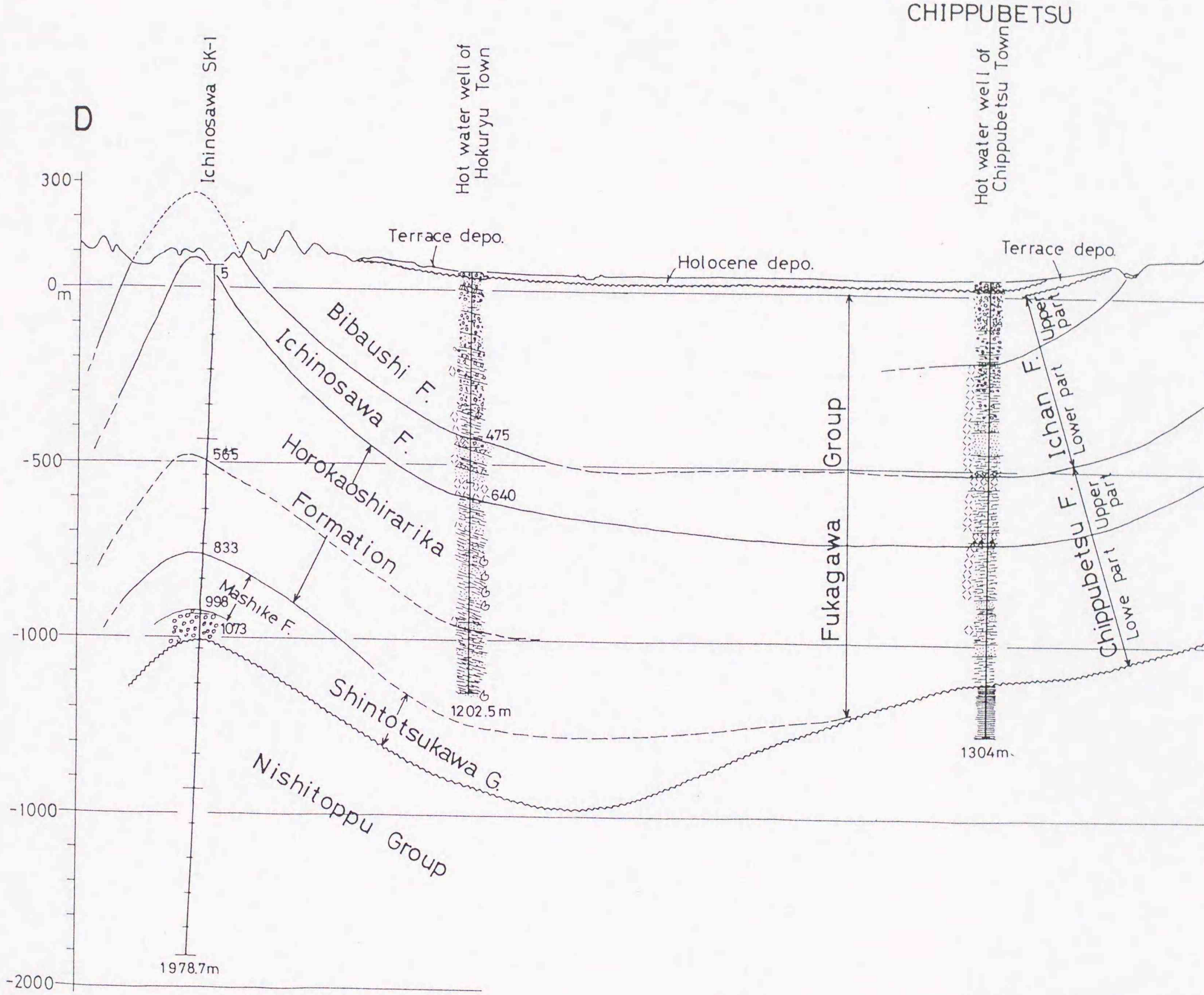
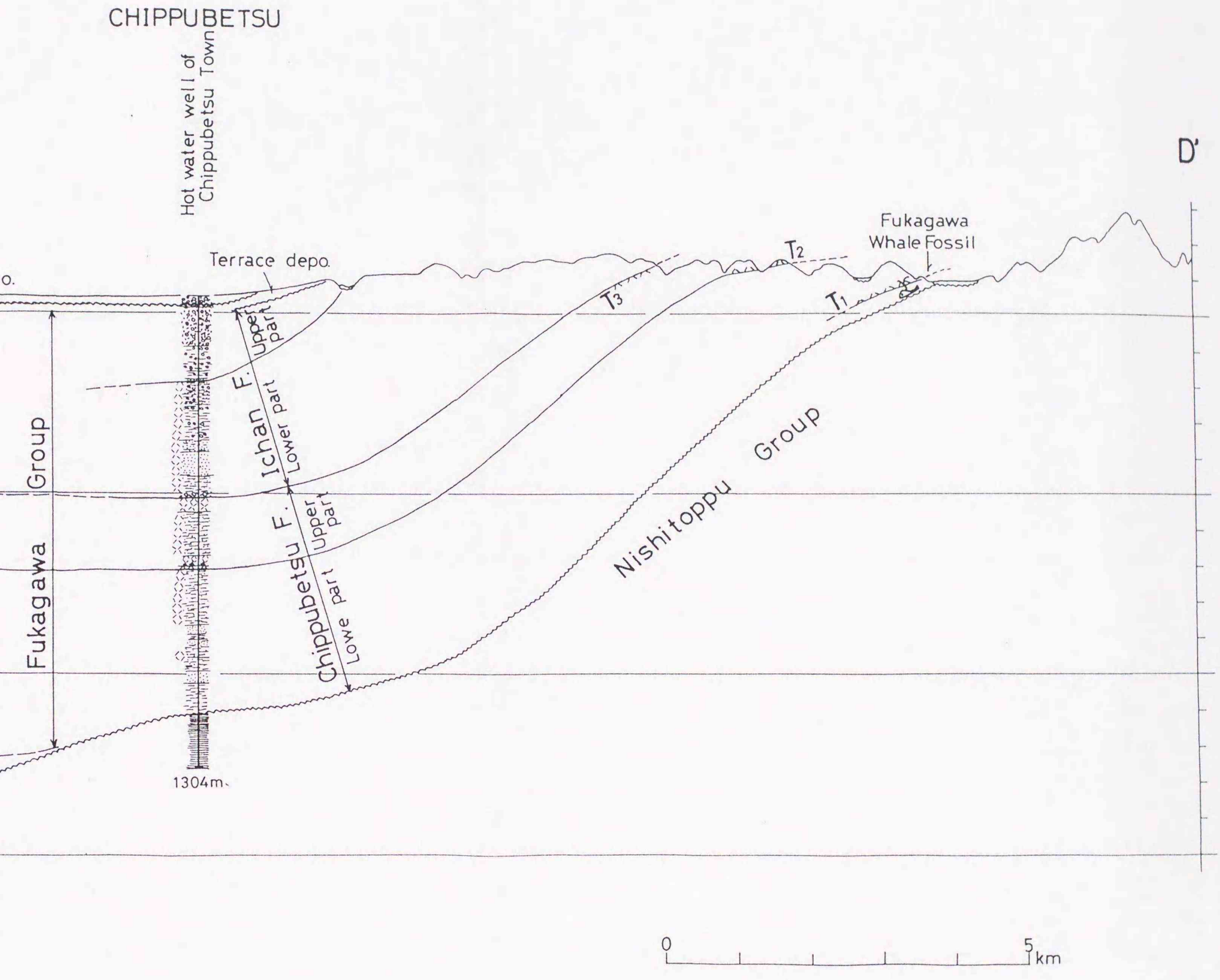



Fig. IV-9 Geological cross section D-D'
western hills of Hokuryu to T




-9 Geological cross section D-D' of the Takikawa·Fukagawa Basin (from the western hills of Hokuryu to Tadoshi).

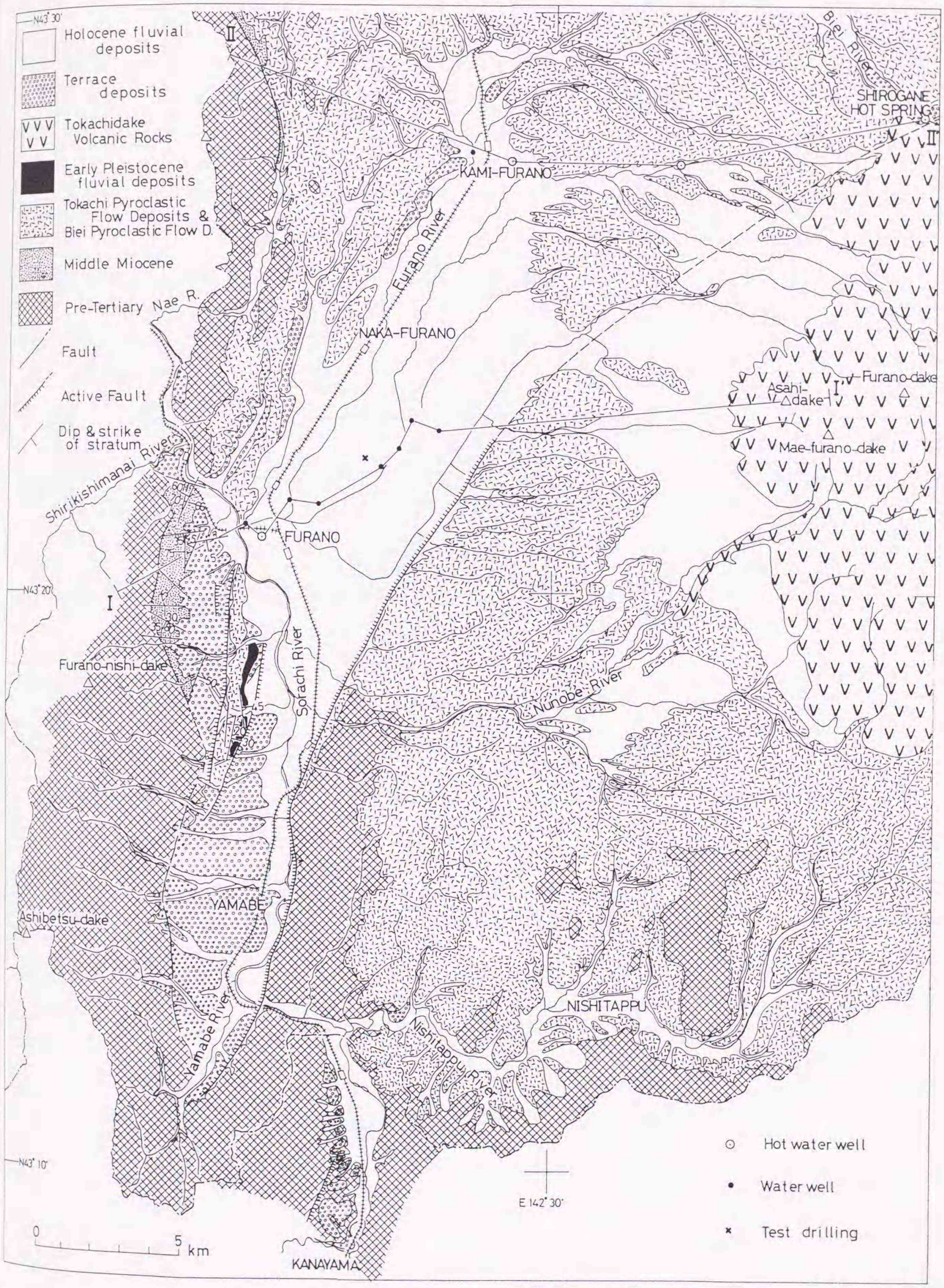
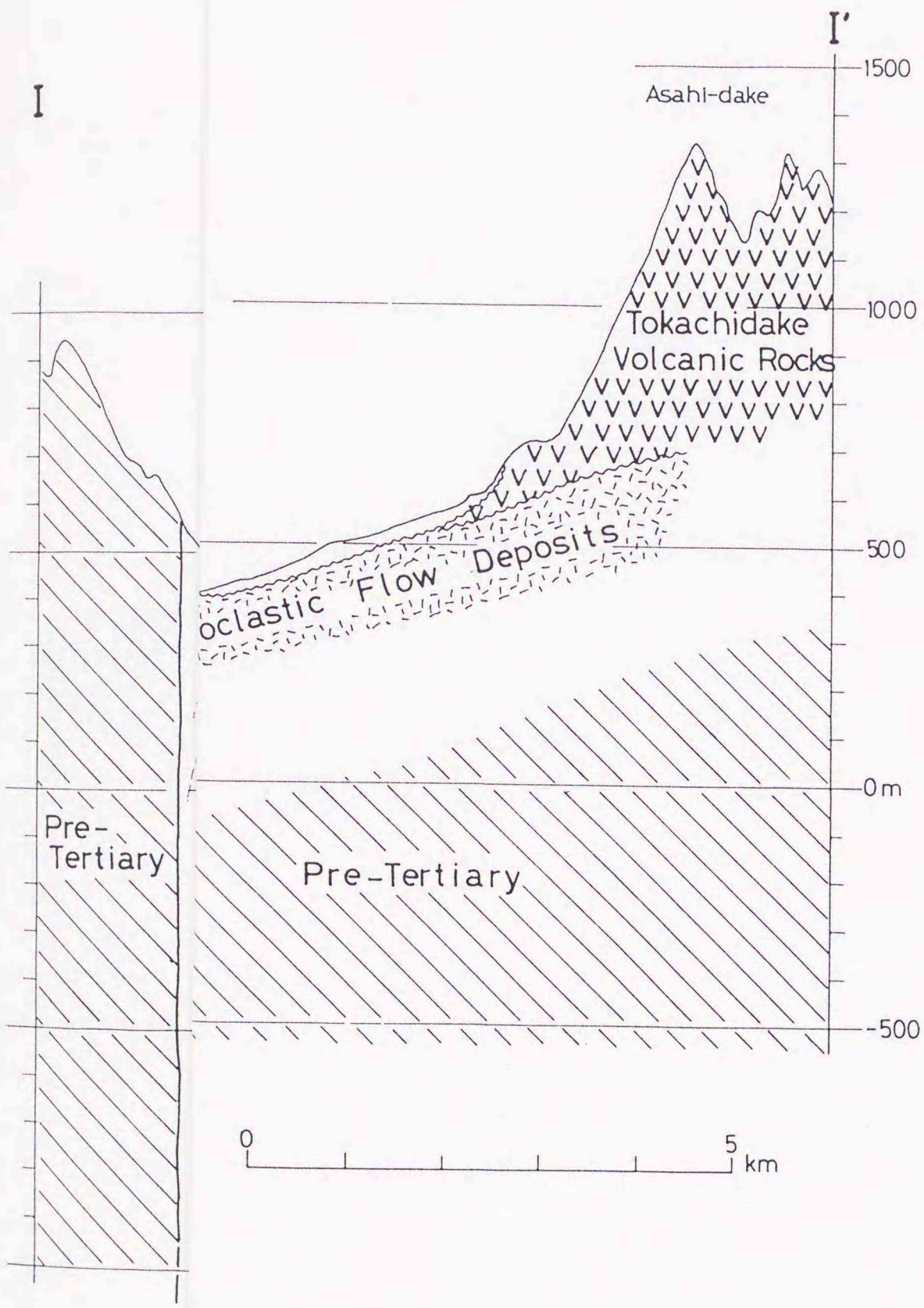



Fig. IV-10 Geologic map of the Furano Basin.




Basin (from the Furano
rano).

I

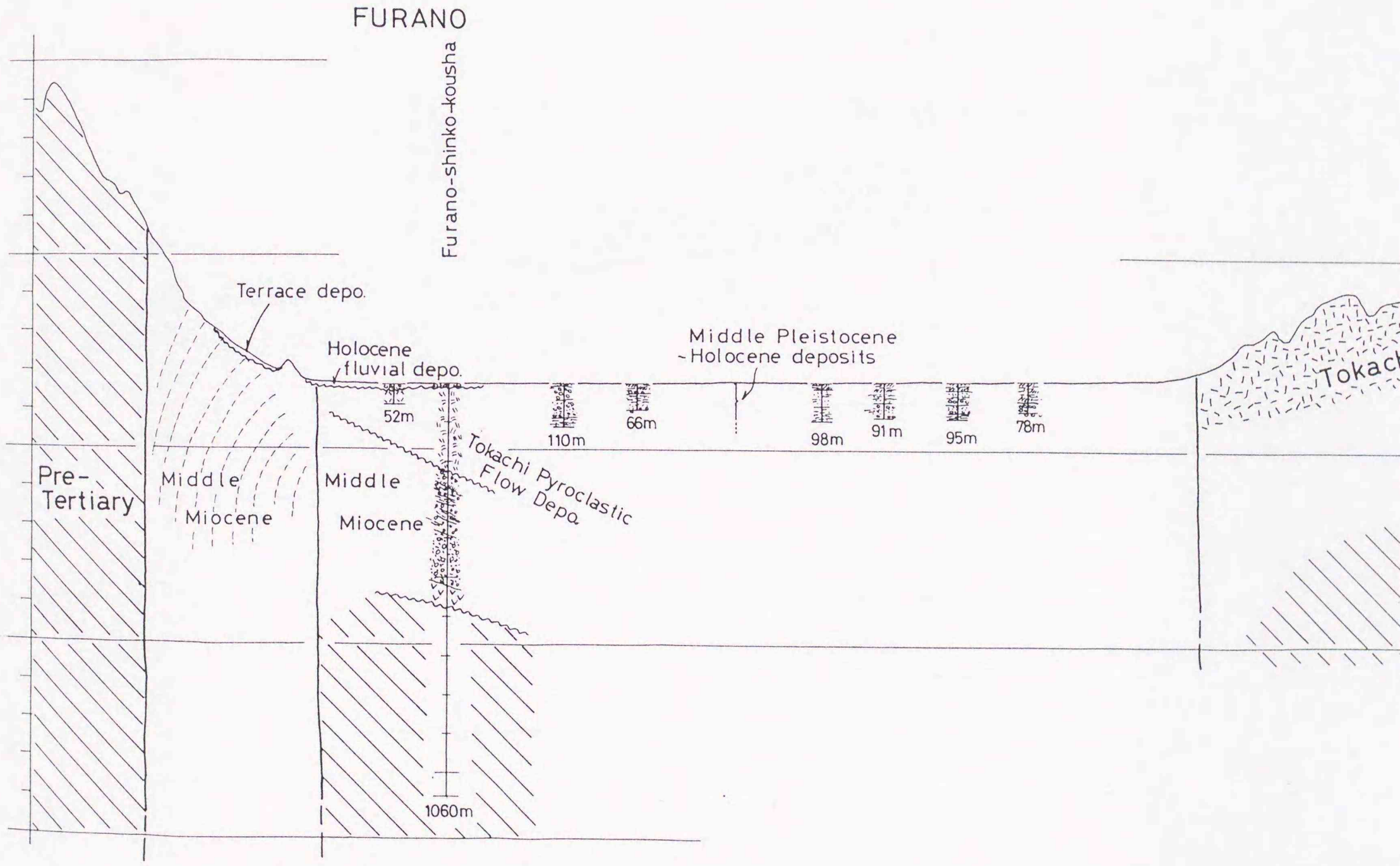
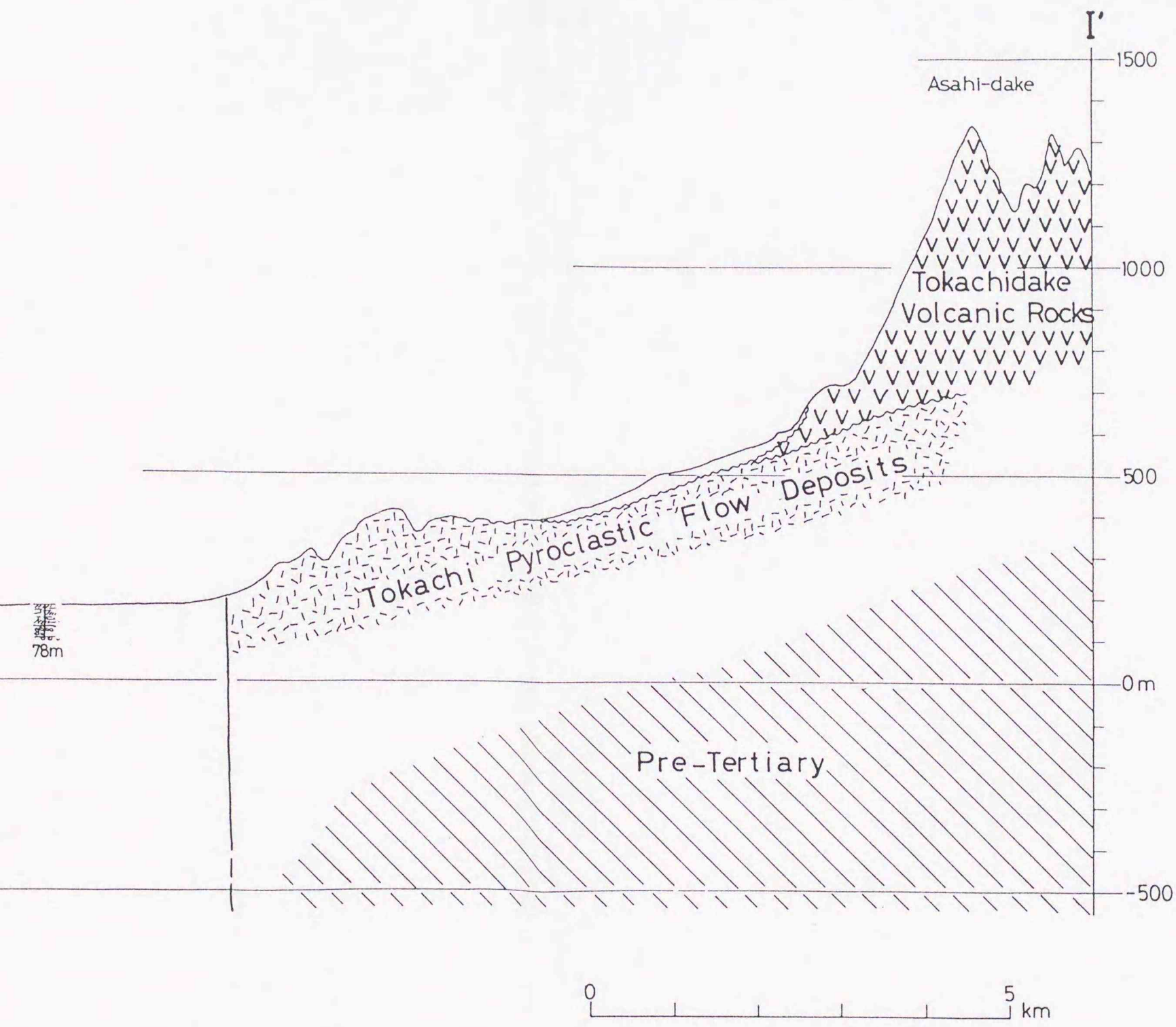
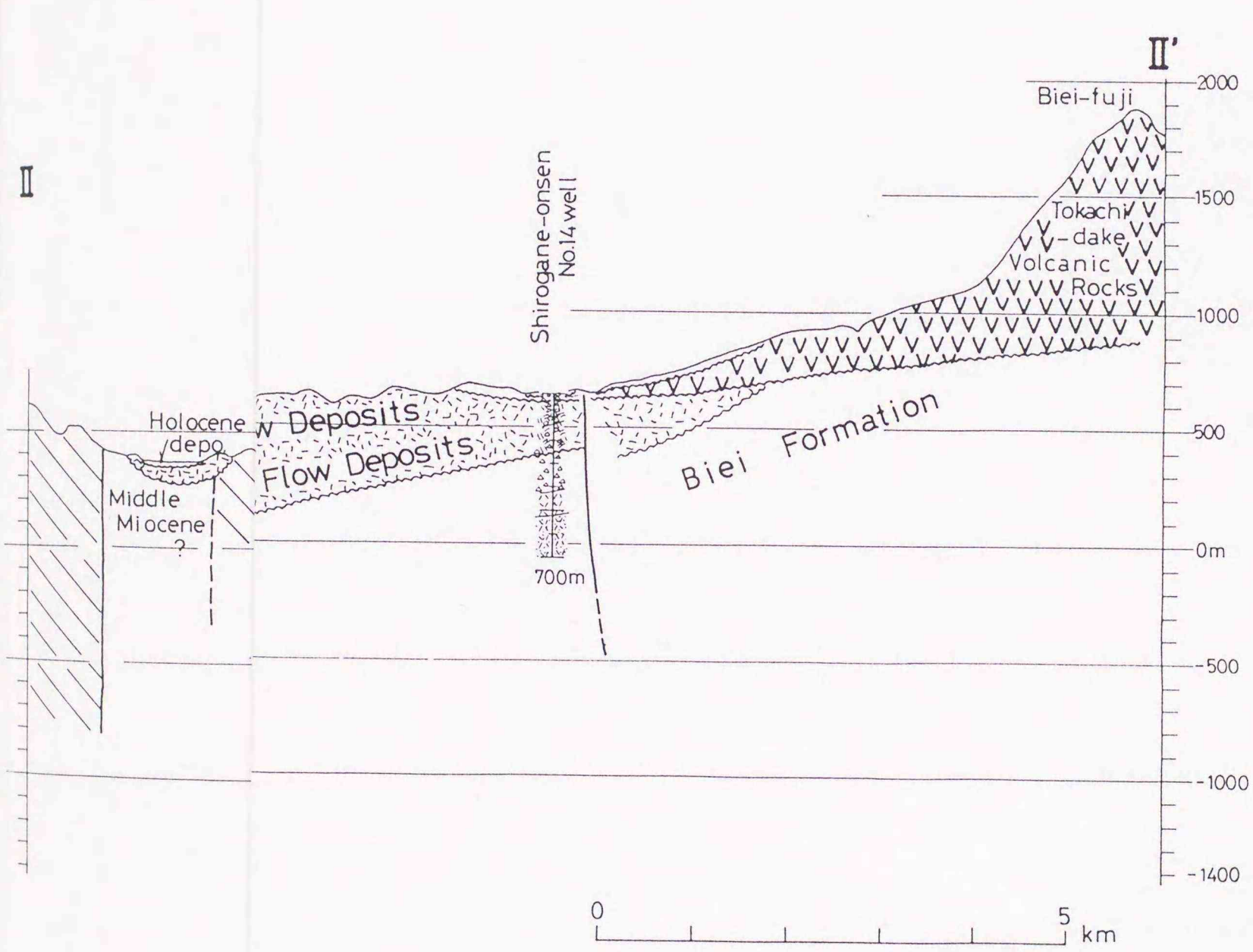



Fig. Ⅳ-11 Geological cross section I-I' of the
Skiing Field to the eastern hills of




al cross section I-I'of the Furano Basin (from the Furano
ield to the eastern hills of Nakafurano).


II
II'
Biei-fuji
Shirogane-onsen
No.14 well
Tokachi
-dake
Volcanic
Rocks
Holocene
depo
Deposits
Flow Deposits
Middle
Miocene
?
Biei Formation
700m
2000
1500
1000
500
0m
-500
-1000
-1400
0
5
km

in

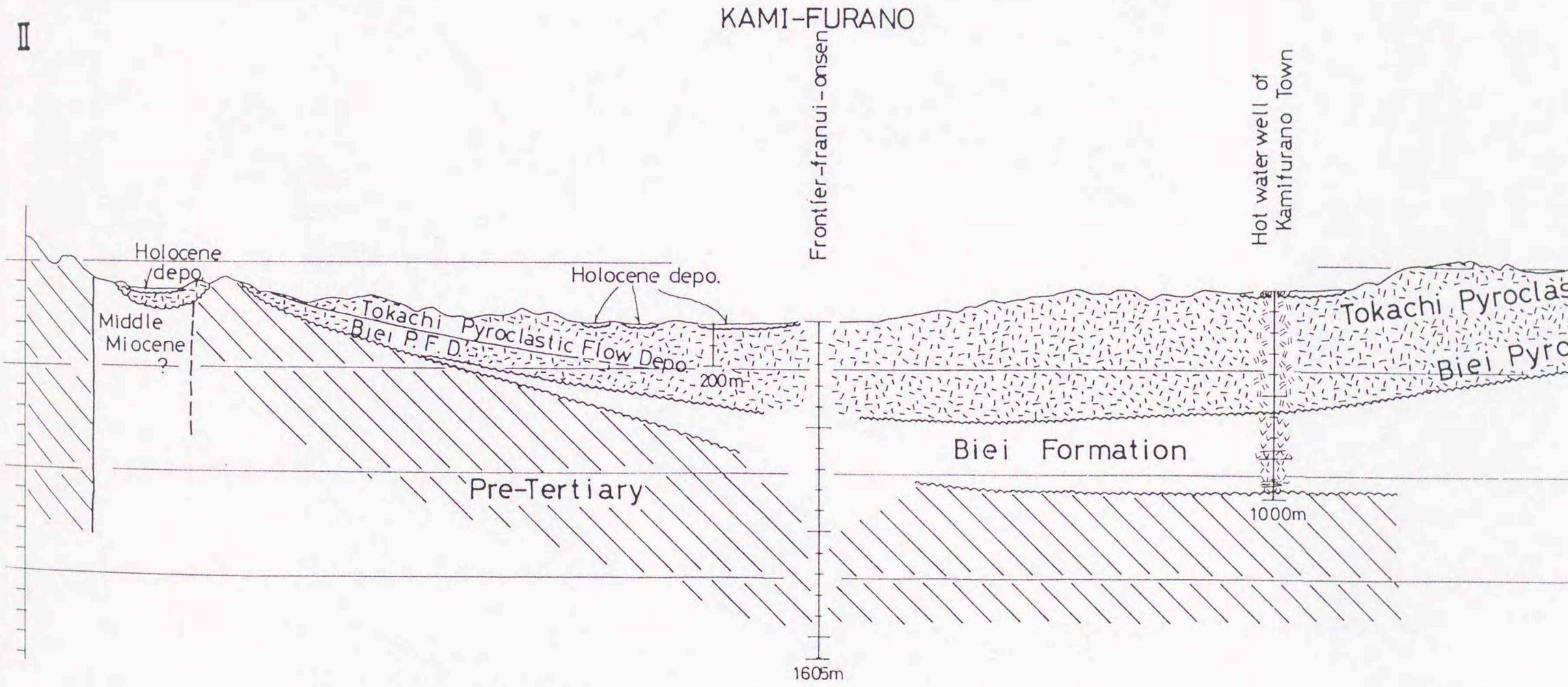
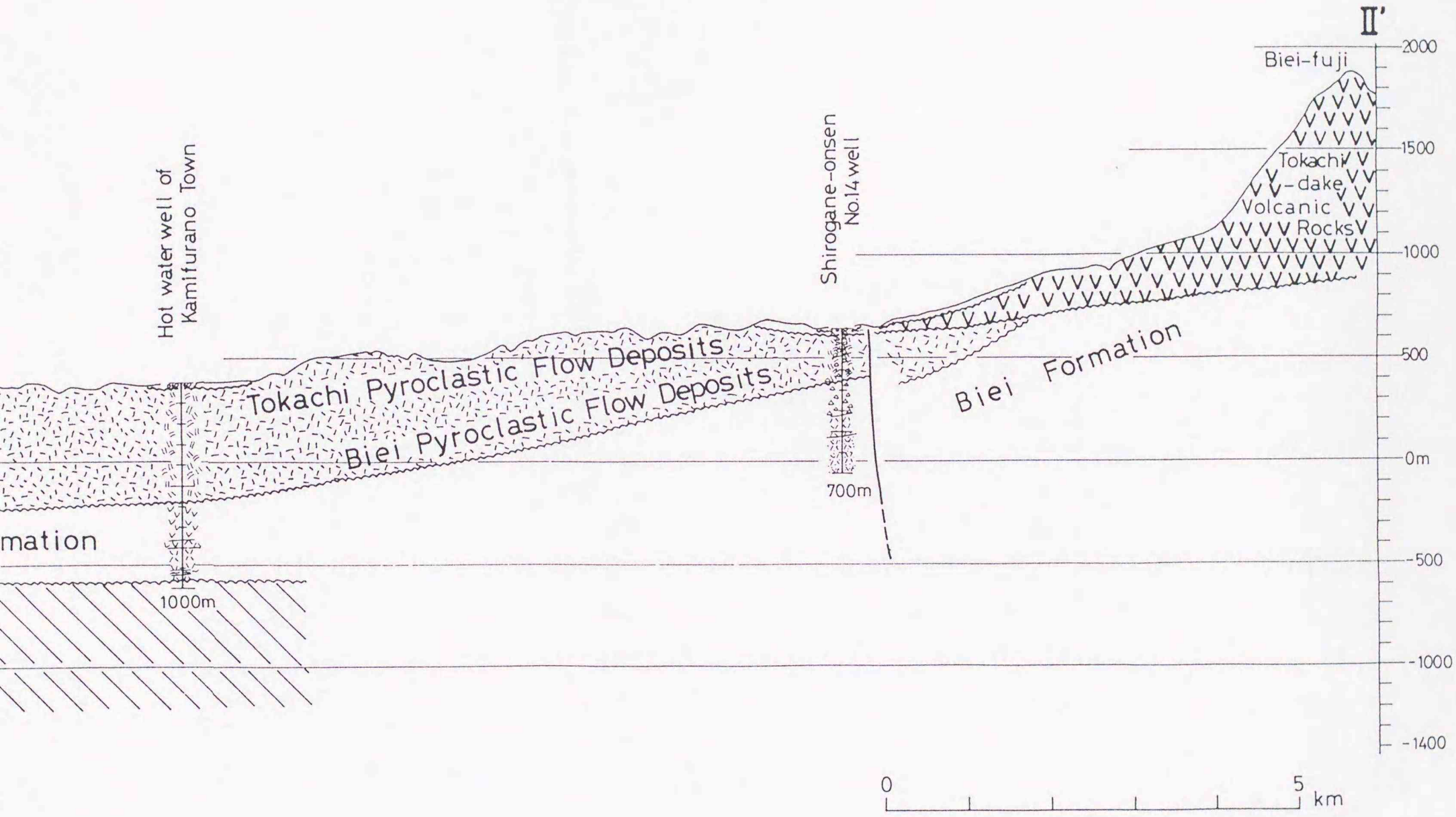



Fig. Ⅳ-12 Geological cross section Ⅱ-Ⅱ′ of the Furano Basin(from Mt. Tair
western Kamifurano to the town area of Shirogane Hot Spring).




f the Furano Basin(from Mt.Taira-dake in

n area of Shirogane Hot Spring).

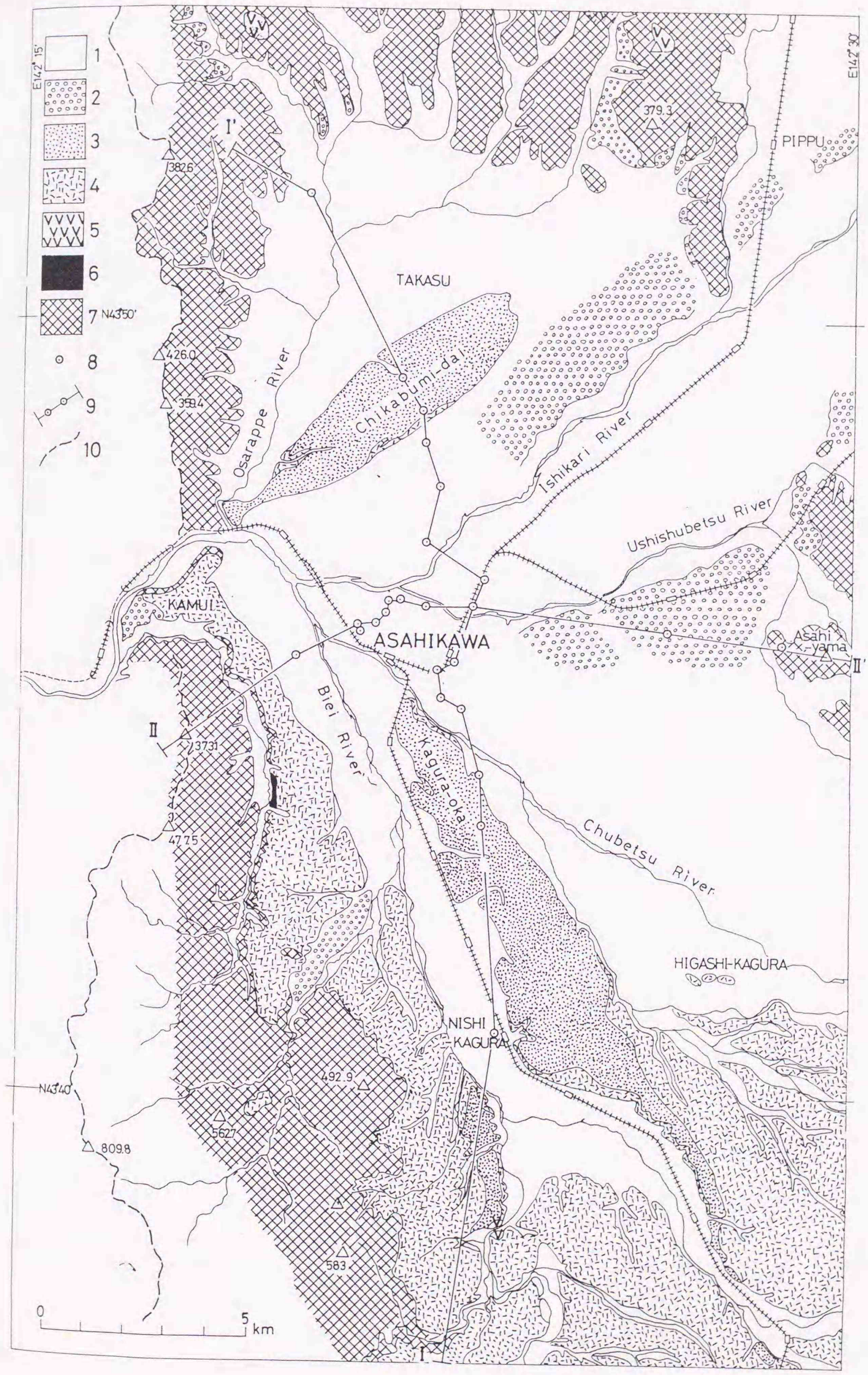
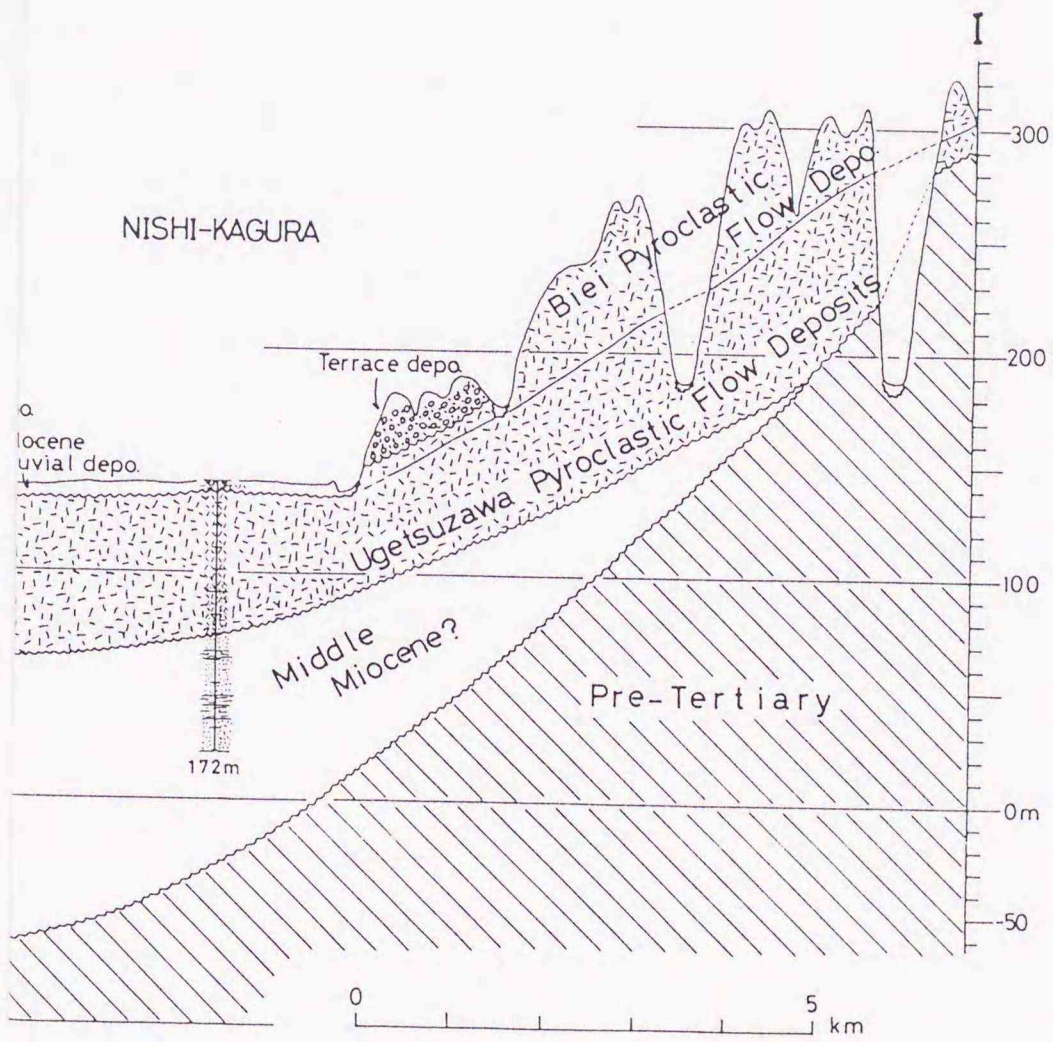



Fig. IV-13 Geologic map of the Kamikawa Basin.




southern Nishi

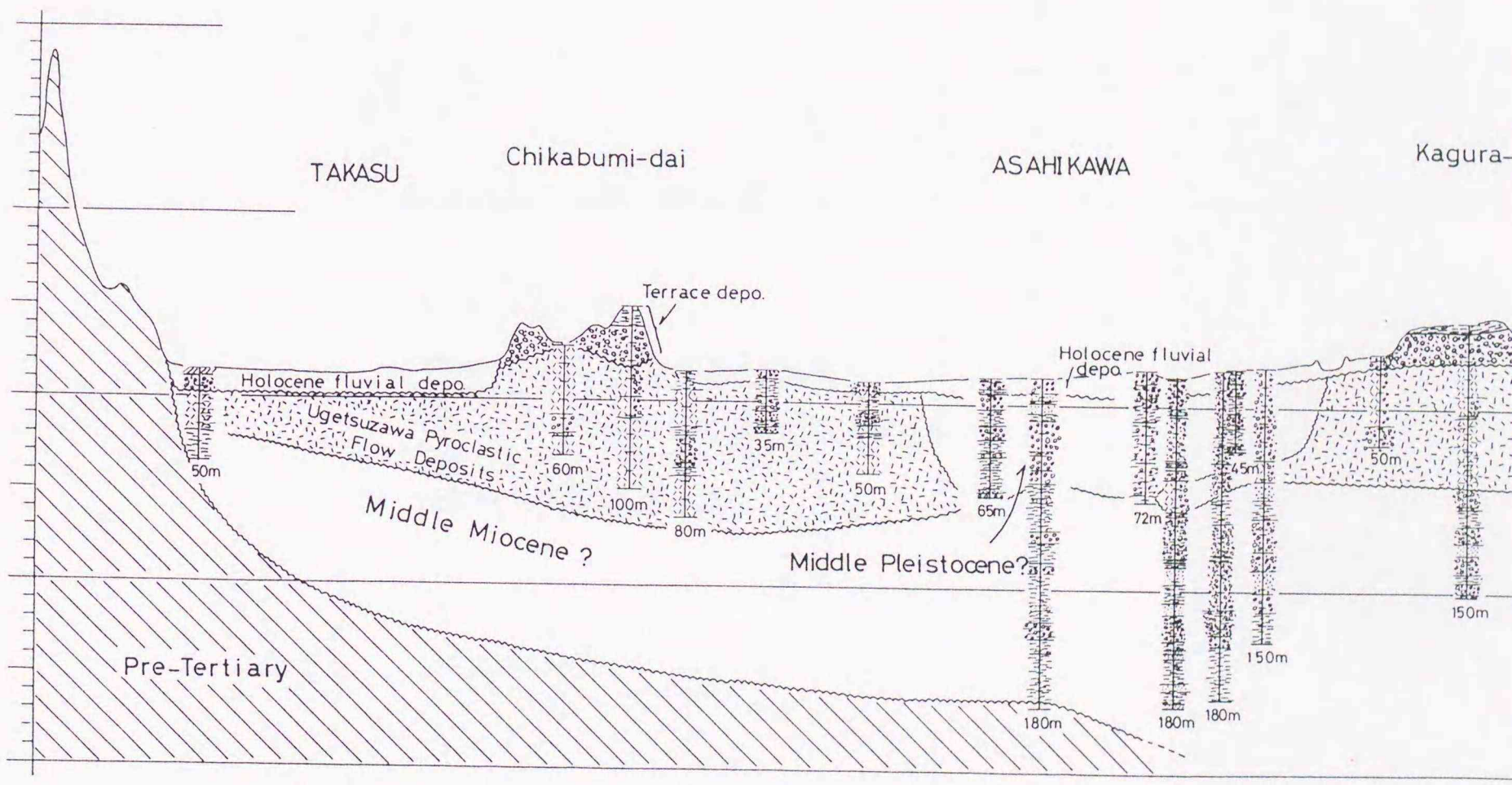
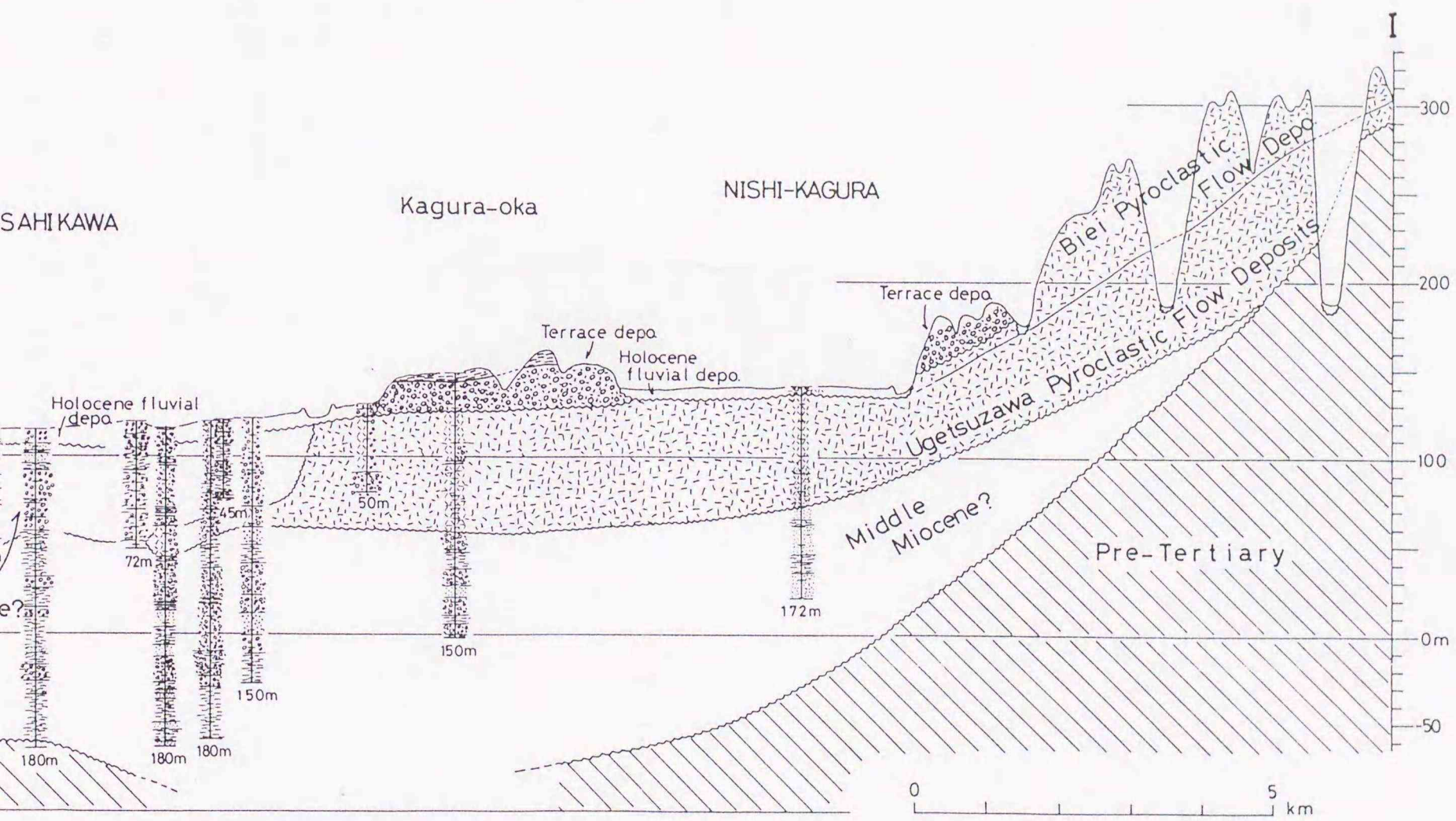



Fig. Ⅳ-14 Geological cross section I-I' of the Kamikawa Bas
-kagura to the western hills of Takasu).




section I-I′ of the Kamikawa Basin(from southern Nishi
stern hills of Takasu).

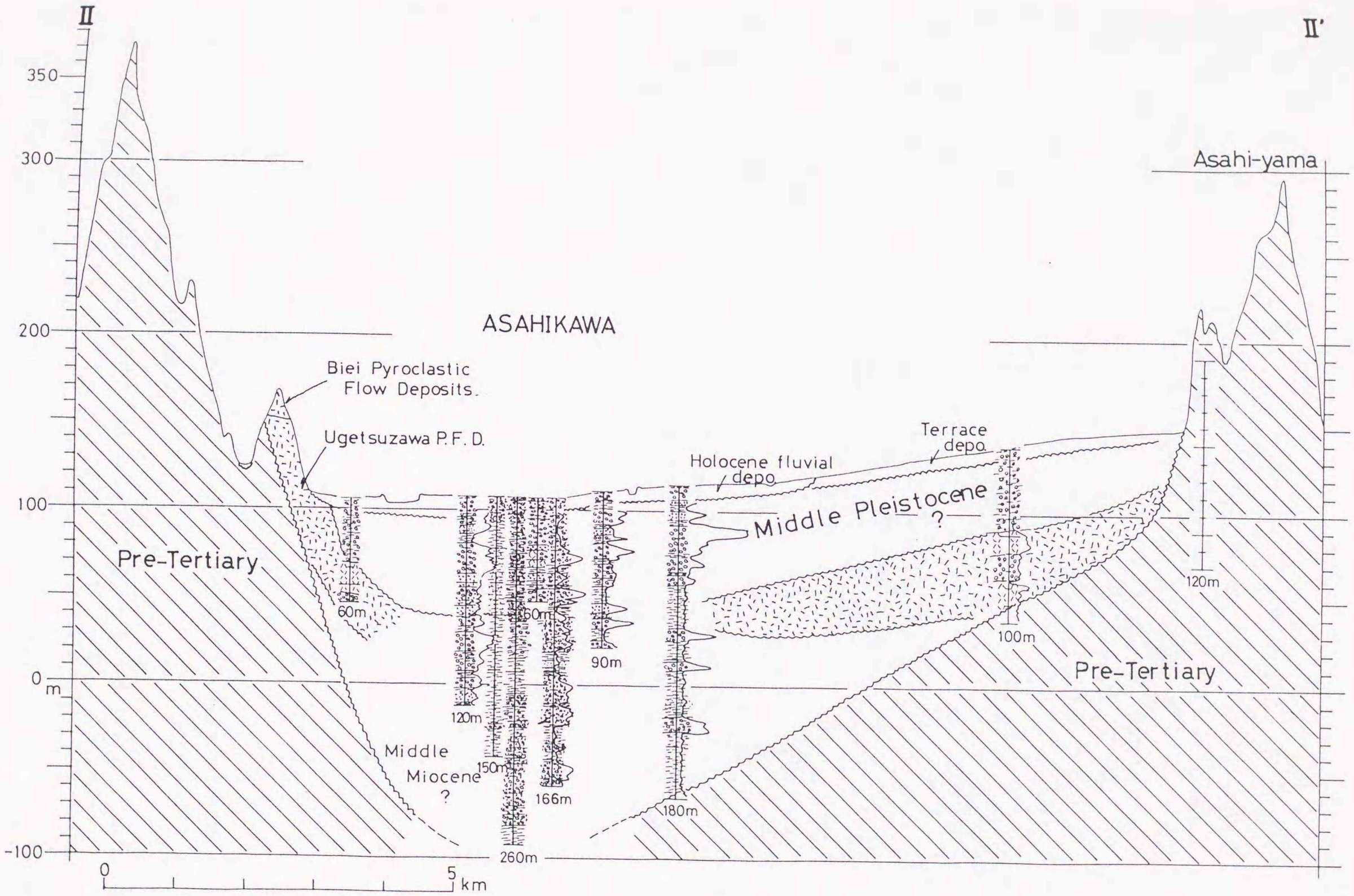



Fig. IV-15 Geological cross section II-II' of the Kamikawa Basin (from the south-western mountain area of Asahikawa to the Asahiyama Park).

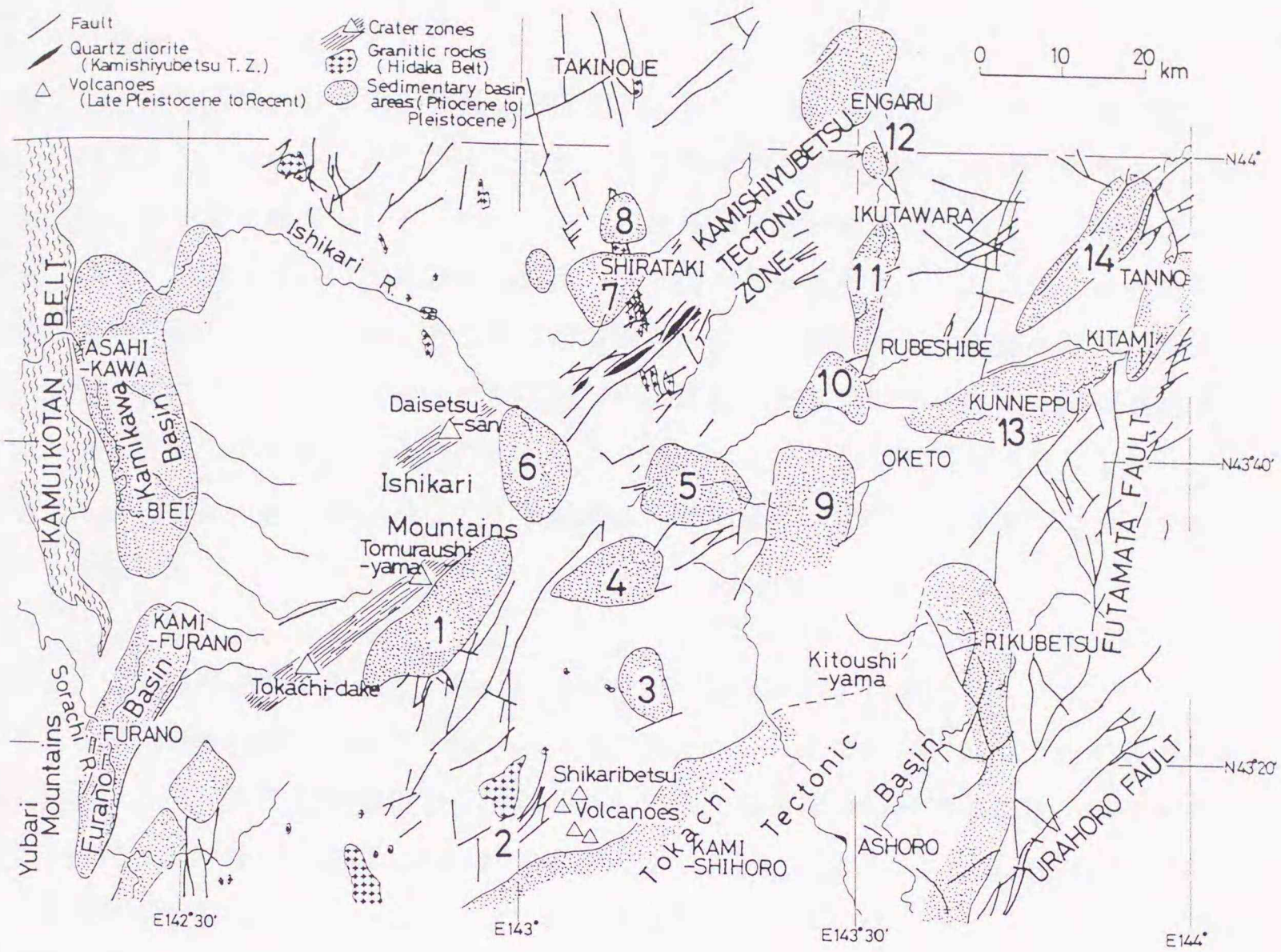



Fig. Ⅳ-16

Distribution of Latest Cenozoic basins in the mountain area of northern Tokachi and Kitami

1:Tomuraushi Basin 2:Shikaribetsu Basin 3:Nukabira Basin 4:Tokachi-mitsumata Basin 5:Sekihoku-tohge Basin 6:Ishikarigawa-zyoryu Basin 7:Shirataki Basin 8:Northern Shirataki Basin 9:Oketo Basin 10:Onneyu Basin 11:Ikutawara Basin 12:Engaru Basin 13:Kitami Basin 14:Nikoro Basin

# V．東北海道構造区の堆積盆分布と構造的特徴

Distribution of sedimentary basins in the Eastern Hokkaido Tectonic Province and their tectonical features

## V－1．概論　Outline

東北海道構造区はいわゆる千島弧にほぼ相当する。本構造区は北東－南西～東北東－西南西の構造方向（千島弧方向）に支配され，千島海溝島弧側斜面域，千島弧外帯および同内帯（火山帯）より構成される（Fig. V-1）。千島弧外帯はさらに，釧路－根室沖大陸斜面域，釧路－根室台地・大陸棚地域（釧路－根室先新第三系隆起帯）および千島弧内帯外帯境界堆積盆列に分けられる。千島弧内帯は網走－網走沖褶曲帯と屈斜路－阿寒，知床半島－摩周，国後島および択捉島などの右雁行火山隆起帯列とそれらの間の右雁行堆積盆列により構成される。なお，千島海盆は第Ⅱ章で述べたように海洋性地殻を有しており，本構造区には属さないが，成立過程では本構造区（千島弧）と密接な関連をもっているので，ここで説明する。

## V－2．千島海溝島弧側斜面域　Inner slope of the Kurile Trench

千島海溝の島弧側斜面域は太平洋プレートの沈み込みにともない，島弧下への消失を免れたいわゆる付加体（堆積物）より構成されている。音波探査結果によれば，そのような岩体を反映して非成層状態がしめされ（本座ほか,1978），断層により境いされた多数のかく乱地塊より構成されている。なお，日仏ＫＡＩＫＯ計画でのシービームによる千島海溝西部の調査によれば，海溝底に近接する本斜面基部では北西－南東方向の細かな地形的凹凸を反映したリニアメントが多数観察されているが，それは沈み込みにともない海溝底に落ち込む地滑り状体を反映するものとみなされている（小川・小林,1993）。

## V－3．千島弧外帯　Kurile Outer Arc

### A．釧路－根室沖大陸斜面域　Offshore Kushiro－Nemuro Continental Slope

本斜面域については，海上保安庁水路部および地質調査所により海底地形および地質などの調査が行なわれており，前者については20万分の１大陸棚の海の基本図第6376号「釧路沖」（海上保安庁水路部,1975a）および第6377号「落石岬沖」（海上保安庁水路部,1975b），桜井ほか（1975）および八島ほか（1982）など，後者についてはHonza et al.（1977）および100万分の１海洋地質図11（本座ほか,1978）の調査報告がある。なお，千島列島に沿うロシア共和国の領域については，旧ソ連科学アカデミーの千島－カムチャッカ地質・地球物理学地図集（Sergeyev and Krasny eds.,1987;石井抄訳,1990）がある。

千島弧に平行に幅100～120kmで帯状に広がり，等深線は千島弧に平行し，千島弧に直交

する地形断面でみると，大陸棚外縁から深度2,000m前後の深海平坦面まで急崖となり，大陸斜面と深海平坦面を３～５回繰り返して7,000mを超す海溝底に至る（Fig. V-2）。東北東－西南西～北東－南西方向（千島弧方向）の構造が卓越するが，斜面部が傾動地塊または背斜状の高まりであり，その間の平坦部が向斜状の堆積盆群を構成しており，500～800m程度の厚さの鮮新世～第四紀堆積物が存在する（Honza et al.,1977;本座ほか,1978）。このような堆積盆群は，太平洋プレート沈み込みにより海溝が発展していく過程で海溝前面に構造的凹地が多数発生し，そのような凹地を埋めたタービダイト盆地（八島ほか,1982）とみなされる。斜面部には地塊の階段状変位（上部大陸斜面）や海底地すべり現象が存在し（桜井ほか,1975），一部では断層をともなって先新第三系があらわれている。本大陸斜面域は島弧－海溝系におけるいわゆる前弧海盆に相当するが，日本海溝の大陸斜面域に比較すると大陸棚外縁から海溝底までの海底面の勾配が急であり，向斜構造に相当する堆積盆が細切れに発達するのが特徴である。

なお，本大陸斜面域の北半部の範囲は顕著な磁気異常帯であり，千島海溝の内側に沿って延々と連続する（Sergeyev and Krasny eds.,1987）。Ogawa and Suyama（1976）はこれを道東（磁気異常）帯，北海道鉱業振興委員会編（1979）は十勝－釧路（磁気異常）帯，Segawa and Oshima（1975）およびSegawa and Furuta（1978）は十勝－千島線と呼んでいる。このような磁気異常を示す地質体（磁性体）はボーリングなどにより直接確認はされていないが，地体構造上の連続性や白亜紀末～古第三紀初期の堆積物の研究（砕屑性クロムスピネル）などから超塩基性岩体（蛇紋岩）ではないかとの考えが有力であり（Ogawa and Suyama,1976;七山ほか,1993），磁気異常解析から磁性体の幅は５～15kmで潜伏深度は海水面下７～８kmと算定されている（小川,1974）。島弧－海溝系における地質構造的セッティングとしては，七山ほか（1993）は古千島島弧－海溝の前弧海盆内に存在した超塩基性岩とし，木村・玉木（1985）はそのような岩体が前弧海盆内で横ずれ断層にともなって上昇帯を形成したとみなしている。

B．釧路－根室先新第三系隆起帯（釧路－根室台地・大陸棚地域）　Kushiro-Nemuro Upheaval Zone of Pre-Neogene (Platform and continental shelf areas of Kushiro-Nemuro)

本地域は釧路付近と根室半島を結ぶ台地状の陸域部，歯舞・色丹などの島列とそれらの沖合（主に太平洋側）の大陸棚部分を含めた範囲で幅50km前後で東北東－西南西方向に続き，日本で最大級の顕著な高重力異常帯を示ことが明らかになっている（Fig. V-3;森,1965）。台地・大陸棚をおおう第四紀堆積物は薄く，主に白亜紀後期～古第三紀初期の根室層群および浦幌層群よりなり，根室層群中にはモンゾニ岩～粗粒玄武岩の層状分化岩体（アルカリ玄武岩質）がはさまれている（Yagi,1969）。Kiminami（1983）によれば，本地域は古千島島弧－海溝系の前弧盆地（根室層群が対応）の軸部を占めていたとされる。な

お，Sergeyev and Krasny eds.（1987）の地震音響学的解析結果によれば，このような地質構造的高まりは中部千島のウルップ島付近まで続いている。

大陸棚部分については，一般に水深150～200m線で区切られるが，色丹島沖合では水深400～500m線が大陸斜面域との地形変換部になっている。海上保安庁水路部の20万分の1大陸棚海の基本図第6376号「釧路沖」，同6377号「落石岬沖」および5万分の1沿岸の海の基本図「花咲」（海上保安庁水路部,1987）などの資料がある。

C．千島弧外帯内帯境界堆積盆列 Basins of the boudary zone between Kurile Inner and Outer Arcs

千島弧の成立と密接な関連をもって形成された堆積盆列であり，火山弧である内帯と非火山弧で顕著な隆起帯をなす外帯との構造的コントラストおよび差異的構造運動を反映して形成されている。西から，根釧堆積盆，国後南方堆積盆および択捉南方堆積盆などが存在する（Fig. V-1）。なお，Sergeyev and Krasny eds.(1987)によれば，千島弧内帯と外帯の境界部は沈降帯をなし，そこには深部断層が潜在し，千島中～南部においてはこの断層は左横ずれの動きを示しているとしている。さらに，境界沈降帯については，所により，西別トラフ（北海道），中部千島沈降部（Middle Kurile Depression，千島）などの固有名で呼ばれているとしている。

根釧堆積盆　Konsen Basin

阿寒川流域から根室海峡にかけて東西120km，南北35～40kmの範囲に広がり（Fig. V-1），更新世中～後期の火砕流堆積物に広くおおわれるため，地表地質調査では地質構造はとらえにくい。そのため，1960年頃より各種の物理探査（重力・磁力・地震）が石油・天然ガス資源などに関連して行なわれてきた。重力探査によれば，阿寒川中流域から標津にかけての部分を中軸とする低重力域が存在し，釧路－根室半島（釧路－根室半島先新第三系隆起帯）を中軸とする高重力異常帯と大きなコントラストを示すことが明らかになった（亀谷･吉村,1964;森,1965;山本･森谷,1989）。森（1965）はこのような重力分布と西別ＳＫ-１の坑井地質（深度900.5mで新第三系の基底，以下白亜系）より，本堆積盆における新生代堆積層の厚さを1,300～1,500mと解析している。一方，国による基礎物理探査「根釧」（1984年）では，浜中町付近から西別ＳＫ-１ボーリング地点付近から中標津町養老牛温泉付近までの地震探査にもとづき地質構造を解析している（北海道鉱業振興委員会編,1990）。その解析結果によれば，新第三紀層の下限は海水準下5,500m，越川層の下限は同4,000mに達するとされるが，これについては後で述べるように問題がある。

ところで，近年の温泉開発ブームを反映して，本堆積盆内でも温泉ボーリングが盛んであり，現在約60泉源が存在している（北海道立地下資源調査所,1991）。残念ながらこれらの大部分については詳しいボーリング記録は残されていないが，市町村などの所有する泉源については地質データと物理検層記録が残されている場合がある（北海道立地下資源

調査所,1980;二間瀬·松波,1985）。北海道立地下資源調査所は根釧地域の温泉（深層熱水）の資源的評価を行なうために，このようなボーリング記録をもとに重力探査と電気探査を実施し本堆積盆の構造解析を行なった（松波·秋田,1989）。ここではこの解析結果をもとに新たな泉源ボーリング記録および水井戸ボーリング記録（小原ほか,1973;1976）を付け加えて，堆積盆構造についてあらためて解析を行なった。具体的には堆積盆を横断する方向で４つの断面図（Fig. V-4～7）が作成でき，断面毎に以下のように地質構造・層序についてコメントする。

Ⅰ－Ⅰ′断面（Fig. V-4）：釧路川温泉（釧路町達古武沼，ボーリング深度1,500m）－岩保木温泉（釧路町，1,600m）－釧路湿原南部－釧路市山花泉源（釧路市西部市立動物園，1,207.5m）－自然休養村泉源（阿寒町上阿寒，1413.65m）－舌辛川流域（阿寒町布伏内）。釧路川温泉井については，比抵抗検層記録が公表されているが（松波·秋田,1989），ボーリング地質記録によれば深度0～17m完新世堆積物，～143m釧路層群，以下浦幌層群・根室層群（白亜紀後期～古第三紀中期）である。同じく岩保木温泉井については，0～10数m完新世堆積物，～91m釧路層群，以下浦幌層群・根室層群である。釧路市山花泉源については，0～9m完新世堆積物，～404.5m釧路層群・阿寒層群，～670m厚内層群，以下音別層群・浦幌層群（古第三紀中期）である。自然休養村泉源については，0～65m段丘堆積物・“釧路層群”，～460m阿寒層群，以下厚内層群である。舌辛川流域の地質については，５万分の１地質図幅「阿寒」（水野ほか,1963）で解明されている。厚内層群および阿寒層群の下限については，白糠丘陵側で地層傾斜が急で釧路台地側で緩い，非対称な断面形態が明瞭である。厚内層群については白糠丘陵寄りの部分では層厚が1,000m程度になるが，当方へ急激に薄くなり，釧路湿原下で尖滅する。阿寒層群については，*Fortipecten takahashii*を産出することなどから（水野ほか,1963;加藤ほか,1981;），その時代は鮮新世とみなされる。一方，釧路層群は中～前期更新世または前期更新世としてとらえられている（岡崎ほか,1966;岡崎,1966;松井ほか,1987）。厚内層群と阿寒層群および厚内・阿寒・釧路層群と先新第第三紀層（音別・浦幌・根室層群）の間では岩相・岩質的な差異が明瞭であるのに対して，阿寒層群と釧路層群との間ではその差異が明瞭でないため，今のところ坑井地質においては両層を明確に区分できない。ところで，“釧路層群”については，水井戸などのボーリング資料にもとづいて下限等深線図が作成され，釧路湿原の北西縁に沿う（北東－南西の）軸方向をもつ沈降構造が明らかにされている（岡崎ほか,1966;鳥居,1979）。しかしながら，作成のもとになった水井戸のボーリング深度はいずれも250m以内であり，沈降軸部での釧路層群の下限深度が300～550mに達するという作成図の内容には明確な根拠はない。よって，このような沈降構造が本当に生じているのかどうか問題がある。いずれにしても，松井ほか（1987）の指摘するように，“釧路層群”については，その取り扱いについて再検討が必要である。

Ⅱ－Ⅱ′断面（Fig. V-5）：標茶ＳＫ-１（標茶町東阿歴内，1,666.8m）－釧路川温泉

－鶴居村泉源（鶴居町市街，1,650m）－阿寒川飽別付近。標茶ＳＫ-１については，深度0～8m完新世堆積物，～108.3m“釧路層群”，～395m浦幌層群（古第三系），以下白亜系と報告されている（北海道鉱業振興委員会編,1968）。さらに鶴居村泉源については，二間瀬･松波（1985）および松波･秋田（1989）は0～15m河岸段丘堆積物，～506m“釧路層群”，～1,260m阿寒層群，以下厚内層群と地層判定を行なっているが，“釧路”・阿寒層群の厚さが他の泉源や地表地質調査の結果と比較して過大であるため，坑井地質について再吟味を行なった。その結果，15～800m間が砂礫岩および軽石質岩が卓越することから，釧路層群・阿寒層群と判断した。それ以下は泥岩と凝灰質砂岩の互層および凝灰質砂岩を主体としており，厚内層群とみなした。阿寒川流域の地質については，５万分の１地質図幅「雄別」（水野･百石,1960）で明らかにされている。鶴居市街付近からその北西部を中心にした盆状構造が示される。

Ⅲ－Ⅲ′断面（Fig.Ⅴ-6）：釧路川温泉－千葉一心堂（標茶町市街，1,170m）・標茶町泉源（同，1,502.3m）－弟子屈町６号泉源（弟子屈町市街，720m）・弟子屈町文化センター１号（同市街北方，1,502m）。松波･秋田（1989）は本断面コースのうち，釧路川温泉－標茶町市街間については，電気探査（７測点），標茶町市街－弟子屈町市街間については電気探査（１測点）および重力探査（15測点）が実施され，ボーリング坑の電気検層記録（比抵抗）および地質記録を補足的に活用しながら，比抵抗断面解析および重力断面解析を行なっている。千葉一心堂井については，北海道立地下資源調査所（1980）に電気検層（比抵抗）および温度検層記録が示されているが，次の標茶町泉源との比較から深度665mの高比抵抗から低比抵抗への変わり目をシケレペンペツ層と夕映川層との境界とした。標茶町泉源については，松波･秋田（1989）が0～220m“釧路層群”，～703mシケレペンペツ層，以下夕映川層と判定している（厳密には0～6.5mは河岸段丘堆積物）。弟子屈町６号泉源については，二間瀬･松波（1985），松波･秋田（1989）および松波･八幡（1989）がボーリング地質柱状図と検層記録（比抵抗・自然電位・温度）を示し，0～98.3m第四紀層（シルト岩・礫岩・砂岩），～358.8mシケレペンペツ層（凝灰角礫岩），以下夕映川層（～585.4m間は凝灰質シルト岩・砂岩が主体，以下緑色凝灰角礫岩が主体）と地層判定している。弟子屈文化センター１号井については松波･秋田（1989）および松波･八幡（1989）が0～270m第四紀層（主に屈斜路火山岩類），～385mシケレペンペツ層，～1,300m夕映川層，以下イクルシベ層と地層判定している。弟子屈付近の地質については，５万分の１地質図幅「弟子屈」（佐藤･垣見,1967）で明らかにされたが，近年，屈斜路湖付近の地熱資源評価とカルデラ形成過程の解明に関わって，地質調査ボーリングや地表地質調査が行なわれた結果，層序の再整理と厳密な地質年代が可能となった（松波･八幡,1989;八幡,1989）。八幡（1989）によればイクルシベ層は中部層の凝灰岩について13.1±1.1MaのＦＴ年代が，シケレペンペツ層は基底部に*Fortipecten takahashii*および*Chlamys cosbensis*などの貝化石を含有する礫岩をともなうことと，主体を成す凝灰岩について2.3±0.2Maの

ＦＴ年代が報告されている（八幡,1989）。さらに，鶴居村北部から標茶町北西部において，シケレペンペツ層の上位に重なるクチョロ火山灰層（佐藤･垣見,1967）については，近年，1.24±0.10Ma（ＦＴ）および1.2±1.6Ma（Ｋ－Ａr）の放射年代が報告されている（宮田ほか,1988）。これらのことから夕映川層はほぼ後期中新世で厚内層群に，シケレペンペツ層は鮮新世で阿寒層群に対比が可能である。標茶市街の泉源では夕映川層は泥質岩を主とし低比抵抗であるのに対して，シケレペンペツ層は総じてそれより高比抵抗である。このような両層の電気的特徴に着目して，電気探査結果（松波･秋田,1989）を合わせて総合解析を行なうとシケレペンペツ層（阿寒層群）の下限は標茶市街からその北西部を中心にして盆状に沈んでいることが明らかになる。なお，松波･秋田（1989）の重力断面解析によれば，夕映川層の下限は標茶町泉源地点の地下では海水準下2,650mであり，標茶町市街北西10kmで同3,000mに達するとされているが，森（1965）の同解析による新生代（後期）堆積層の層厚1,500mのほぼ２倍の値となっている。

Ⅳ－Ⅳ′断面（Fig.Ⅴ-7）：浜中町霧多布－西別ＳＫ-１（2,049.1m）－清乃湯温泉（西別市街，1,100m）・別海ふれあい温泉（同，1,201m）－尾岱沼温泉（別海町尾岱沼，1,106m）・創価学会研修道場Ｒ-１号井（同，1,073m）－標津健福温泉（標津町市街，1,201m）－標津町金山泉源（忠類川中流，800m）。西別ＳＫ-１については，深度0～8m完新世堆積物，～161.5m釧路層，～562.5m幾品層，～900.5m越川層，以下白亜系と報告されている（北海道鉱業振興委員会編,1968;亀谷･吉村,1964）。さらに，清乃湯温泉井については，嵯峨山（1987）が知床基部の奥蘂別川・薫別川ルートなどと対比させながら，深度200～1,000m間の岩相と珪藻生層序を解析し，200～220mが*Denticulopsis* var.*fossilis*帯で風連湖層（嵯峨山,1986），～550mが*D.seminae* var.*fossilis-D.kamtschatica*帯に相当し陸志別層の上部（このうち220～380mは貝化石を多量に含み釧路付近の*Fortipecten takahashii*産出層－加藤ほか,1981－の珪藻化石内容に類似），550～840mが*Thalassiosira oestrupii*帯で陸志別層下部および幾品層（両層の境界は岩相により670m）と判定している。尾岱沼温泉井については，ボーリング地質記録および電気検層記録（比抵抗）から判断すると，0～78.5m未固結の軽石質堆積物（軽石層・軽石質砂礫層），～360m軽石質砂岩・シルト岩互層（下位層より総じて高比抵抗，225～295m間は火山礫凝灰岩，300～330m付近で貝化石含む），～585m凝灰質シルト岩・砂岩層，～795m凝灰岩・砂礫岩層，以下硬質泥岩・頁岩層（915m以下は細粒凝灰岩との互層）に区分され，それぞれ上位より，中期更新世～完新世堆積物（屈斜路・摩周などのテフラ層とその再堆積物および戸春別層），陸志別層，幾品層上部，同下部および越川層に対比できる。創価学会研修道場Ｒ－１号井については，同様な処理経過から0～107m中期更新世～完新世堆積物，～818m陸志別層・幾品層，以下越川層と地層判定できる。標津健福温泉井については坑井地質の詳細は明らかではない。標津町金山泉源については，北海道立地下資源調査所（1980）が検層図（比抵抗・自然電位・温度）を示し，4～70mが流紋岩質凝灰角礫岩，それ以下が安山岩質凝灰岩～凝

灰角礫でほぼ全体が鉱化変質をこうむっているとしているが，このような地質は周囲の状況（杉本,1960;松波ほか,1976）から判断して，中新世忠類層と判断される。以上の断面解析では越川層と幾品層の境界面をほぼ全域に追跡できるが，西別市街付近から標津市街付近にかけての範囲では，その境界面はほぼ水平で，海水準下800m前後に存在していることが明らかである。西別市街から南では，西別ＳＫ－１地点付近を中心に先第三系（根室層群）の隆起部が潜存するため，それを反映して新生代後期の地層はその付近より南ではテラス状の構造をとって厚さ最大600mほどの堆積物として存在している（北海道鉱業振興委員会編,1990）。標津町市街から北方では，知床半島山地東縁部に古多糠断層などと呼ばれる地層の急立帯（傾斜は60°以上で一部に逆転部を含む）があり（杉本,1960;活断層研究会,1991），その構造帯に接近すると，新第三紀層はいずれも急上昇する。西別市街付近から標津市街付近の地下においては，幾品層下限までの深さが800～860mであり，その下位に存在する越川層・忠類層は忠類川沿いで合わせて2,000m近い層厚があることから，新第三紀層の総計の厚さは3,000m弱と見積もることができる。一方，松波･秋田（1989）の重力断面解析ではこの付近について，越川層の下限までの深さとして約2,500mという値を示している。Ⅵ章の斜里平野の項で明らかにするように，硬質頁岩を主体とする越川層は知床半島山地部では各種の火山砕屑岩類と同時異相関係にあり，そのことを考慮に入れると，松波らの越川層下限までの厚さはほぼ後期新生代層の厚さとみなして差し支えがないであろう。このように，後期新生代層の厚さについては筆者の算定結果と松波らの解析結果はほぼ同様である。なお，これらの値は前述の森（1965）の予想と基礎物探「根釧」の解析結果のほぼ中間である。

以上で明らかなように，本堆積盆では最大層厚部が北に片寄り，北の内帯側で盆地堆積物の傾斜が増し，変位が大きく，全体として非対象の形態を示すのが特徴である。さらに，重力コンターより釧路川上流沿いと中標津町武佐岳南西側山麓－中標津市街付近を結ぶゾーンに北西－南東方向の構造線が存在し，本堆積盆は西・中・東部の３つの単元に分かれるように判断できる。低重力の中心軸に沈降軸を想定すると，各単元の沈降軸は右雁行状に配列しており，このような沈降単元の形成に右横ずれ運動が作用していたことを予想させる。なお，白糠丘陵との境界部には北西－南東および北東－南西の２方向の断層群に規制される左雁行状の沈降・隆起帯が発達し，阿寒火山方向へ続いている。第Ⅱ章で述べたように，この境界部は釧路海底谷の北方延長部とみなされる。

本堆積盆を構成する地層としては，上部中新統の厚内層群－夕映川層－越川層，鮮新統の阿寒層群－シケレペンペツ層－幾品層・陸志別層，前期更新統のクチョロ火山灰層・釧路層群－辺寒辺牛川層（嵯峨山ほか,1985）－風連湖層および中部更新統～完新統の地層群が存在することが明らかになったが，上部中新統と鮮新統の区分は全域的にかなり明瞭であるが，鮮新統と前期更新統および前期更新統と中部更新統以上の地層の区分は露頭条件や研究の遅れのため，必ずしも進んでいない。そのため，現状では第四系の厚さ，第四

紀における沈降量などを明確にはとらえられないが，第四系の厚さは，それが鮮新統下限深度の半分程度とするならば，上記の断面図から判断して，100～400m程度とみなすことができる。

国後南方堆積盆　Southern offshore Kunashiri Basin

本堆積盆は国後島と歯舞・色丹群島（釧路－根室先新第三系隆起帯）に囲まれる水深100m以下の範囲で，北東－南西110km，北西－南東40km前後の広がりがある（Fig. V-1）。ロシア共和国（旧ソ連）の支配海域ということもあり，日本の地質文献は全くないが，Sergeyev and Krasny eds.(1987)の千島－カムチャッカ地図集によれば，中軸部での音響的基盤への到達深度（海面下）および堆積物の厚さはともに，４km以上に達することが報告されている。なお，堆積物の時代は国後島の層序などとの対比により，前～中期中新世から第四紀とされているが，知床半島での新第三系の時代論との関連などで判断すると，さらに新しい可能性があり，今後の検討を要する。

択捉南方堆積盆　Southern offshore Etorofu Basin

本堆積盆は択捉島と釧路－根室先新第三系隆起帯の延長部の大陸棚部分に囲まれる水深300m以内の範囲で，北東－南西180km，北西－南東50km前後の広がりがある（Fig. V-1）。Sergeyev and Krasny eds.(1987)の地図集によれば，堆積物の厚さは2,000～2,500mであるがその時代については，国後南方堆積盆と同様な問題があるとみなされる。

## V－４．千島弧内帯　Kurile Inner Arc

### A．網走－網走沖褶曲帯　Abashiri-Offshore Abashiri Folding Zone

南北の軸方向をもつ第三紀層の褶曲帯を成している。古第三紀末（漸新世）～前期中新世に千島海盆の拡大に関連して東北海道構造区西縁に生じたトラフ状堆積盆（福沢,1989;福沢･小泉,1993）の東縁部に相当し，後期中新世には頻海域の火山活動地帯となった所である。時代がほぼ前期中新世の津別層群または車止内層が背斜軸部に露出または浅在している。本褶曲帯の東西幅は15km前後であり，東藻琴付近から網走を通り北見大和堆の南東部付近まで続き，南北延長は約70kmであり，網走沖褶曲帯の部分は海底地形上は能取海脚と呼ばれている。

### B．右雁行火山隆起帯列　Chain of volcanic upheaval zones in right-lateral arrangement

後期中新世～現在の火山活動帯であり，阿寒－屈斜路，摩周－知床，国後，択捉などの火山隆起帯が右雁行状に配列している。前２者の隆起帯は「阿寒－知床火山列」として一連なりのものとして取り扱われるのが一般的であるが，阿寒－屈斜路隆起帯が斜里平野の地下に延びることから，区別した。

阿寒－屈斜路隆起帯　Akan-Kutcharo Upheaval Zone

本隆起帯は地形的には約20kmの幅で北東－南西方向に60kmの広がりをもっているが，第Ⅵ章の斜里平野の項で述べるように，地質構造的には斜里平野の地下にも延びており，さらに20km程度延長される。松波･八幡（1989）および八幡（1989）の阿寒－屈斜路隆起帯に相当する。５万分の１地質図幅調査などに関連する地質学的な研究報告（勝井,1958;1962;勝井･佐藤,1963;佐藤,1965;山口･佐藤,1966;佐藤･垣見,1967など），カルデラ構造についての地球物理学的な研究報告（Yokoyama,1958;大川･横山,1979など），ＮＥＤＯおよび北海道立地下資源調査所による地熱・温泉調査報告（北海道立地下資源調査所,1980;早川ほか,1983;松波･川森,1985;新エネルギー総合開発機構,1985;松波･八幡,1989;八幡,1989など）および北海道防災会議による火山研究報告（北海道防災会議,1976;1986）がある。地質構造的には中期中新世後半のイクルシベ層を中核としており，北東－南西とそれに直交または斜交する正断層系が形成されている（松波･川森,1985;松波･八幡,1989;八幡,1989）。夕映川層の下部層が本隆起帯付近で下位層に高角不整合面で不淘汰礫岩をともなって接すること，夕映川層は本隆起帯付近で急激に薄化することなどから明らかなように，本隆起帯は夕映川層の堆積を規制しており（八幡,1989），その形成は夕映川層堆積時（後期中新世）にあり，周囲の堆積盆に対して火山活動場（海底火山活動を含む）として振る舞っていたと判断される。鮮新世～前期更新世においても，シケレペンペツ層・尾札部層の岩相変化から明らかなように，同様の火山活動場であったと考えられる。中期更新世以降においては陸上火山活動が本格化し，阿寒カルデラおよび屈斜路カルデラが形成された。

阿寒カルデラは８×15kmの広がりをもち，多くのカルデラと比較して，その形態が円形ではなく，やや不規則な楕円または長方形になることに特徴がある（Fig.Ⅴ-8）。基盤の新第三系がカルデラ底中央に広く分布しており，単純なクラカトア型カルデラというよりも，むしろ火山構造性大陥没盆地ではないかとみなされており（佐藤,1965），重力的には東西に延びた低重力域を示す（大川･横山,1979）。本カルデラ付近には浦幌・ウコタキヌプリ・阿寒断層など北東－南西方向の大断層が存在しており，本カルデラ（火山構造性大陥没盆地）はこのような構造方向に支配されて生じたものとみなされる。形成時期については，本カルデラ内に隣接する屈斜路カルデラ起源の火砕流が流入しており，屈斜路カルデラよりも古い（佐藤,1965）。カルデラ形成後には今の阿寒湖より広い範囲が水域となり古阿寒湖層が堆積した。なお，カルデラ底中央に新第三系が広く分布するという考えについては，早川ほか（1983）および松波･川森（1985）は温泉ボーリングの地質判定結果などから疑問を呈し，古阿寒湖層が地下300m程度の深さまで存在すると考えており，そうだとすれば　佐藤（1965）の想像以上の，湖沼としての規模が大きく存在期間の長い，より本格的な陥没盆地とみなすことができる。

屈斜路カルデラはその広がりは26×20kmであり，現屈斜路湖の水域の約２倍の面積があ

る，世界最大級のカルデラである。重力的には45mgalも低くなる低重力異常型の典型とみなされており，やや東西に延びた亜円形が示される（Yokoyama,1958）。このような低重力異常を説明するためには低密度の物質が深部まで広がっていることが必要であり，Yokoyama（1985）は低密度の物質をfall-backと推定した。これに対して，八幡（1989）は地熱調査・温泉開発のための500～1,500m級のボーリングの資・試料を詳しく解析してカルデラ内堆積物の性格を明らかにした。すなわち，その堆積物はカルデラ形成時のfall-backではなく湖沼性堆積物やカルデラ形成後の火山噴出物（アトサヌプリ火山など）であり，屈斜路カルデラは環状割れ目系の発生により陥没して形成されて以降，これらの堆積物により次第に埋積されていったとしている。このように，本カルデラも火山性陥没盆地の典型的なものである（Fig.Ⅴ-9）。屈斜路カルデラの形成の最初の陥没の年代については屈斜路湖成層Ⅰの$^{14}$Ｃ年代と花粉化石より約４万年前と推定されて，堆積物の厚さから陥没による垂直変位量は約４万年前以降現在まで1,100～1,300mと算定されている（八幡,1979）。屈斜路カルデラ付近には北東－南西，北西－南東，北北西－南南東および西北西－東南東などの断層群が知られているが，これらのうちで特に本カルデラの南西を縁取る北西－南東方向の断層はカルデラ形成前から活動を開始しており，カルデラ堆積物の厚さから本断層を境にしてのカルデラ側の落ち込みは1,000mに達する。本断層は釧路川沿いに南東方向に延びて根釧堆積盆の一画に食い込んだ構造線となつているが，現在でも極めて活動的であり，これに沿って段丘群の変動や地震断層の出現（1938年屈斜路地震：震央，和琴半島北西；Ｍ＝6.0）が知られている（堀江,1956;石川,1938;北海道防災会議,1986;活断層研究会編,1991）。屈斜路カルデラの形成に先行する屈斜路火山活動は0.34±0.04MaのＦＴ年代（輿水･生島,1989）を示す古梅溶結凝灰岩の流出に始まっており，約30万年の歴史がある。このことから，八幡（1989）は屈斜路火山の噴火活動がほぼ３万年前に終了する直前に，補償的な陥没が起こり屈斜路カルデラが生じたとしている。なお，地震断層は1959年の弟子屈地震（震央，弟子屈南西部；Ｍ＝6.2，6.1の双発型）の際にも弟子屈市街西方の辺計礼山南東山麓部で西北西－東南東方向の約２kmの地割れ群として出現している（神沼ほか編,1973）。

摩周－知床隆起帯　Mashu-Shiretoko Upheaval Zone

本隆起帯は摩周湖付近から知床岬につづく知床堆まで北東－南西方向に延び，総延長150km，幅25km前後の広がりがある。地質学的な見地での系統的な研究としては，５万分の１地質図幅調査が行なわれ，杉本･長谷川（1959），杉本（1960），杉本･松下（1961），杉本･三谷（1962），国府谷･松井（1962），三谷ほか（1963），庄谷（1965），松井ほか（1967），土居ほか（1970），杉本･松井（1971）の報告がある。その他，北海道立地下資源調査所の羅臼，川北温泉地域などに関する温泉・地熱調査報告（北海道立地下資源調査所,1980;松波ほか,1976;和気ほか,1978;1984;松波･和気,1985;松波,1987など）および鉱床調査報告類，北海道防災会議などによる火山研究報告（北海道防災会議,1982;1986）

などがある。知床半島の地質構造については，和気ほか（1984）および松波･和気（1985）が羅臼地域の地熱資源賦存構造を考察する中で以下のように総括している。知床半島の新第三紀層の構造をみると，全体として半島中軸を中心として，オホーツク海側と根室海峡の両側に向って，順次新しい地層が分布し，北東－南西および南北方向の短軸・短波長の褶曲が複合した複背斜構造をとっている。断層系は，半島方向に斜交する北西－南東および東北東－西南西方向が卓越する。半島部の新第三紀層は，以上の諸方向に規制され複雑な構造を呈している。知床半島の新第三紀層は従来，下位より忠類層（群），越川層および幾品層に大きく３分されているが（佐々,1953;橋本ほか,1958），近年，忠類層の緑色凝灰岩層について7.7～8.6MaのＦＴ年代の報告（輿水･金,1986;1987），幾品層最下部の軽石凝灰岩について5.1±0.4MaのＦＴ年代とその上下の泥岩について*Thalassiosira oestrupii*帯（5.1～3.7Ma）の珪藻化石の報告（輿水ほか,1987）があり，忠類層・越川層が後期中新世，幾品層が鮮新世とされ，特に忠類層について従来の中期中新世より若い年代として把握されるに至っている知床半島には脊梁に沿って多数の第四紀火山が知られており，それらは低い鞍部により北東端より①知床岳火山群，②知床硫黄山火山群（羅臼岳を含む）および③遠音別火山群に分けられ（北海道防災会議,1982），これらの南西方向に④海別岳・斜里岳・摩周カルデラなどの火山群が存在している。後期中新世～鮮新世の火山活動（海底火山活動主体）も半島中軸部を中心に行なわれており，後期中新世以降現在まで，中軸部が一貫して火山活動の舞台になっているのが明らかである。半島脊梁には，火山山頂に地溝を形成する高角度正断層の活断層群が知られているが，これは半島全体の隆起とともにその隆起軸部に，北西－南東方向の重力的な張力場が働き，そこにマグマが貫入したためと考えられている（活断層研究会編,1991）。

摩周カルデラは直径約６kmのほぼ円形をした形状をもっている。約1.5万年前から火山活動が始まり形成された摩周火山に，約７千年前に破局的な大噴火が発生し短期間のうちに本カルデラが形成された（日本の地質「北海道地方」編集委員会編,1990;北海道防災会議,1986）。

国後隆起帯（国後島）　Kunashiri Upheaval Zone(Kunashiri Island)

北東－南西方向に続く。島自体の延長は120kmであるが，北東方向に海底地形上の高まりがさらに60km存在し，総延長180km，幅35km前後の広がりがある。研究報告としては日本関係では戦前の断片的なものが多数あるがそれらを逐一入手し検討することは困難であり，ここではNemoto and Sasa compiled（1959）の25万分の１地質図「根室」，おなじくNemoto compiled（1959a）の「羅臼」，Sergeyev and Krasny eds.（1987）の千島－カムチャッカ地質・地球物理学地図集にもとづいて地質的把握を行なった。国後島ではその北東部を中心に中期中新世の石英閃緑岩体が各所に存在し，島の骨格となっている。この上位に古第三紀末～前期中新世とされるいわゆる“グリーンタフ”層，中期中新世～鮮新世の堆積岩層（火山砕屑岩類をともなう）が重なり，全体として複背斜状構造を形造ってい

る。断層も北東－南西方向が卓越しており，地質構造的には知床半島に類似するが，構成岩体および堆積層の年代に大きな相違がある。恐らく時代論に問題があり，放射年代測定・微化石解析などにより今後解決する必要がある。Golovnin（一菱内湖カルデラ），Mendeleev（羅臼山），Tyatya（爺爺岳）などの第四紀火山が島の中軸を成して列状に存在する。

択捉隆起帯（択捉島）　Etorofu Upheaval Zone(Etorofu Island)

北東－南西方向に続く。海底地形などから判断して周囲も含めると総延長200kmあまり，幅30～50kmの広がりがある。国後島と同様に，Nemoto compiled（1959a;b;c）の25万分の１地質図「羅臼」，「内保沼」および「沙那」，Sergeyev and Krasny eds.（1987）の地図集にもとづいて地質的把握を行なった。島の地質構成は石英閃緑岩体の分布が極めてわずかであることの他は国後島に類似している。しかしながら，地質構造的には第四紀火山の配列にも示されるように雁行状に配置する南部・中部・北部の３つの隆起単元より構成されており，知床半島や国後島に比較して複雑である。Sergeyev and Krasnyeds.（1987）によれば，南部の隆起単元は北北東－南南西の方向性がありBerutarube（ベルタルベ山），Lvinaya Past（萌消湾カルデラ），Atsonupuri（阿登佐岳）の第四紀火山を結び，さらに北北東へ続く。同様に中部隆起単元は北東－南西の方向性がありは島中部のBogdan Khmelnitsky（散布山）付近から島北東海域へ続く。北部隆起単元は中部単元の南東側に位置するが，Ivan Grozny（本登山），Machekha v. and Tebenkov cone（焼山・小田萌山），Baransky（指臼山），Kamui（神威岳）などを結んでいる。

C．右雁行堆積盆列　Chain of basins in right-lateral arrangement

西から女満別低地帯，斜里平野・斜里沖堆積盆，知床南東沖堆積盆および択捉北西沖堆積盆が右雁行状に配列している。

女満別低地帯　Memanbetsu Depression

北見・浦幌地塁北部の古第三紀末～前期中新世のトラフ状堆積盆の一部に発達した南北方向に延びる地溝状の堆積盆である。東西幅約10kmで，美幌市街付近から能取岬沖の北見大和堆南端部まで，総延長約50kmの広がりがある。地質構造的には西側は主に古第三紀末～前期中新世の地層（常呂層・津別層）の分布域であり，東側は主に後期中新世の網走層（能取層）の分布する褶曲帯（網走－網走沖褶曲帯）である（佐藤ほか,1970;佐藤･三梨,1970）。網走湖－能取湖東岸の東側褶曲帯との境界部は西落ちの断層および地層の（呼人層・美岬層）の急傾斜帯が存在し垂直変位の激しい地帯となっている。本低地帯については，北海道立地下資源調査所が古くは水溶性天然ガス資源の調査を行い（三谷ほか,1966），近年では地下水資源調査を進めてきており（小原ほか,1980;和田･広田,1989;広田ほか,1989），水井戸ボーリングや電気探査などの豊富な資料に基づいて地下地質と地下水盆構造の解析が行なわれている。これらで明らかなように本低地帯全体として大きな向斜

構造を成しており，小原ほか（1980）はこれを美幌－女満別向斜と呼んだ。小原ほか（1980）は同向斜が屈斜路湖北西側まで続くとしているが，第XI章の斜里平野の項で述べるように屈斜路北西側は斜里平野西部の藻琴ベーズンの範囲と判断されることから，ここではその範囲を同向斜から除いている。本低地帯には津別層を基盤として，後期中新世の網走層・能取層，後期中新世末～鮮新世の呼人層・美岬層，中～後期更新世の砂礫層，古期・中期・新期屈斜路軽石流堆積物，完新世の湖沼・河床堆積物が総計1,500m以上の厚さで堆積している（北海道立地下資源調査所,1985の女満別町泉源:Fig. V-10）。このうち，一般的には美岬層以上の地層に砂礫質の帯水層が発達し美幌地下水盆および女満別地下水盆と呼ばれる地下水盆を形成している（和田･広田,1989;広田ほか,1989）。これらの地下水盆が最も深く発達するところ（女満別西方の網走川沿いの地域）では，美岬層以上の地層の総計の厚さは400mに達する（和田･広田,1989）。なお，中期更新世以降の堆積物の総計の厚さの最大値は250m前後である。なお，海域への延長沈降帯については海上保安庁の5万分の１沿岸の海の基本図「網走」（海上保安庁水路部,1990）からその存在を知ることができる。能取海脚の中部を東西に横断する断面図によれば，同海脚との境界部に断層が存在し，その断層に隣接した部分で網走層・能取層相当層以上の地層が厚く堆積した非対称な堆積盆形態が示されいる。

斜里平野・斜里沖堆積盆　Shari Plain and Offshore Shari Basin

網走－網走沖褶曲帯および北見大和堆と知床半島の間にはさまれた堆積盆で，北東－南西方向に170kmの長さがある。形態上はＶの字状に北東方向に開いているため，陸域での幅（北西－南東方向）は40km前後であるが，千島海盆への移行部では幅90kmに広がる。地形的には次第に深度を増して千島海盆へ移行するため，移行部では水深2,000m前後となる。本報告では陸域部分と大陸棚部分を斜里平野として取り扱い，筆者独自の調査資料を付け加えて第XI章で詳しく論じる。それより北の部分を斜里沖堆積盆として取り扱う。

斜里沖堆積盆については，海上保安庁水路部の20万分の１大陸棚の海の基本図第6379号「北見大和堆」および５万分の１沿岸の海の基本図「網走」（海上保安庁水路部,1990）・「斜里」（海上保安庁水路部,1994），地質調査所の海洋地質図14（玉木ほか,1979），通商産業省の基礎物理探査「知床沖」（北海道鉱業振興委員会編,1990）などの報告がある。主要部分の海底の水深は1,000～2,500mである。北見大和堆中部から知床岬沖45kmを結ぶ測線での音波探査結果（玉木ほか,1979;北海道鉱業振興委員会編,1990;Fig. V-11）によれば，東寄りの部分に音響的基盤の高まりが認められる。この高まりの西側では網走海底谷の下流部分を中軸とした大きな沈降構造が存在しており，1,500m以上の厚さの堆積物（中新世以降）が存在しており，そのうち第四紀堆積物の厚さは400mとされる（玉木,1979）。

知床南東沖堆積盆　Southeastern Offshore Shiretoko Basin

知床半島と国後島の間に発達した堆積盆であり，北東－南西方向に延び，延長110km,

幅30km前後の広がりがある。地形的には南端部（羅臼沖合より南）は水深200m以内のいわゆる大陸棚となつているが，中～北部は海底谷状の地形を構成し，北東方向に水深を増し北端部では2,500mに達する。本堆積盆の堆積物の厚さについてはSergeyev and Krasny eds.（1987）が音響的基盤の深度と海底面の水深から解析した結果を示している。それによれば，中部では500m以内であるが，北部では1,000m前後になる。本堆積盆についての日本側の報告としては海上保安庁水路部５万分の１沿岸の海の基本図「知床岬」（海上保安庁水路部,1988）があるが，この報告からは中部についての地質構造・堆積物の様子が分かる。すなわち，本堆積盆の中部を広くおおう地層は知床岬付近の中新世合泊層（杉本ほか,1971）に相当する火山岩類であり，谷底にあたる堆積盆中軸部ではこの火山岩類の上位に中新世末～更新世の砂～泥質岩相が総計350m程度の厚さで堆積している。この報告の結果から判断すると，Sergeyev and Krasny eds.(1987)の堆積物はこのような砂～泥質堆積物に相当するとみなされる。南部の大陸棚部分は根釧堆積盆につながる部分であり，堆積物は厚く，知床半島春苅古丹地域（三谷ほか,1963）では後期中新世～鮮新世の越川層・幾品層・陸志別層の総計の厚さは2,000m以上になる。

択捉北西沖堆積盆　Northwestern Offshore Etorofu Basin

択捉島の北西側の同島と千島海盆との間の海域であり，北東－南西方向の延長200kmね，約40kmの広がりがある。いくつかの谷地形が存在し，起伏に富んでおり，全体としては北西に向って急激に深くなり千島海盆に近接して水深3,000mに達する。海底地形状の谷地形に対応するように６つ程度の沈降域（堆積盆）に分かれ，これらは右雁行状に配列している。これらのうち，最も大きいものは国後水道付近から北東方向に延びるもので，分布形態・海底地形は知床南東沖堆積盆に類似する。堆積物の厚さはSergeyev and Krasny eds.（1987）によれば，全体として堆積物は極めて薄く150m以内とされているが，この調査・解析は隆起域と沈降域を一括して取り扱った大まかなものであり，恐らく沈降域では堆積物は一定の厚さを有していると想像される。いくつかの沈降域に分かれることについては，択捉島がいくつかの隆起単元に分かれるのに対応しているためである。

## Ｖ－５．千島海盆　Kurile Basin

本海盆はオホーツク海の南端部にあたるが，その形態はカムチャッカ半島の南西端を回転軸として南西方向に開いた扇形を示している。北東－南西方向に延び延長1,000km，幅は南西端の部分で200kmあまり，水深は3,000mあまりである。本海盆の全域を対象とした海洋地質学的調査は旧ソ連により行なわれており，その成果をまとめたSergeyev and Krasny eds.（1987）によれば本海盆における堆積物（第三紀～第四紀）の厚さは1,500m～3,000mあまりであり，ほぼ水平な堆積層構造が示される。近年の研究（木村･玉木,1985;Kimura and Tamaki,1986）によれば，千島海盆の形成時期については漸新世～中期中新世とされており，この堆積物は3,000万年あまりの間の堆積物である。本海盆はいわゆる背弧

海盆であり，木村･玉木（1985）によれば，ユーラシア・プレートの一部であるアムール・プレートの北上の影響を受けてオホーツク・プレートの南端部で時計回りの扇形の拡大が生じた結果，本海盆が生じた。

［第Ⅴ章関連文献］


土居繁雄･酒匂純俊･松井公平･金 喆祐(1970):5万分の1地質図幅「羅臼および知円別」および同説明書. 34p., 北海道開発庁.

福沢仁之(1989):BIOSILICEOUS SHALEの時空分布からみた日本海・オホーツク海の形成（予報）. 地球, 11, 284-291.

————･小泉 格(1993):ODP日本海の掘削試料と日本海・オホーツク海沿岸陸域第三系との比較検討. 地球, 16, 154-163.

二間瀬 洌･松波武雄(1985):北海道の地熱・温泉－1985年・Ⅱ版－，（C）北海道中央部（1979年～1983年）（D）北海道東部（1980年～1983年）. 地下資源調査所調査研究報告, 16, 80p.

橋本 亘･石川俊夫･舟橋三男･斉藤昌之･長尾捨一編(1958):20万分の１北海道地質図（１－６）および同説明書. 58p., 北海道立地下資源調査所.

早川福利･松波武雄･二間瀬 洌･三上正樹･和気 徹･横山英二(1983):阿寒町阿寒湖畔温泉調査報告－温泉とその熱利用－. 地下資源調査所報告, 54, 105-131.

広田知保･横山英二･深見浩司(1989):女満別・美幌地域の地下水資源. 地下資源調査所報告, 60, 1-34.

北海道防災会議(1976):雌阿寒岳－火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策－. 北海道における火山に関する研究報告書第５編, 138p.

————(1982):知床硫黄山－火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策－. 北海道における火山に関する研究報告書第８編, 98p.

————(1986):アトサヌプリ摩周（カムイヌプリ）－火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策－. 北海道における火山に関する研究報告書第10編, 104p.

北海道鉱業振興委員会編(1968):北海道の石油・天然ガスの探査と開発. 183p.

————(1979):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和43-51年）－. 205p.

————(1990):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和52～63年）－. 157p.

北海道立地下資源調査所(1980):北海道の地熱・温泉（D）北海道東部. 地下資源調査所調査研究報告, 10. 155p.

————(1991):北海道地熱・温泉ボーリング井データ集. 205p.

本座栄一･玉木賢策･村上文敏(1978):100万分の1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11, 地質調査所.

Honza, E ed. (1977) : Geological Investigation of Japan and Southern Kurile Trench and Slope Areas, GH76-2 Cruise April-June 1976. *Cruise Repots*, 7, 127p., Geological Survey of Japan.

堀江正治 (1956) : 屈斜路湖岸段丘と地殻運動. 地質学雑誌, 62, 156-157.

石井次郎抄訳 (1990) : K. F. Sergeyev, M. L. Krasny編著「千島～カムチャッカ島弧の地質学－地球物理的地図帖」, 北海道東海大学紀要理工学系, 3, 29-83.

石川俊夫 (1938) : 5月29日地震後の屈斜路地方見聞. 科学, 8, 409-414.

海上保安庁水路部 (1974) : 大陸棚海の基本図第6379号「北見大和堆」.

――――――(1975a) : 大陸棚海の基本図第6376号「釧路沖」.

――――――(1975b) : 大陸棚海の基本図第6377号「落石岬沖」.

――――――(1987) : 5万分の1沿岸の海の基本図「花咲」および同説明書. 57p.

――――――(1988) : 5万分の1沿岸の海の基本図「知床岬」および同説明書. 53p.

――――――(1990) : 5万分の1沿岸の海の基本図「網走」および同説明書. 53p.

――――――(1994) : 5万分の1沿岸の海の基本図「斜里」および同説明書. 58p.

亀谷卓也・吉村雄三郎 (1964) : 根釧地方の物理探鉱. 物理探鉱, 17, 82-91.

神沼克伊・岩田孝行・茅野一郎・大竹政和編 (1973) : 図説　日本の地震. 東大地震研究所研究速報, 9, 136p.

加藤 誠・熊野純男・岡田昭明 (1981) : 釧路付近における*Fortipecten Takahashii*の新産出. 地球科学, 35, 19-25.

活断層研究会編 (1991) : 新編, 日本の活断層（分布図と資料）. 437p., 東大出版会.

勝井義雄 (1958) : 阿寒・屈斜路火山群. 地球科学, 39, 19-29.

――――(1962) : 5万分の1地質図幅「屈斜路湖」および同説明書. 36p., 北海道開発庁.

――――・佐藤博之 (1963) : 5万分の1地質図幅「藻琴山」および同説明書. 42P., 北海道開発庁.

Kiminami, K. (1983) : Sedimentary history of the Late Cretaceous-Paleocene Nemuro Group, Hokkaido, Japan: A forearc basin of the Paleo-Kuril Arc-Trench System. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 89, 607-624.

木村 学・玉木賢策 (1985) : 千島弧と千島海盆－上盤プレートの回転, 後退と背弧海盆の拡大－. 地学雑誌, 94, 1-83.

Kimura, G. and Tamaki, K. (1986) : Collision, rotation and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Sea. Tectonics, 5, 389-401.

国府谷盛明・松井公平・長谷川 潔・安藤久男 (1962) : 5万分の1地質図幅「摩周湖」および同説明書. 45p., 北海道開発庁.

輿水達司・生島潤一 (1989) : 北海道東部の古期屈斜路火砕流（古梅溶結凝灰岩）のフィッシ

ョン・トラック年代. 地質学雑誌, 95, 77-79.

————·金 喆祐 (1986) : 北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代（その３）－東部帯の“グリーン・タフ”岩層－. 地質学雑誌, 92, 871-878.

————·———— (1987) : 北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代（その４）－陸上火山活動による火砕岩類－. 地質学雑誌, 93, 217-227.

————·岡 孝雄·嵯峨山 積 (1987) : 北海道東部知床半島基部硬質頁層の時代. 地質学雑誌, 93, 61-64.

松井公平·国府谷盛明·杉本良也 (1966) : 5万分の1地質図幅「中標津」および同説明書. 30p., 北海道開発庁.

松井 愈·木村 学·小林保彦·宮坂省吾·生川淳一 (1987) : 釧路地域の第四系. 松井 愈教授記念論文集, 105-112.

松波武雄 (1987) : 知床半島基部の地熱系. 地下資源調査所報告, 59, － .

————·秋田藤夫 (1989) : 根釧地域の深層熱水資源とその評価. 地下資源調査所報告, 60, 119-156.

————·川森博史 (1985) : 阿寒カルデラの地熱系. 地熱, 22, 316-331.

————·和気 徹 (1985) : 北海道羅臼地域の地熱系. 日本地熱学会誌, 7, 169-188.

————·八幡正弘 (1989) : 弟子屈地域の地熱資源　その１－主として熱水系モデルについて－. 地下資源調査所報告, 60, 35-76.

————·横山英二·和気 徹·早川福利·二間瀬 洌 (1976) : 標津町管内温泉調査報告. 地下資源調査所報告, 48, 101-115.

————·斉藤尚志·二間瀬 洌·小原常弘 (1966) : 美幌－女満別地域天然ガス鉱床について—女満別低地帯の水溶性天然ガス鉱床—. 地下資源調査所報告, 36, 11-30.

三谷勝利·杉本良也·国府谷盛明·松下勝秀 (1963) : 5万分の1地質図幅「春苅古丹」および同説明書. 40p., 北海道開発庁.

宮田雄一郎·山口昇一·矢崎清貫 (1988) : 5万分の1地質図幅「計根別」および同説明書. 77p., 地質調査所.

水野篤行·百石 浩 (1960) : 5万分の1地質図幅「雄別」および同説明書. 78p., 北海道開発庁.

————佐藤 茂·角 靖夫 (1963) : 5万分の1地質図幅「阿寒」および同説明書. 74p., 北海道開発庁.

森 俊雄 (1965) : 根釧原野における重力異常. 北大地球物理学研究報告, 14, 59-71.

七山 太·中川 充·加藤孝幸 (1993) : 北海道東部，最上部白亜系～古第三系暁新統の砕屑性クロムスピネル. 地質学雑誌, 99, 629-642.

Nemoto, T. compiled (1959a) : Geologic map of Rausu (scale 1:250,000).

———————— (1959b) : Geologic map of Naibo-numa (scale 1:250,000).

———————— (1959c) : Geologic map of Shana (scale 1:250,000).

Nemoto, T. and Sasa, Y. (1959) : Geologic map of Nemuro (scale 1:250,000).

日本の地質「北海道地方」編集委員会編 (1990) : 日本の地質１北海道地方. 337p., 共立出版.

小原常弘・松下勝秀・二間瀬 洌・早川福利・佐藤 巌・横山英二・和気 徹・国府谷盛明 (1973) : 北海道水理地質図幅第10号「釧路」および同説明書. 54p., 北海道立地下資源調査所.

――――・横山英二・松井公平・二間瀬 洌・早川福利・佐藤 巌・和気 徹 (1976) : 北海道水理地質図幅第11号「根室」および同説明書. 39p., 北海道立地下資源調査所.

――――・和田信彦・横山英二・松浪文博・佐藤 巌 (1980) : 北海道水理地質図幅第５号「北見」および同説明書. 53p., 北海道立地下資源調査所.

Ogawa, K. and Suyama, J. (1976) : Distribution of aeromagnetic anomalies, Hokkaido, Japan and its geological implication. *Volcanoes and Tectonosphere*, 207-215, Tokai Univ. Press.

小川勇二郎・小林和男 (1993) : 日本海溝と千島海溝の地形および地質的特徴. 地球号外9号 (小林和男教授退官記念号), 61-69.

岡 孝雄 (1986) : 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団研専報, 31, 295-320.

岡崎由夫 (1966) : 釧路の地質. 釧路叢書, 7, 326p., 釧路市.

――――・佐藤 茂・長浜春夫 (1966) : 5万分の1地質図幅「大楽毛」および同説明書. 90p., 北海道開発庁.

大川史郎・横山 泉 (1979) : 重力異常からみた阿寒カルデラの構造. 北大地球物理学研究報告, 38, 17-29.

大久保泰邦 (1990) : 北海道の地磁気異常. 日本地質図体系北海道地方, 10-11, 朝倉書店.

嵯峨山 積 (1987) : 東部北海道，根釧原野鮮新統の珪藻生層序. 地質学雑誌, 93, 643-652.

――――・赤松守雄・五十嵐八枝子 (1986) : 北海道東部，根釧原野の中・下部更新統. 地球科学, 40, 373-382.

――――・松下勝秀・山岸宏光 (1985) : 5万分の1地質図幅「茶内原野」および同説明書. 47p, 地質調査所.

桜井 操・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. 水路部研究報告, 10, 1-44.

佐々保雄 (1939) : 北海道下部洪積統・釧路統について. 矢部教授還暦記念論文集, 569-587.

――――(1953) : 釧路炭田. 北海道炭田誌－２, 38-42, 日本石炭協会北海道支部.

佐藤博之 (1965) : 5万分の1地質図幅「阿寒湖」および同説明書. 82p., 地質調査所.

――――・垣見俊弘 (1967) : 5万分の1地質図幅「弟子屈」および同説明書. 67p., 北海道開発庁.

――――・松田武雄・杉山友紀・須田芳朗 (1970) : 20万分の１地質図「斜里」. 地質調査所.

――――・三梨 昂 (1970) : 20万分の１地質図「斜里」. 地質調査所.

————・佐藤 茂(1976):5万分の1地質図幅「鶴居」および同説明書. 24p., 地質調査所.

Segawa, J. and Furuta, T. (1978): Geophysical study of the mafic belts along the margins of the Japanese islands. *Tectonophysics*, 44, 1-26.

Sergeyev, K. F. and Krasny, M. L. eds. (1987):Geology-Geophysical Atlas of the Kurile-Kamchatka island system(36 sheets). Minstry of Geology of the USSR, Academy of sciences of the USSR and Ministry of Gas Industry of the USSR.

新エネルギー総合開発機構(1985):地熱開発促進調査報告書, 6, 弟子屈西部地域. 554p.

庄谷幸夫(1965):5万分の1地質図幅「ルシャ川」および同説明書. 13p. 北海道開発庁.

杉本良也(1960):5万分の1地質図幅「武佐岳」および同説明書. 49p., 北海道立地下資源調査所.

————・長谷川 潔(1959):5万分の1地質図幅「斜里岳」および同説明書. 42p., 北海道開発庁.

————・松井公平・土居繁雄(1971):5万分の1地質図幅「知床岬」および同説明書. 21p., 北海道開発庁.

————・松下勝秀(1961):5万分の1地質図幅「宇登呂」および同説明書. 13p.

————・三谷勝利(1962):5万分の1地質図幅「峰浜」および同説明書. 48p.

玉木賢策・湯浅真人・西村清和・本座栄一(1979):100万分の1北海道周辺日本海およびオホーツク海域広域海底地質図. 海洋地質図11, 地質調査所.

鳥居栄一郎(1979):釧路原野地域の地形と水理地質. 地学雑誌, 88, 155-171.

————・柴崎達雄・飯島 弘(1963):釧路泥炭地とその周辺の水理地質について（上）. 応用地質, 4, 173-186.

————・————・————(1964):釧路泥炭地とその周辺の水理地質について（下）. 応用地質, 5, 1-14.

和田信彦・広田知保(1989):女満別・美幌地域の水理地質－地下水盆構造と帯水層の特性－. 地下資源調査所報告, 61, 65-94.

和気 徹・松波武雄・横山英二・川森博史・藤本和徳・佐久間 勉・二間瀬 洌(1978):羅臼温泉地域の地熱. 地下資源調査所報告, 50, 35-55.

————・————・川森博史・横山英二・大島弘光・藤本和徳・二間瀬 洌・斉藤尚志(1984):羅臼の地熱資源. 地下資源調査所調査研究報告, 13, 97p.

Yagi, K. (1969):Petrology of the alkalic dolerites of the Nemuro Peninsula, Japan. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 115, 103-147.

山口昇一・佐藤博之(1966):5万分の1地質図幅「上里」および同説明書. 38p., 地質調査所.

山本明彦・森谷武男(1989):北海道の重力異常と地下構造. 地球, 11, 377-385.

八島邦夫・今井健三・西沢邦和(1982):100万分の1海底地形図「北海道」・「東北日本」と海底地形. 水路部研究報告, 17, 93-162.

八幡正弘(1989):屈斜路カルデラ－基盤構造とカルデラの形成過程との関連についての検討－.地団研専報,36,191-208.

Yokoyama,I.(1958):Gravity survey on Kuttyaro Caldera Lake. *Jour. Physics of the Earth*,6,75-79.

［第Ⅴ章図表説明］

Fig. V-1 Latest Cenozoic tectonic zoning of the Eastern Hokkaido Tectonic Province.

Fig. V-2 Geological cross section acrossing the Offshore Kushiro-Nemuro Continental Shelf, the Offshore Kushiro-Nemuro Continental Slope and the Kurile Trench(adapted from Honza et al.,1978).

Fig. V-3 Map showing Bouguer anomalies and geological structure of the Konsen Basin(adapted from Oka,1986).

Fig. V-4 Geological cross section I-I′ of the Konsen Basin (from Tatsukobu in Kushiro Town to Fushinai in Akan Town).

Fig. V-5 Geological cross section Ⅱ-Ⅱ′ of the Konsen Basin ( from southern Shibecha to Akubetsu of Akan Town).

Fig. V-6 Geological cross section Ⅲ-Ⅲ′of the Konsen Basin ( from southern Shibecha to the town area of Teshikaga).

Fig. V-7 Geological cross section Ⅳ-Ⅳ′of the Konsen Basin ( from Kiritappu in Hamanaka Town to Shibetsu-Kanayama).

Fig. V-8 Structural maps of the Akan Caldera.
(1)Structural and geological map(after Hayakawa et al.,1983).
(2)Distribution and profiles residualgravity anomalies(after Ohkawa and Yokoyama,1979).

Fig. V-9 Geologic map and geological cross sections of the Kutcharo Caldera (after Yahata,1989).

Fig. V-10 Drilling columns of the hot water well of Memanbetsu Town (after from Futamase and Matsunami, 1985).

Fig. V-11 Geological cross section acrossing the Offshore Saroma Basin, the Kitami-Yamato Bank and the Offshore Shari Basin(adapted from Tamaki et al, 1979).

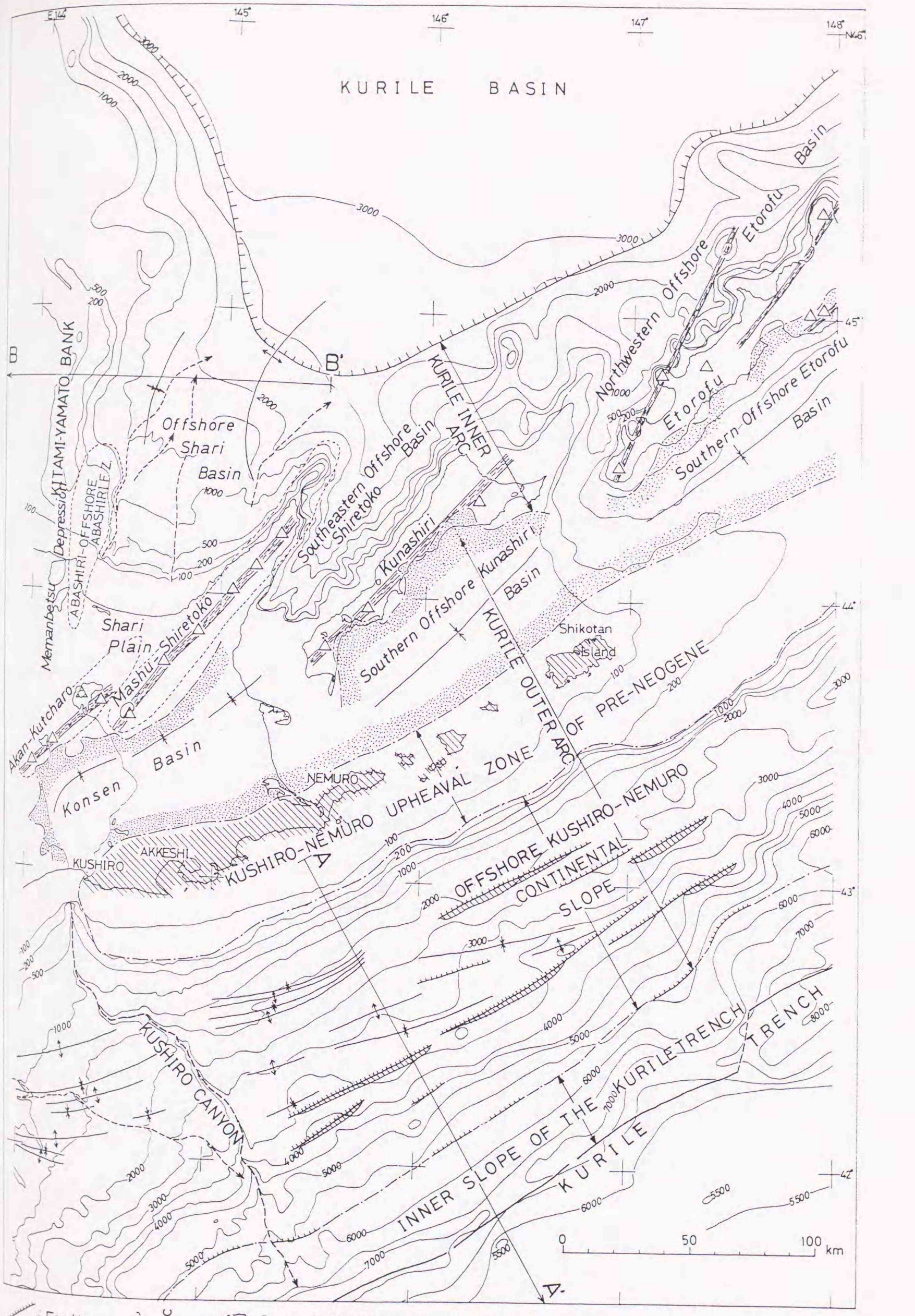



Fig. V-1 Latest Cenozoic tectonic zoning of the Eastern Hokkaido Tectonic Province.

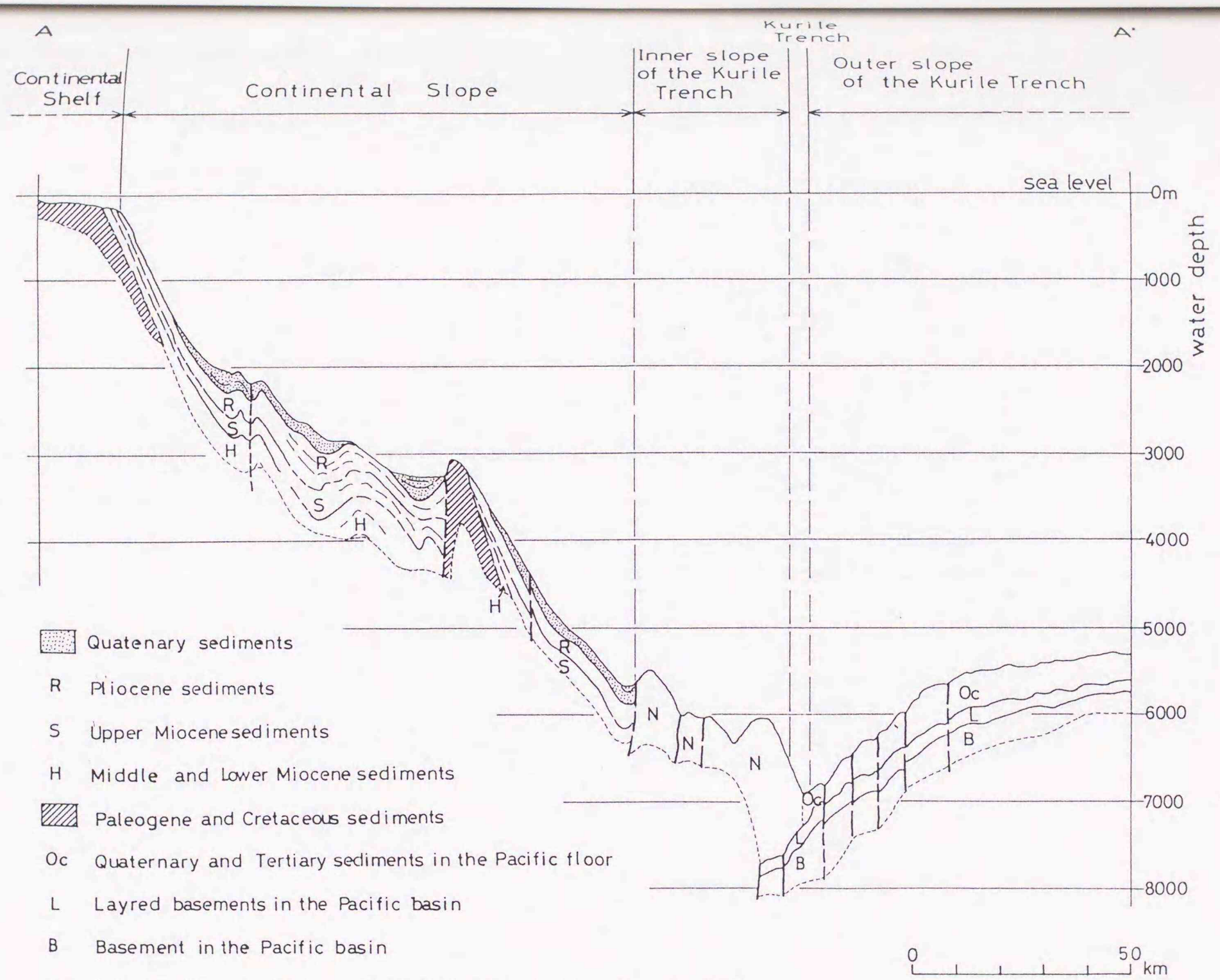



Fig. V-2 Geological cross section acrossing the Offshore Kushiro-Nemuro Continental Shelf, the Offshore Kushiro-Nemuro Continental Slope and the Kurile Trench(adapted from Honza et al., 1978).

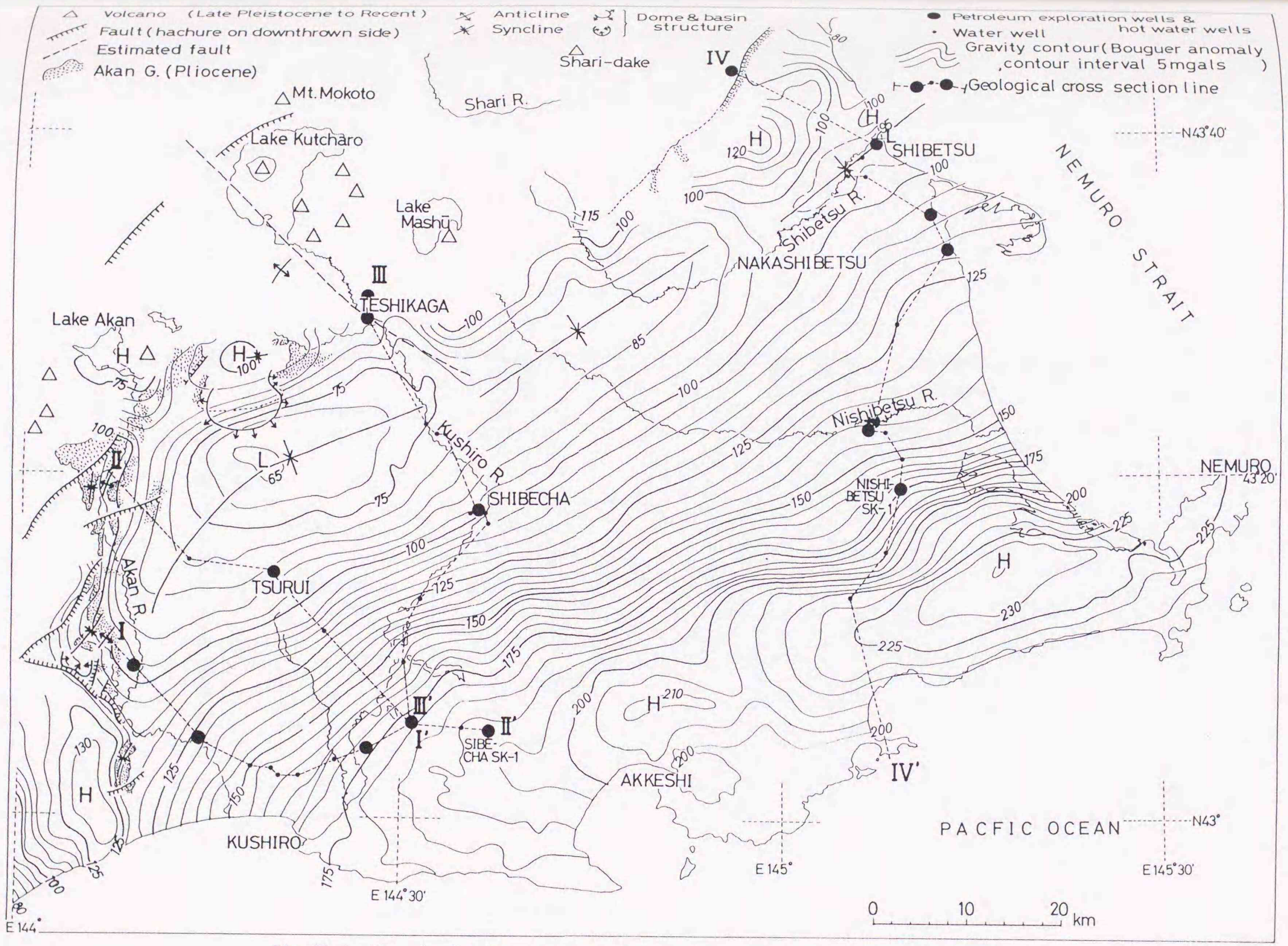



Fig. V-3 Map showing Bouguer anomalies and geological structure of the Konsen Basin (adapted from Oka, 1986).

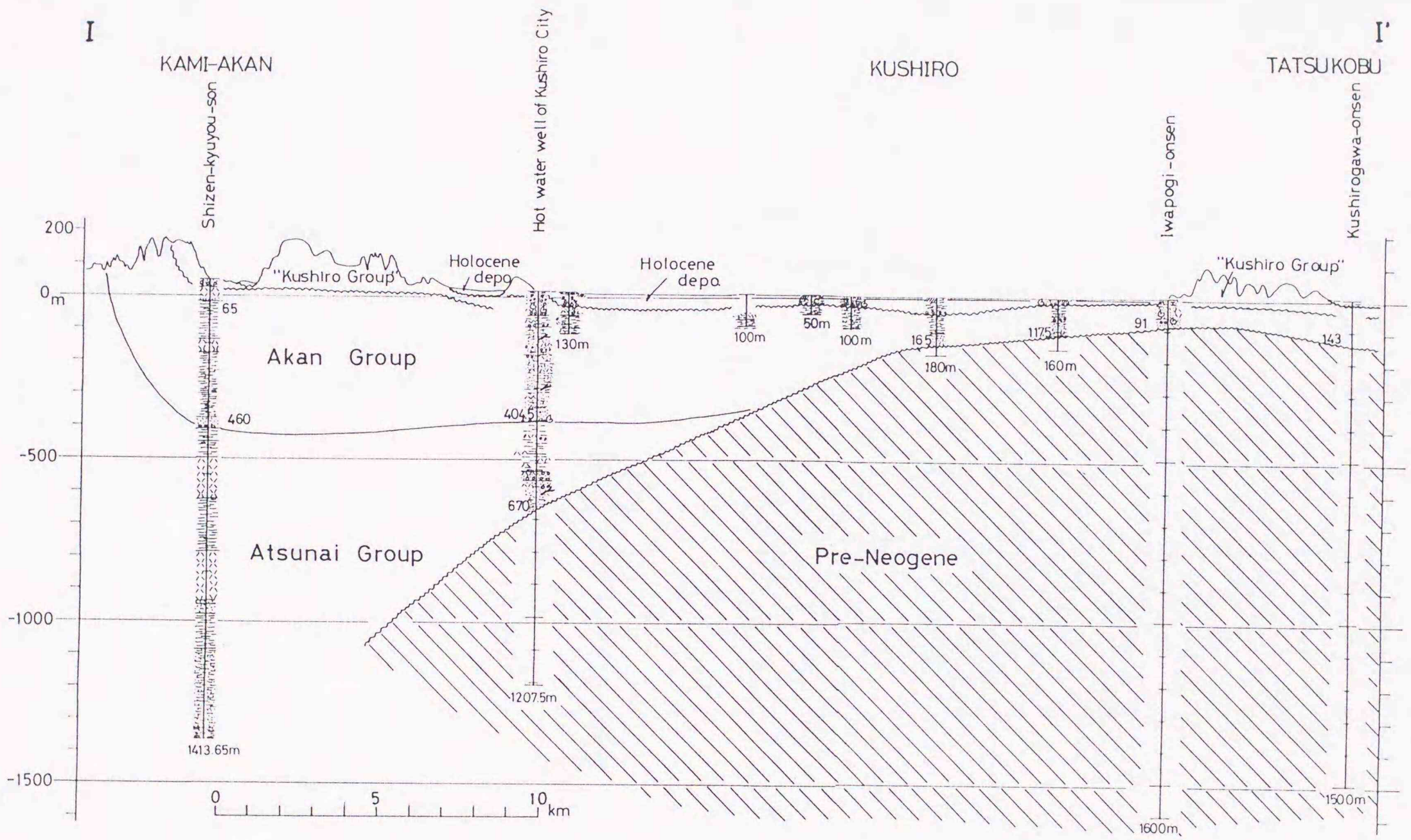



Fig. V-4 Geological cross section I-I' of the Konsen Basin (from Tatsukobu in Kushiro Town to Fushinai in Akan Town).

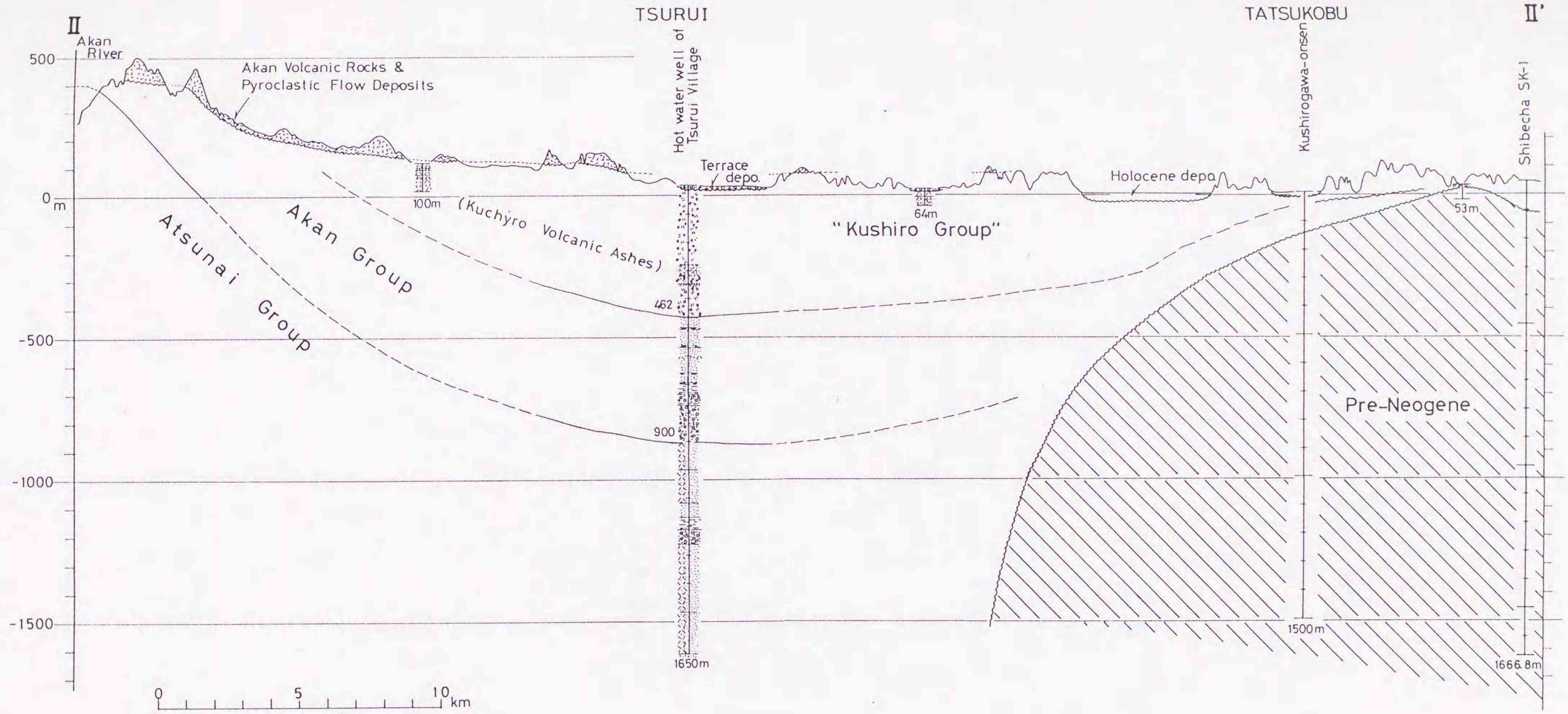
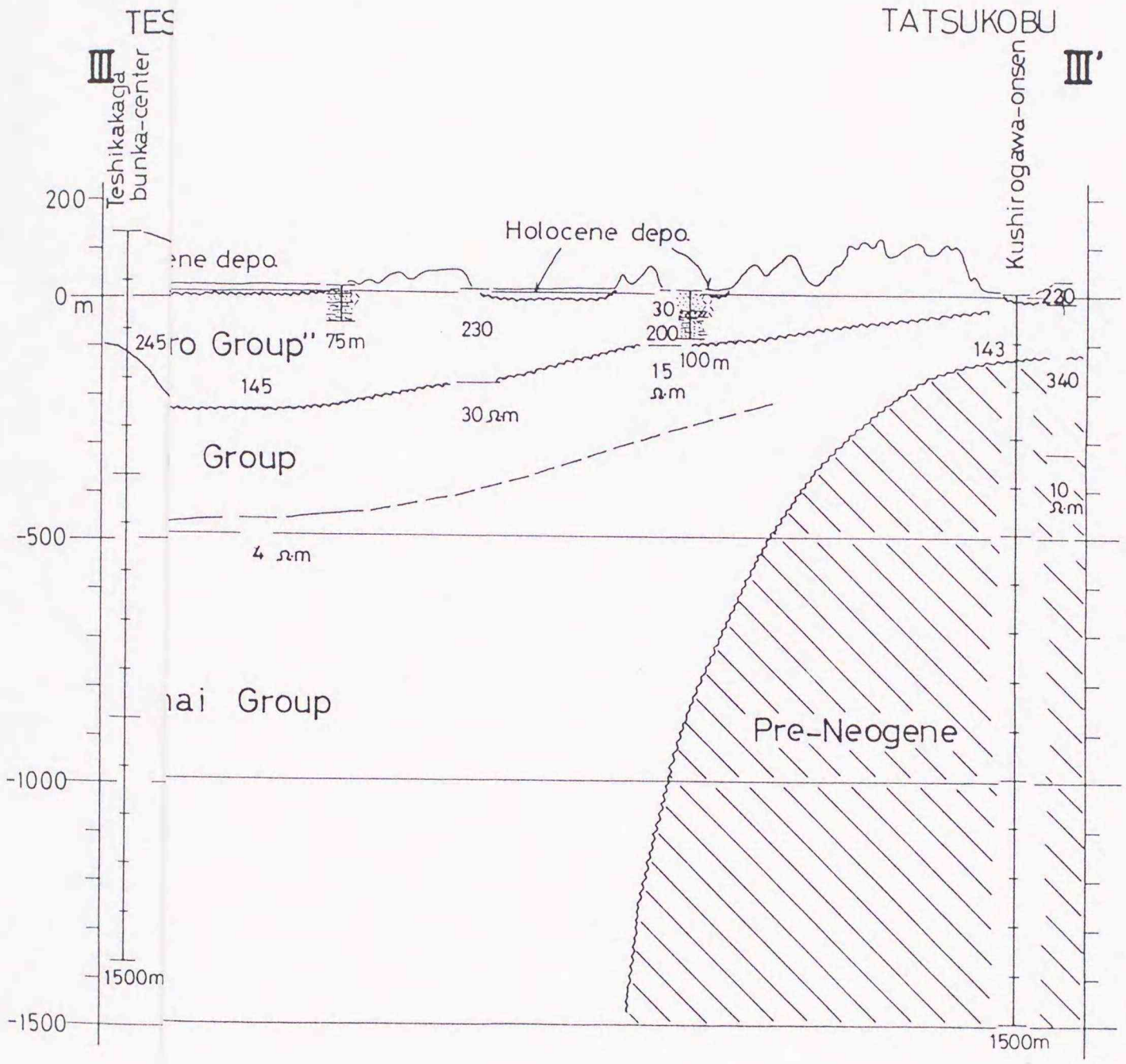



Fig. V-5 Geological cross section Ⅱ-Ⅱ′ of the Konsen Basin ( from southern Shibecha to Akubetsu of Akan Town).


TES
III
Teshikaka
bunka-center
TATSUKOBU
III'
Kushirogawa-o
200
0
m
-500
-1000
-1500
1500m
Holocene depo.
ene depo.
245
ro Group" 75m
230
30
200
100m
15
Ω·m
143
220
340
145
30 Ω·m
Group
10
Ω·m
4 Ω·m
ıai Group
Pre-Neogene
1500m

thern

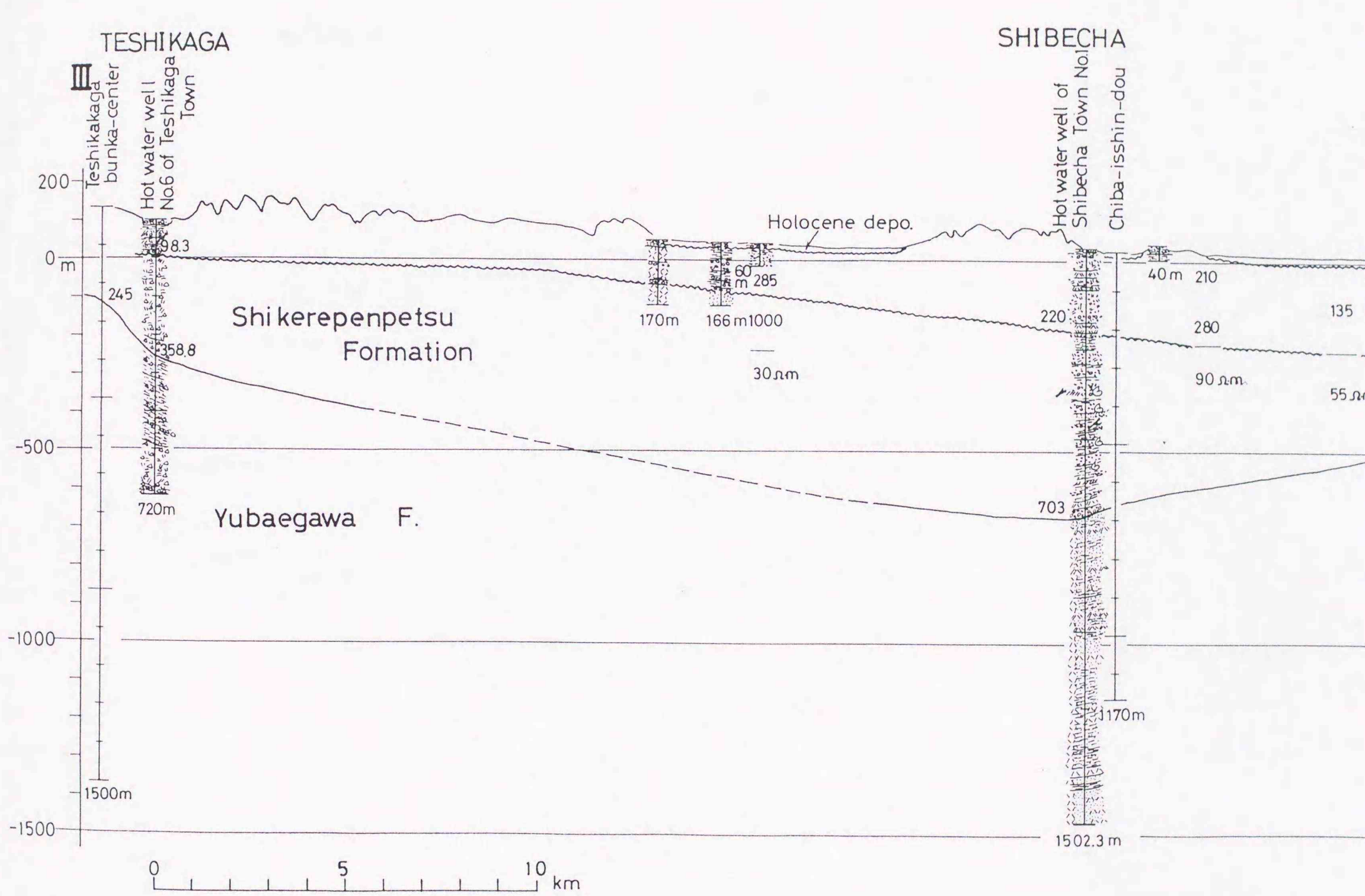
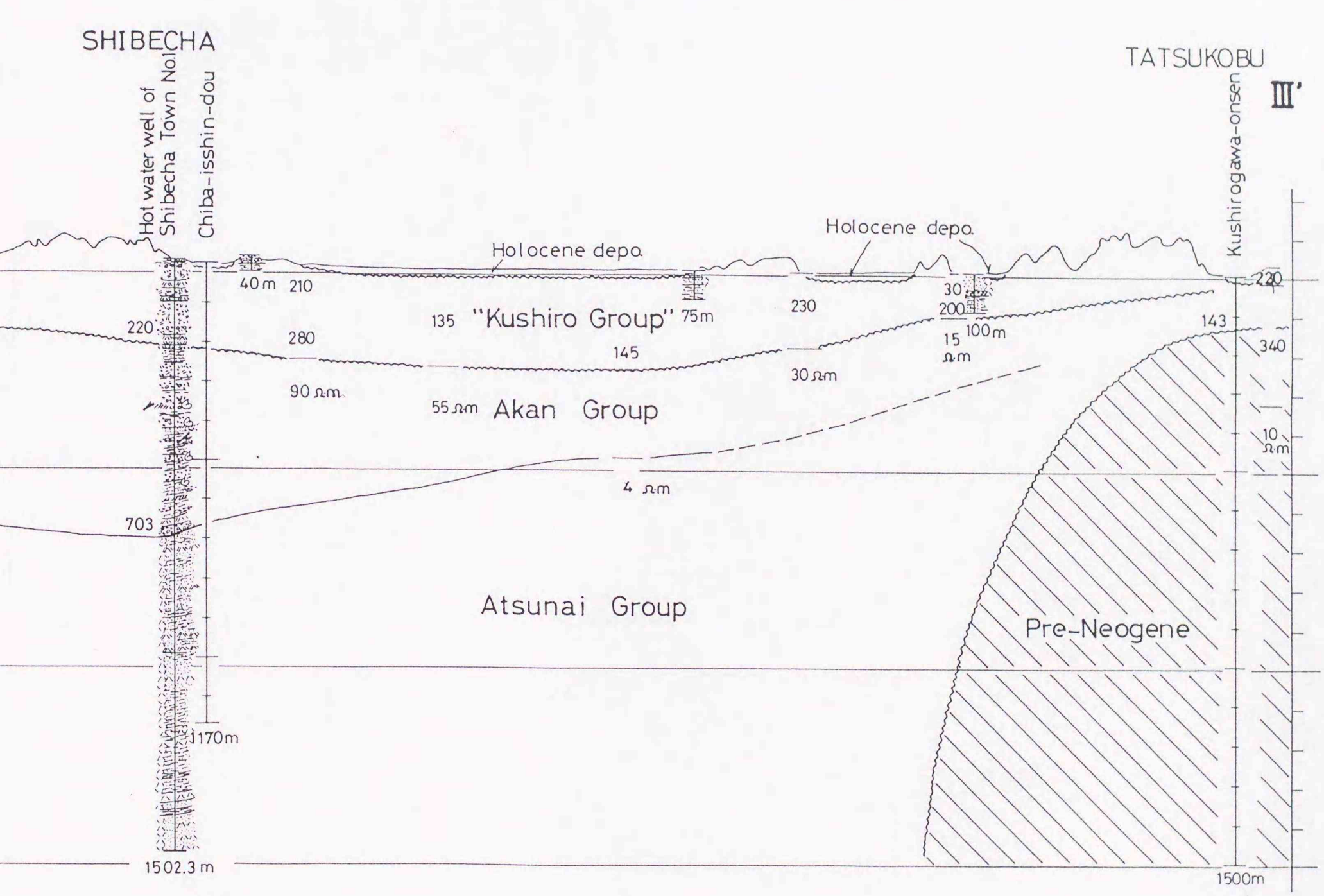



Fig. V-6 Geological cross section Ⅲ-Ⅲ' of the Konsen Basin ( fro
Shibecha to the town area of Teshikaga).




section Ⅲ-Ⅲ' of the Konsen Basin ( from southern
own area of Teshikaga).

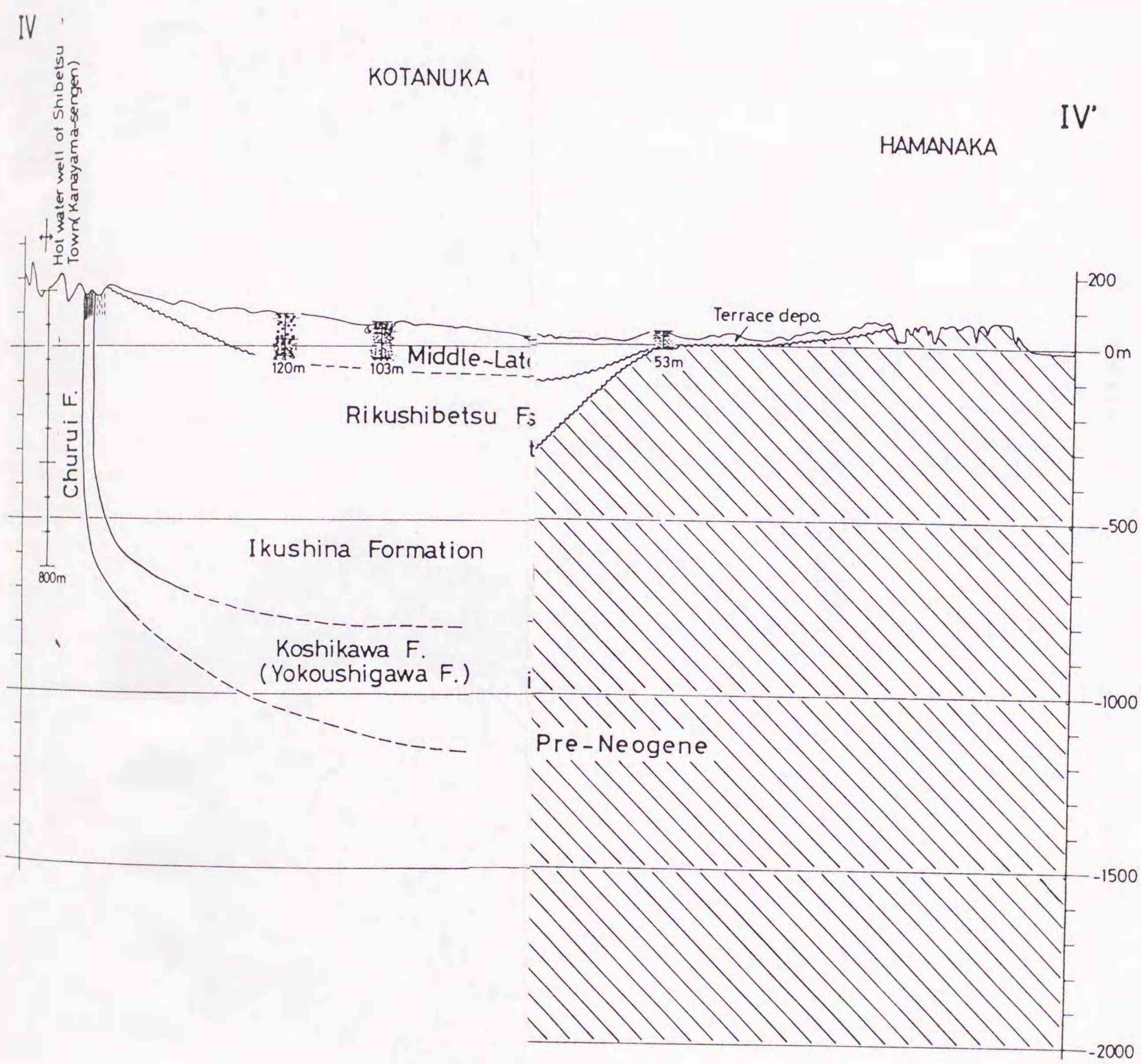

IV
Hot water well of Shibetsu Town(Kanayama-sengen)
KOTANUKA
IV'
HAMANAKA
200
0m
-500
-1000
-1500
-2000
800m
Churui F.
120m
103m
Middle~Late
Terrace depo.
53m
Rikushibetsu Fs
Ikushina Formation
Koshikawa F.
(Yokoushigawa F.)
Pre-Neogene

Fig.

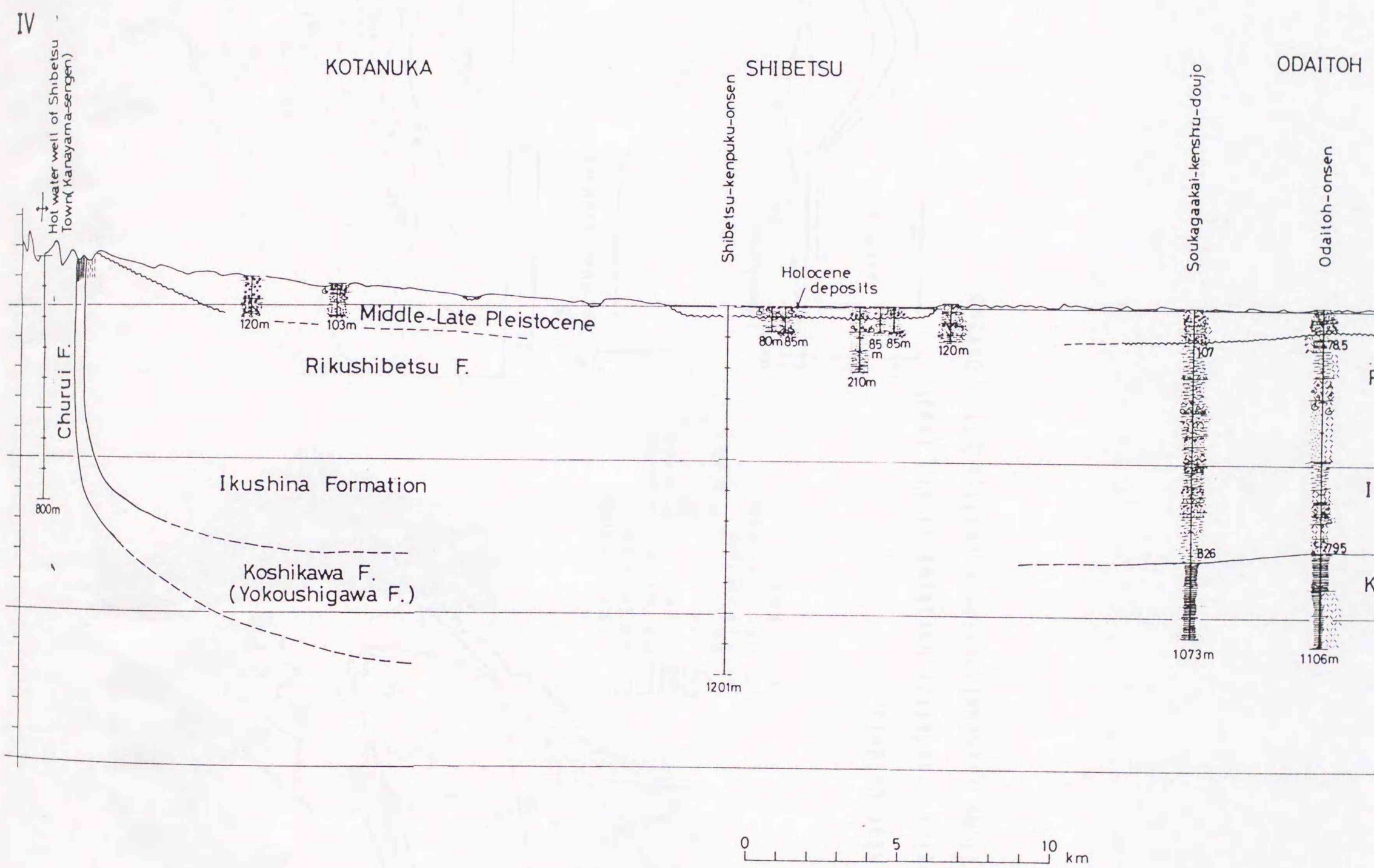
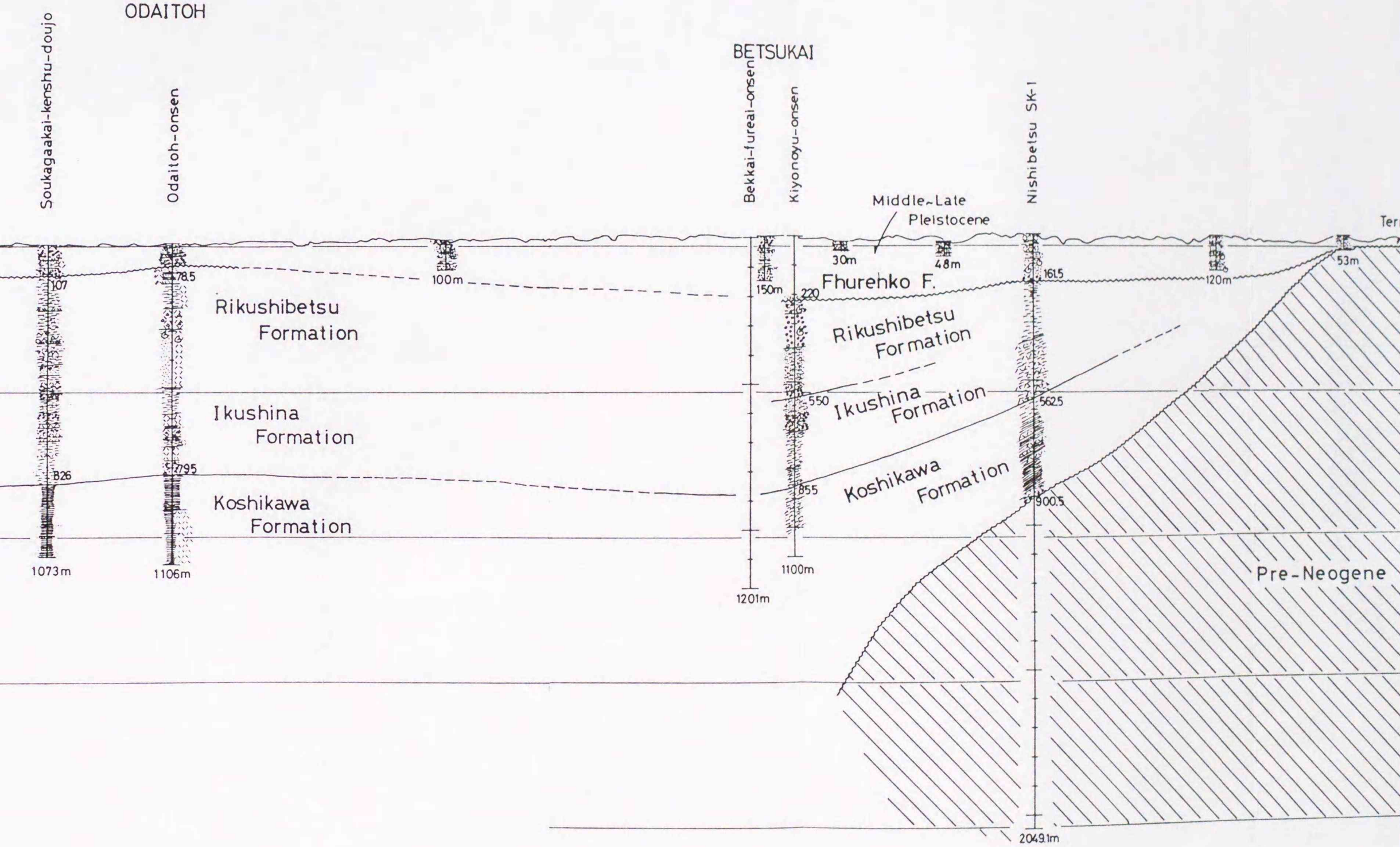
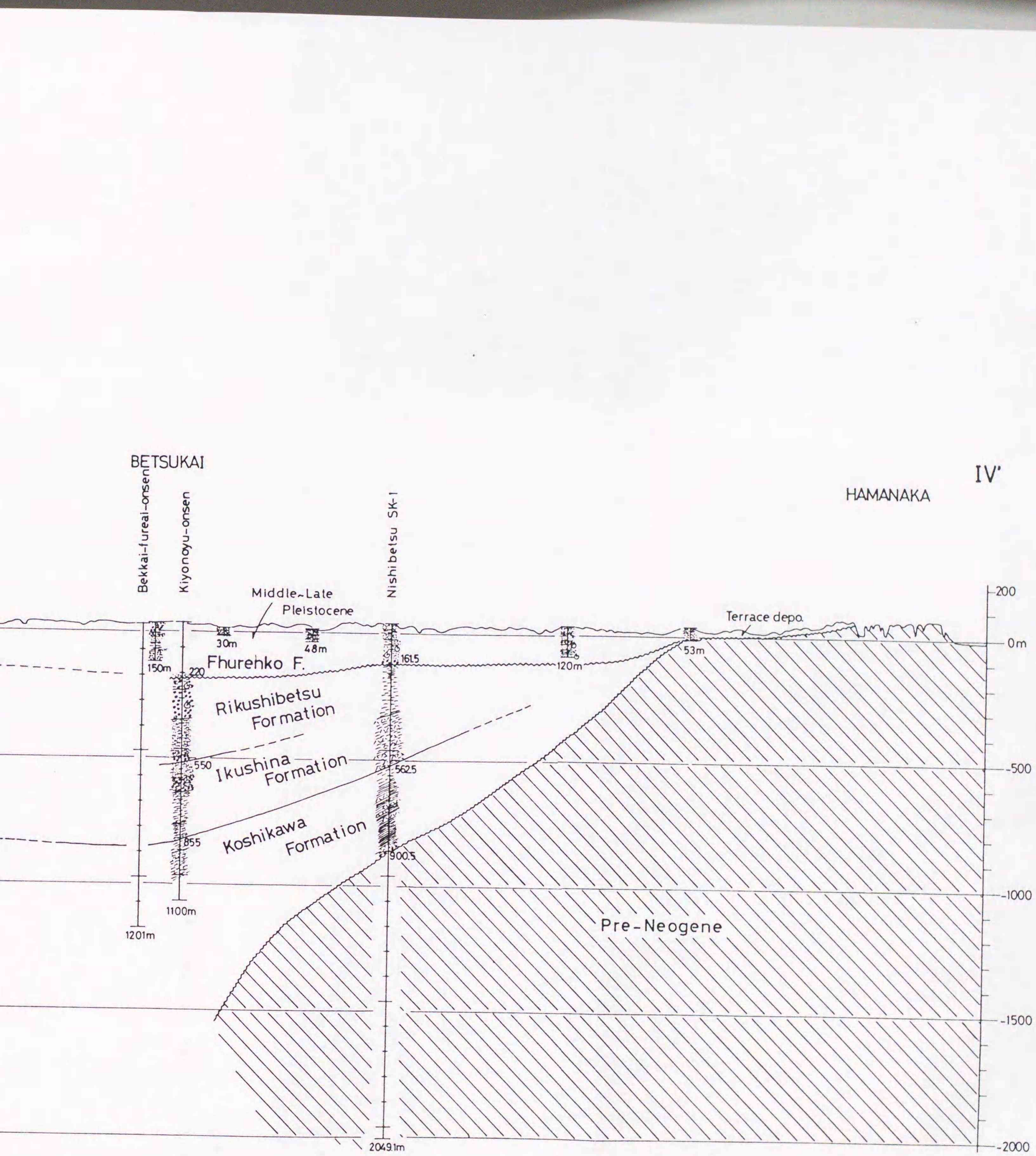


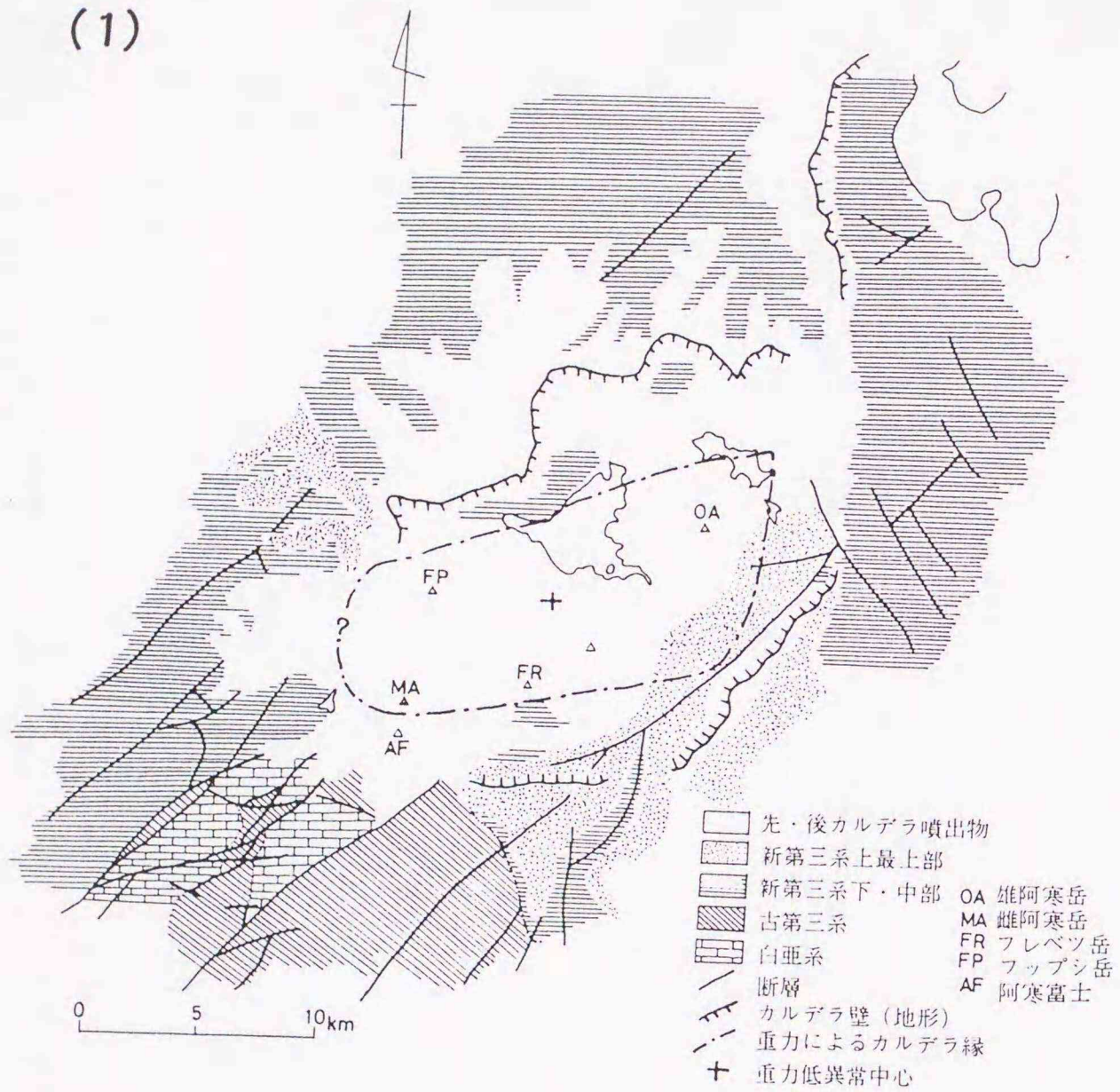

Fig. V-7 Geological cross section N-N' of the Konsen Basin ( from Kiritappu in Hamanaka Town to Shibetsu-Kanayama).




from Kiritappu in


BETSUKAI
IV'
HAMANAKA
Bekkai-fureai-onsen
Kiyonoyu-onsen
Nishibetsu SK-1
Middle~Late Pleistocene
Terrace depo.
200
0m
-500
-1000
-1500
-2000
30m
48m
53m
150m
220
Fhurehko F.
161.5
120m
Rikushibetsu Formation
550
Ikushina Formation
562.5
855
Koshikawa Formation
900.5
1100m
1201m
Pre-Neogene
2049.1m

(1)




(2)

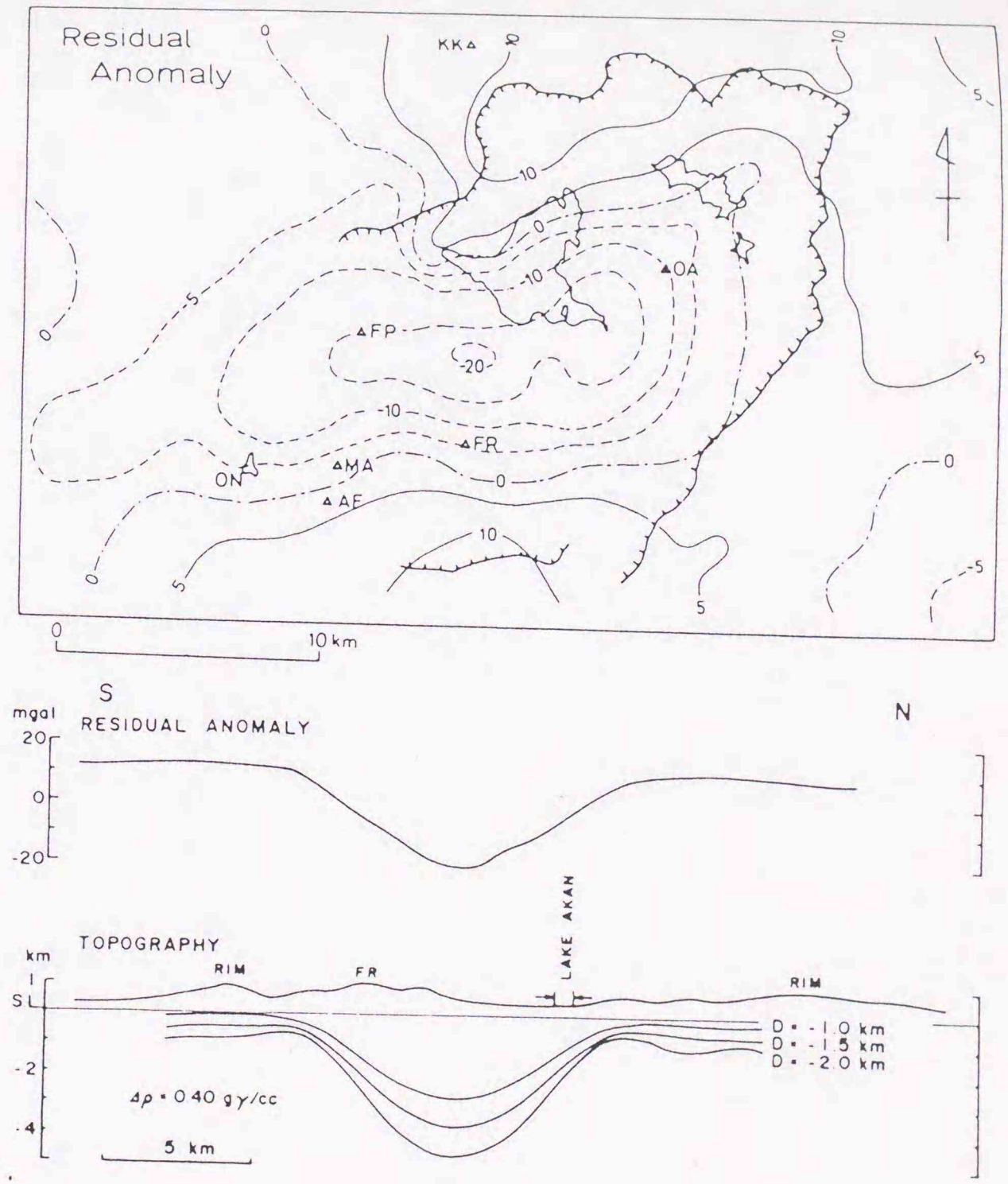
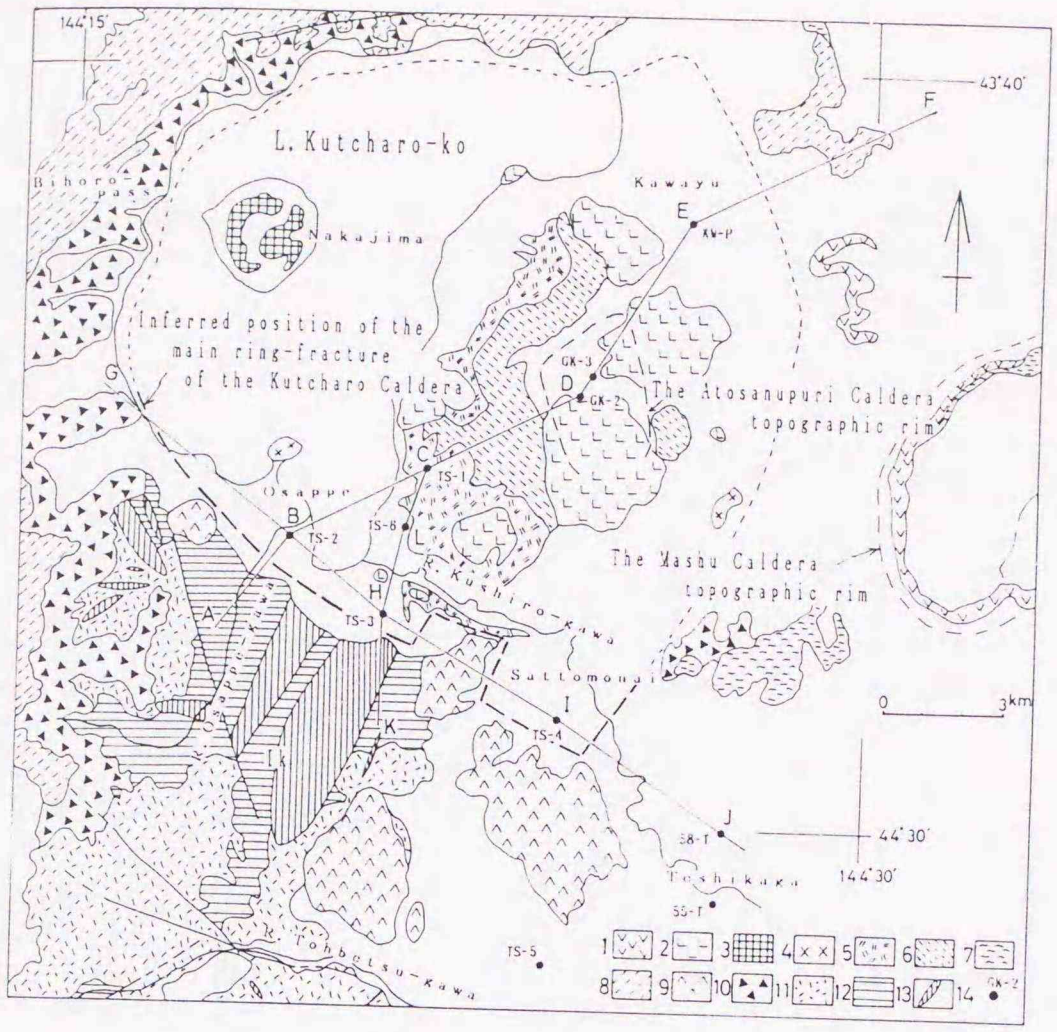


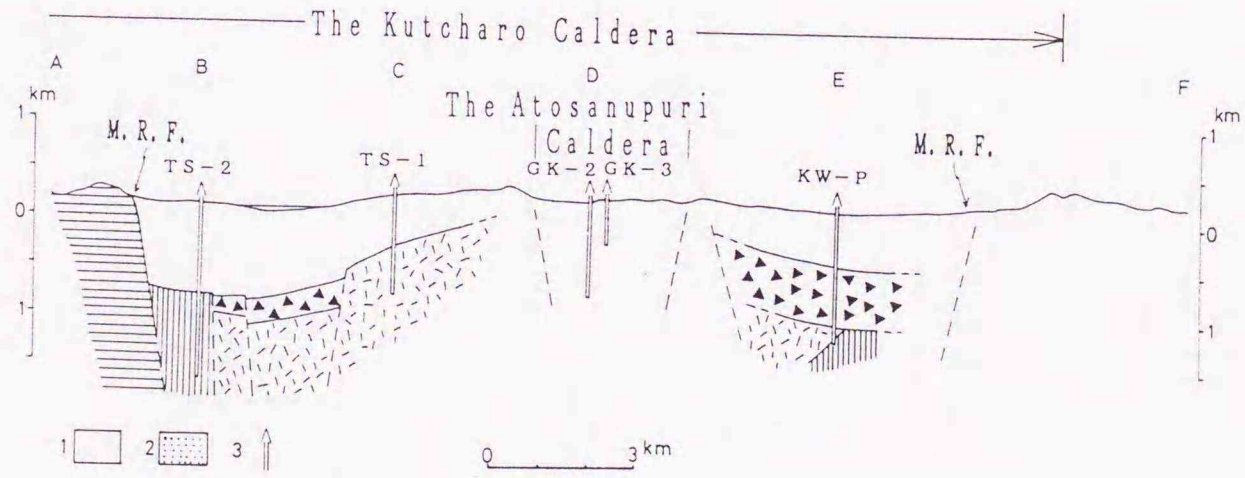

Fig. V-8 Structural maps of the Akan Caldera.

(1) Structural and geological map (after Hayakawa et al., 1983).

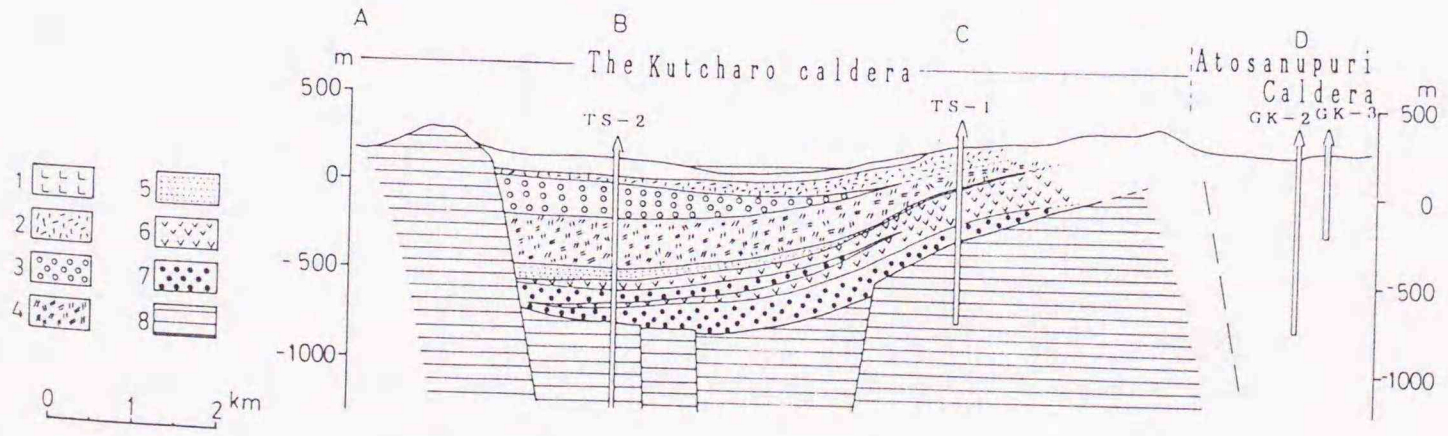
(2) Distribution and profiles residualgravity anomalies (after Ohkawa and Yokoyama, 1979).




1：摩周成層火山，2：新期アトサヌプリ火山群溶岩ドーム，3：中島火山，4：古期アトサヌプリ火山群溶岩ドーム，5：古期アトサヌプリ火山群アトサヌプリ火砕流堆積物，6：古期アトサヌプリ火山群アトサヌプリ外輪山溶岩，7：屈斜路火山砕屑流堆積物，8：屈斜路外輪山溶岩，9：サットモナイ火山岩とペケレ山火山岩，10：尾札部層，11：夕映川層，12：イクルシベ層，13：主要岩脈，14：ボーリング孔，Ik：イクルシベ山




1：更新統および完新統，2：シケレペンペツ層，3：ボーリング孔

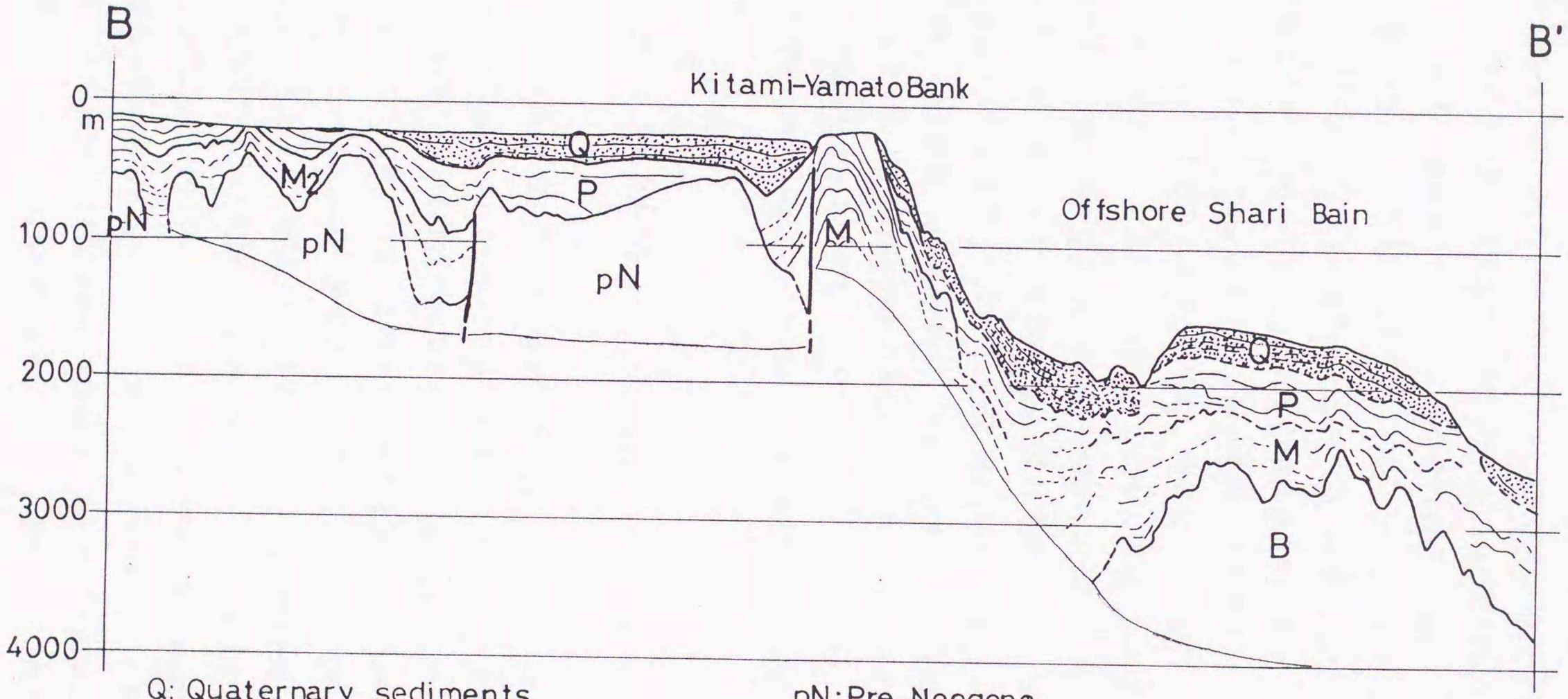



1：オプタテシュケ溶岩ドーム，2：アトサヌプリ火砕流堆積物Ⅱ，3：屈斜路湖成層Ⅱ－2，4：アトサヌプリ火砕流堆積物Ⅰ，5：屈斜路湖成層Ⅱ－1，6：アトサヌプリ外輪山溶岩，7：屈斜路湖成層Ⅰ，8：基盤岩（新第三系）

Fig. V-9 Geologic map and geological cross sections of the Kutcharo Caldera (after Yahata, 1989).




Fig. V-10 Drilling columns of the hot water well of Memanbetsu Town (after from Futamase and Matsunami, 1985).




Q: Quaternary sediments
P: Pliocene sediments
M: Miocene sediments
Mz: Middle-Late Miocene sediments

pN: Pre-Neogene
B: Unclassified basement rocks(Pre-Pliocene)

Fig. V-11 Geological cross section acrossing the Offshore Saroma Basin, the Kitami-Yamato Bank and the Offshore Shari Basin(adapted from Tamaki et al,1979).

# VI. 今金盆地の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Imagane Basin

## VI－1．概論　Outline

Ⅲ－3で述べたように，今金盆地は西北海道構造区の西南北海道の渡島半島主部に属している。東西30km弱，南北約40kmの広がりがあり，南東側に400～800m級の標高の太櫓山塊，600～1,300m級の遊楽部岳山塊が，北側に600～1,500m級の狩場山地－メップ岳・大平山山塊が存在している。東側は八雲町立岩から今金町美利河付近に至る標高300～550m級の丘陵性の山地が存在し，内浦湾側と隔てられている。一方，西側では太櫓山塊と狩場山地の間（北檜山町付近）は丘陵～台地を主としており，明瞭な山地がないことから，日本海へ開いた状態となっている。ただし，上記の盆地の広がりの範囲は地質構造的にも考慮してとらえたものであり，北檜山町付近の丘陵～台地により境されている。本盆地の内部は丘陵～台地を主体としており，水系としては，南東部の遊楽部川水系と中部～北西部を占める利別川水系に分かれ，前者が内浦湾へ，後者が日本海へ流れており，両者の分水界（八雲・今金の町境）は北東－南西方向に延びて300～550m級の丘陵性山地となっている。なお，低地は上記河川に沿って谷底平野として狭長に分布している。

筆者は20年前に今金町地質図の作成のために，今金町より依頼の調査事業に関わった。その調査の成果は「岡 孝雄·三谷勝利(1981):今金町の地質（5万分の1地質図付）.,77p.,今金町」として報告したが，黒松内層と瀬棚層について，さらに詳しい調査・解析結果を公表せずに時間が経過した。ここでは，これらの公表・未公表報告・資料をもとに他の多くの研究報告の成果も活用しながら，今金盆地の地質構造，層序・編年およびテクトニクスについて述べる。

## VI－2．今金盆地とその周辺の地質構造　Geological structure of the Imagane Basin and its vicinity

今金盆地とその周辺地域の地質構造的特徴をまとめるとFig. VI-1のようになる。

Fig. Ⅳ-2で示した範囲について今金町南部（八束～日進）から八雲町西部（上八雲）を中心にして，後期新生代後半の地層群（主に訓縫層，八雲層，黒松内層，瀬棚層）の分布した堆積盆が形成されており，周囲を太櫓地塊とその北方延長部（瀬棚複背斜），遊楽部岳地塊，美利河－八雲地塊（訓縫－遊楽部背斜:長尾·佐々,1933;石田,1981）および大平山－今金地塊という先第三系・前期白亜紀花崗岩類よりなる基盤岩隆起地塊に囲まれる。なお，複背斜（背斜）構造は基盤岩隆起地塊の潜在部であり，前期中新世の福山層および中期中新世前半の訓縫層とそれらの相当層を主体として褶曲構造が形成されている。これらの地層は各隆起地塊の周辺にも分布する。なお，本盆地の北西側は狩場山地であるが，その南東部は真駒内完晶質岩または真駒内花崗岩類と呼ばれる中新世末頃のやや規模のおおきな岩体が貫入しており，周囲の地層を含めてドーム状の構造を形成している（山岸·

黒沢, 1987;黒沢ほか, 1993;真駒内ドーム）。山地主部は中新世以降の火山活動地帯であり，石英安山岩体を中心にドーム構造が形成され，その上位は狩場山と呼ばれる溶岩台地状の火山地形とっている（山岸･黒沢, 1987）。第四紀の溶岩流は穴床前溶岩と狩場山溶岩が報告されているが（山岸･黒沢, 1987），それぞれのＫ－Ａr年代は0.700±0.028Maと0.252±0.015Maで，前期更新世末と中期更新世である（Kaneoka et al., 1987）。

本盆地は大平山－今金地塊の東部から遊楽部岳地塊を結ぶように配置される花石背斜（橋本ほか, 1963）により，その西側の今金ベーズンと東側の美利河－上八雲ベーズンに２分される（Fig. VI-1, 2）。今金ベーズンは大きくみると，右雁行状に配列する北西－南東～北北西－南南東方向の２つの向斜構造（日進向斜，丹羽向斜:佐川･植田, 1969）より構成され，西部（北檜山町若松）では南北～北北西－南南東の軸方向の波状褶曲構造，北東部（今金市街～種川）では，今金地塊の花崗岩類が核となり南に突き出た半ドーム構造が３つ存在する。美利河－上八雲ベーズンは西にやや弧状に曲がりながらほぼ南北方向に細長い広がりをもつ。全体として，複向斜構造を形造っているが，南部の上八雲地域ではそれは上八雲向斜と呼ばれ（石田, 1981），北部に比べ幅広くなり，向斜軸はベーズンの中心部にあり，全体として10～20°前後の地層傾斜で所により波状にうねる。これに対して，北部の奥沢－花石－美利河地域ではそれは美利河向斜と呼ばれ（橋本ほか, 1963），北北東－南南西方向に走り，その軸は一般に西（花石背斜側）に偏しており，西急東緩の断面形態を示す。すなわち，西翼側は軸の近傍を除けば40°以上の地層傾斜で花石断層付近では垂直または逆転層となり，東翼側は10～40°前後の地層傾斜でときに波状の褶曲を示す。美利河付近では東～南東側に前期白亜紀花崗岩類の小地塊が存在し，その衝上により東翼側に断層帯が形成され，地層は40°以上の急傾斜を示す。花石背斜は美利河向斜に隣接しそれと対をなす構造であり，同向斜とは逆に東急西緩の断面形態を示す。すなわち，西翼側は10～20°の緩傾斜であるのに対して，東翼側は一般に25°以上の傾斜であり落差の大きい東落ち逆断層（花石断層:長尾･佐々, 1933）をともなっている。その断層付近では地層は垂直または逆転を示す。花石背斜の軸部から美利河向斜の軸部にかけての垂直変位は，八雲層の下限に着目すると，700～800m以上に達する。

## VI－３．今金盆地の地質　Geology of the Imagane Basin

今金盆地の地質については，地質調査所の５万分の１地質図幅「瀬棚」（佐川･植田, 1969），同「久遠」（吉井ほか, 1973），同「遊楽部岳」（石田, 1981），北海道立地下資源調査所の５万分の１今金町東北部地域地質図（松井ほか, 1955），同 北桧山町地質図（鈴木･高橋, 1969），同 八雲町地質図（小山内ほか, 1974）で系統的な調査の結果が報告され，これらの報告は今金盆地を含む20万分の１地質図「室蘭」（石田ほか, 1983）および「久遠」（秦ほか, 1979）の編纂に活用されている。さらに，大学関係者などによる調査研究報告が数多くある。まず，本盆地を概観したものとして長尾･佐々（1933）がある。沢

田（1962）は本盆地のうち今金ベーズンの北東部について地質を解明し，特に八雲層の下位にくる貝殻橋砂岩層の層準を解明し，引き続きSawada（1962）は国縫－瀬棚間の地質調査と貝化石群の解析結果を報告した。橋本ほか（1963）は本盆地の北東部（今金ベーズンの北東～東部および美利河－上八雲ベーズンの遊楽部川以北の部分）から八雲－国縫間の内浦湾沿岸にかけての地質を解明した。池谷･植松（1968）は本盆地のほぼ全体と内浦湾側の一部についての地質調査を行ない，特に黒松内層と瀬棚層の累重関係について考察を行なった。金属鉱業事業団（1978）は太櫓地塊と遊楽部岳地塊とその周辺の鉱床地質学調査を行なった中で本盆地の南西側の半分について地質調査を行なっている。近年では，地徳（1984）は放散虫・石灰質超微化石に着目して，上八雲地域の地質調査を行なった。鈴木（1991）は瀬棚層の貝化石群・堆積環境を解析する目的で美利河～花石地域（美利河－上八雲ベーズン北部）の地質を調査した。さらに，美利河海牛化石調査研究会･北海道今金町教育委員会（1992）は海牛化石の発掘に関連して，ほぼ鈴木（1991）の調査範囲と今金ベーズンの住吉付近についての地質調査を行なった。その他，貝化石，微化石および放射年代測定などの研究も多いが，それらは地層の説明の中で紹介する。なお，八幡･山岸（1986）は北村信編「新生代東北本州弧地質資料集」の中で瀬棚－黒松内ルートの地質・年代・化石資料を集大成し，総括を行なっている。

筆者は本盆地の地質については，岡･三谷（1981）で明らかにしたが，地質図を表現した範囲は今金町管内に限られていた。その報告の取りまとめ以降，地徳（1984）を始めとして多くの地質調査報告が公表され，貝化石・微化石・放射年代などの研究や測定も進み地質年代を厳密に論ずることができるようになった。そこで，筆者自らの調査結果を基本にして，他の研究者の調査結果も取りいれながら，本盆地全体の地質を地質図（Fig. VI-2）としてまとめた。詳しい岩相の解析結果と地層区分および鍵層の把握については，黒松内層を主対象とした柱状対比図（Fig. VI-3）として示す。本盆地を構成する地層群は下位より，新第三系の訓縫層，八雲層および黒松内層と，第四系の瀬棚層，段丘堆積物群および現河川氾濫原堆積物であり，以下にそれぞれの地層毎に説明するが，特に黒松内層と瀬棚層について詳しく述べる。

### A．新第三系　Neogene

今金盆地付近付近の新第三系としては最下部の地層として前期中新世の福山層とその相当層（太櫓層・臼別層）が本盆地の北側の今金－大平山地塊付近，南西側の太櫓地塊および遊楽部岳地塊周辺に存在するが，断続的に分布し，上位の訓縫層とは大きな不整合関係にあり，訓縫層以上の後期新生代堆積盆を構成する地層群とは明瞭に区別されることから，ここでは地質図に示すにとどめる。黒松内層と瀬棚層との関係については近年になり研究が進み，特に瀬棚層については下部更新統としてとらえられるに至ったので，ここでは第四系に含めて取り扱う。

訓縫層　Kunnui Formation

盆地東縁部（美利河），盆地南西縁の太櫓・遊楽部岳地塊との境界部および西縁の瀬棚地域に分布する。

美利河付近では累計の厚さが1,000m前後になり，下位より礫岩部層（$Kn_1$），火砕岩部層（$Kn_2$），下部砂岩部層（$Kn_3$，アルコーズ質），泥岩部層（$Kn_4$），上部砂岩部層（$Kn_5$，主に帯緑色で凝灰質），凝灰岩部層（$Kn_6$）および玄武岩質火砕岩部層（$Kn_7$）に分けられる（岡・三谷, 1981）。各部層の膨縮は激しく，ときに互いに同時異相関係になるが，美利河北方地域でこのような層序が整っている。このうち，$Kn_1$・$Kn_3$・$Kn_5$では大きな貝殻で知られる*Ostrea gravitesta*などいわゆる門ノ沢ファーナ型の貝化石群を産出する。$Kn_6$は層厚150mあまりで，いわゆる“訓縫グリーンタフ”である。帯緑色で，流紋岩質のんガラス質凝灰岩，砂質凝灰岩，泥質凝灰岩，凝灰質砂岩，火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩の互層よりなり，火山ガラスが変質して生じたゼオライトに富んでいる。$Kn_7$層厚が最大で100mに達する。暗緑色の火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩，火山角礫岩よりなるハイアロクラスタイトであるが，これはこの頃から堆積盆が深くなったことも意味している。上位の八雲層との間に層状マンガン鉱床が胚胎し，美利河鉱山（元山）ではかって，この中から*Desmostylus*の歯化石を産出したことがある（Shikama, 1966）。なお，高橋ほか（1980）はピリカベツ川ルートについて有孔虫化石層序を検討し，本層の下部がBlow（1969）のN. 9，上部がN. 8に分帯できるとしている。

盆地南西縁の本層は左俣川層と呼ばれている（「久遠」・「遊楽部岳」図幅）。層厚は1,000m前後であり，美利河付近と類似の岩相より構成され，一部では玄武岩溶岩・スコリアを主とする宮野玄武岩類（層厚300m＋）をはさむ。

瀬棚地域の本層は馬場川層と呼ばれている（「瀬棚」図幅）。瀬棚北方の嗣内での観察によれば（鈴木ほか, 1994; Fig. VI-3のｔ），層厚約50mで，下位の太櫓層嗣内部層（珪藻質板状泥岩）傾斜不整合に覆い，下位より礫岩（円摩大～巨礫に富む），泥まじり砂岩，火山性砂礫岩（岩片・スコリアに富み，上方細粒化のいくつかのサイクルが認められる）および玄武岩質火山角礫岩より構成され，上位には北桧山層群小川峠層の軽石凝灰岩が重なる。このうち，泥まじり砂岩は凝灰質で植物片に富むが，貝化石を散点状または化石床状に含む。鈴木ほか（1994）によれば，構成種は*Anadara kakehataensis*, *Vicaryella notoensis*が多く，*Anomia chinensis*, *Cyclina japonica*, *Tateiwaia* sp. など計15種であり，門ノ沢ファーナのうち亜熱帯性型（Arcid-Potamid動物群）の特徴を示すとされる。馬場川層の年代については最近，八幡（1989）が瀬棚市街付近の馬場川層下部の玄武岩質溶岩のＫ－Ａr年代が12.3±0.2Ma，9.8±0.5Maを示すこと（八幡, 1988），北檜山町小川付近の馬場川層最上部の珪藻化石が前期鮮新世の*Thalassiosira oestrupii*帯（5.1～3.7Ma）に属すること（嵯峨山・八幡, 1987）などから，中期中新世後半～前期鮮新世している。しかし，鈴木ほか（1994）は上記の亜熱帯性のArcid-Potamid動物群が中期中新世初頭（

約16～15Ma）の限られた時期の堆積物とされることを重要視している。ここでは鈴木ほか（1994）の見解に従い，瀬棚地域の馬場川層を訓縫層相当層として取り扱う。なお，本層からは*Desmostylus japonicus*の臼歯およびDugongの化石の産出が報告されている（木村，1981;大塚･岩見沢団体研究グループ,1980）。

訓縫層の年代については美利河における高橋ほか（1980）の有孔虫化石分帯N. 8～N. 9は16～15Ma頃であり，馬場川層の貝化石群（鈴木ほか,1994）からもほぼ同様の年代がしめされることから，中期中新世の初期とみなされる。

八雲層　Yakumo Formation

今金ベーズンと美利河－上八雲ベーズンを取り巻くように分布する。ここでは筆者が主に観察を行なった盆地北東部の美利河～奥沢，住吉および上ハカイマップ川～メップ川二股の地域を中心に説明する。

住吉地域および美利河～奥沢地域（美利河向斜）ではホンシブンナイ川付近より南で急激に厚くなり，層厚は1,000m以上に達し，その付近の北では，珍古辺川で400m前後，ピリカベツ川で150m程度である。いわゆる硬質頁岩を主体とした地層であり，厚板状層理が顕著である。ホンシブンナイ川付近より南の地域では硬質頁岩の発達が極めて優勢で最上部で塊状泥岩との互層になる。珍古辺川では，上部は同様な互層で，最上部は飴状の珪質頁岩を所々に薄くはさむ塊状泥岩となる。なお，多くの細粒ガラス質凝灰岩薄層や何枚かの軽石質凝灰岩層がはさまれ，全体的に*Makiyama chitanii*を多産する。黒岩川付近より南では訓縫層下部の$Kn_2$または$Kn_3$に大きな不整合関係で重なり，基底部には主に，安山岩・玄武岩よりなる礫層が発達しており，所により同質の巨礫を含む。美利河付近では訓縫層上部の$Kn_7$に整合的に重なる。上ハカイマップ川～メップ川二股地域では，層厚は小さくなり下ハカイマップ川以西ではほぼ150m以下であり，一般に西に行くにつれ岩相は粗粒化する。すなわち，上ハカイマップ川では硬質頁岩と泥岩～泥質砂岩の細かい互層（前者が優勢）であるが，下ハカイマップ川では塊状泥岩を主体とした互層でありスコリア質砂岩を頻繁にはさんでいる。さらに二股付近では，このような互層部の厚さは20m以下である。先第三系地塊の周辺では，基底に一般に厚さ数mの，花崗閃緑岩（基盤岩地塊の花崗岩類）・安山岩礫をともなうアルコーズ質または凝灰質の基底粗粒砂岩層が発達し，この中には所により花崗閃緑岩の巨礫を含んでいる。美利河鉱山（新山）やメップ鉱山ではこのような礫まじり砂岩層中に鮫の歯の化石や鯨の耳骨化石を産出する（吉村･佐々,1935）。二股付近では，この基底粗粒砂岩層は極めて厚く，約80mの層厚で，貝化石を大量に産出する。その基底は花崗閃緑岩の巨礫をともなうマサ状の砂岩となり，基盤の花崗閃緑岩体とは“めくら状不整合”の関係となっている。二股付近で産出する化石は，Kanno（1962）および橋本ほか（1963）によれば，*Patinopecten setanaensis*, *Placopecten wakuyaensis*, *Patinopecten kagamianus hokaidoensis*, *Chlamys kumanodoensis*, *Nanaochlamys notoensis setanaensis*などのPectinidaeの貝化石や*Coptothyris grayai*（腕足類）および

ウニの棘などの化石である。なお，この含貝化石粗粒砂岩層について，長尾･佐々（1933）は瀬棚統今金砂層の基底にくるものとして報告したが，構成化石がいわゆる瀬棚層と異なり，その層準的位置づけが問題となっていた。これに対して，Kanno（1962）および橋本ほか（1963）はを貝殻橋砂岩部層と呼び，八雲層の最上部の１部層として取り扱かい中～後期中新世としたが，沢田（1961）およびSawada（1962）は貝殻橋砂岩層と呼び，八雲層の下位層とし，中新世前半とし，やや古く考えている。一方，石油資源開発株式会社の村田勇治郎・古田土俊夫の有孔虫化石解析結果（高橋ほか,1980）によれば*Globolotalia rikuchuensis*の産出などからN.15～13（Blow,1969）であり，中期中新世後半である。なお，本層の最上部から黒松内層への移行部分については黒松内層の項で説明するように，いくつかの火砕岩鍵層を同時面として対比すると八雲層を代表する硬質頁岩相と黒松内層を代表する塊状泥岩相の間に同時異相関係が成立している（Fig.Ⅵ-4）。

「遊楽部岳」図幅によれば，奥沢地域の南の上八雲東部では1,000m以上の厚さがあり，ポントワルベツ川では1,500mの層厚が報告されており，岩相は奥沢付近に類似している。遊楽部岳東方の鉛川上流では層厚約900mで，火砕岩類が優勢となり，下位より火山角礫岩部層，硬質頁岩部層および泥岩砂岩部層に分けられる。地徳（1984）は硬質頁岩相（“岩相Ｃ”），塊状泥・硬質頁岩互層（“岩相Ｂ”）および塊状泥岩相（“岩相Ａ”）への一連の岩相移行部約1,000mの層厚部分を鉛川層と呼んでいるが，このうち“岩相Ｃ”が本層の上部に相当する。

「久遠」図幅図幅によれば，太櫓・遊部楽部岳地塊付近では八雲層に相当する地層は貉岱層と呼ばれているが，層厚は約200mで薄く，八雲層の代表的な岩相である硬質頁岩はほとんどなく，主に板状層理のある黒色泥岩～砂質泥岩で構成されている。左股川上流部での観察によれば基底部は厚さ1～2mの暗緑色の海緑色砂岩層であり，その上位に黒色泥岩が重なるが，最下部に青緑色の軽石凝灰岩層をはさむ。このような，岩相の様子は筆者はパンケオイチャヌンベ川最上流部で観察しているが，全層の厚さは400m弱で，最下部の軽石凝灰岩は厚さ6m前後である（Fig.Ⅳ-3ｑ）。西方の太櫓地塊付近では酸性の凝灰質岩が卓越しているが，このような岩相は「瀬棚」図幅の範囲に追跡され，小川峠層（層厚60～70m）と呼ばれている。下位層との関係は「久遠」図幅では下位の左股川層を傾斜不整合で覆い，太櫓地塊付近では太櫓層を直接覆うことから，下位層全体に対してオーバーラップの関係にある。なお，小川峠層基底部からは*Desmostylus*の臼歯の化石の産出の報告があるが（木村,1978;1981），馬場川層産のものとの層準的関係が定かでないのでここでは取り上げない。

以上述べたように，本層は盆地中心部と東部から内浦湾沿岸にかけての地域で1,000m前後の厚さになり厚く発達しているが，南・北・西部では数100m以下の厚さで極めて薄くなる。さらに，岩相的には盆地中心部～東部では硬質頁岩卓越するのに対して，それ以外の地域では黒色泥岩～砂質泥岩または酸性～中性の火砕岩および凝灰質岩が卓越している。

このような層厚および岩相状の東西方向のコントラストが注目されるが，その意義についてはテクトニクスの項で述べる。本層の下限時代については，盆地東部では訓縫層と整合関係にある所（美利川付近）があり，同層の年代を考慮し，さらに貝殻橋砂岩部層の示す年代などから13Ma頃で中期中新世中頃と判断される。上限については，黒松内層との同時異相関係などを考慮すると所により違いがあるとみなされるが，この点については黒松内層の項で述べる。

C．黒松内層　Kuromatsunai Formation

八雲層と同様に今金ベーズンと美利河－上八雲ベーズンを取り巻くように分布する。ここでは筆者が主に調査を行なった今金ベーズンの東部と美利河－上八雲ベーズンの南部の奥沢付近を中心に説明する。層厚は上八雲では最大900mであるが，一般に700～800m前後であり，利別川より北方の地域（今金・種川市街背後の丘陵）では，上半部が存在しないため，300m以下である。下位より，下部火砕岩部層（Kmlp），泥岩・砂岩部層（Kmm），上部火砕岩部層（Kmup）および上部砂岩部層（Kms）に区分できる。下位の八雲層とは整合漸移関係である。なお，筆者は以前，本層は前の３部層より構成されると考えていたが（岡･三谷, 1981），美利河－上八雲ベーズン北部の黒松内層と瀬棚層についての最近の研究（鈴木, 1994;美利河海牛化石調査研究会編, 1992;能條ほか, 1994）の成果に従い，岡･三谷（1981）の瀬棚層の火砕岩部層と砂岩部層の一部をそれぞれKmup，Kmusとして本層に付け加えた。

下部火砕岩部層（Kmlp）　Lower pyroclastic member

主に種川市街背後の丘陵に分布し（Fig. VI-4, 5），メップ川および右股川沿いでは先第三系に直接大きな不整合で重なる。層厚は100m以下で，安山岩質火山角礫岩・凝灰角礫岩などよりなり，溶岩や岩脈もともなう。南方へ向かって，次第に火山礫・岩塊の割合が減少し，軽石の割合が増大する。

泥岩・砂岩部層（Kmm）　Mudstone and sandstone member

岩相上，主に泥質岩よりなる下部と砂質岩が卓越する上部に大きく２分できる。下部は主に泥質岩よりなり，下位より硬質頁岩相，泥岩相および砂質泥岩相の順に累重している（Fig. VI-4）。硬質頁岩相は板状層理の発達が顕著であり，所により泥岩との互層になる。ときに極めて硬い飴状の珪質頁岩薄層をはさむ。泥岩および砂質泥岩相は珪藻質を特徴とし，層理に乏しく塊状である。一方，上部は下部に比較して砂質岩の発達が良好であり，砂質泥岩～泥岩をともなう極細粒砂岩よりなり，層理に乏しい。上部・下部を通じて各種の凝灰岩層を頻繁に厚層の軽石質凝灰岩層を６層，ガラス質細粒凝灰岩層を30～40層，スコリア質凝灰岩層を５～10層挟む（Fig. VI-3）。

軽石質凝灰岩層は厚さが一般に5～20mで，下部の基底付近に４層（Kmt1, 2, 3, 4）と上部に２層（Kmt5, 6）挟まれ，良好な鍵層となる。Kmt1～4は北部山地に発達する火砕岩部層

に連続する一群の凝灰岩層であり，灰色～黒色の岩片またはスコリアを霜降り状に含み安山岩質である。各層それぞれは一般に下半部は無層理であるが，基底部と上半部では平行葉理が発達し，上半部は上方細粒化し，比較的大きな軽石が濃集していることがあり，タービダイトの特徴を示す。北方のメップ川・下ハカイマップ川流域では層厚5～25mと厚く，下半部には人頭大までの安山岩礫を多数含むが，南方へ行くに連れ次第に薄化し，安山岩角礫も小さくなる。このような岩相から判断して，これらの凝灰岩層は陸上あるいは浅海で噴出し，深海部へ乱泥流状態で流れ込んだ水中軽石流堆積物あるとみなされる。Kmt5および6は岩片およびスコリアをほとんど含まず酸性の凝灰岩層である。これらは全体に平行葉理が顕著で下半部では径1cm大までの軽石に富むが，上半部では粗粒から極細粒へと細粒化するガラス質凝灰岩となり，最上部では凝灰質泥岩と同質極細粒砂岩の細互層が発達している。Kmt1～4のような無層理部を欠いているが，同じく深海部へ流れ込んだ水中軽石流堆積物とみなされる。

ガラス質凝灰岩層は厚さが一般に1m以下で，構成火山ガラスは細粒であり，平行葉理が顕著である。比較的厚いものでは上方細粒化が明瞭である。ほとんどの凝灰岩層は，有色鉱物としては黒雲母などをわずかに含むに過ぎず，一般に酸性である。スコリア質凝灰岩層は一般に厚さが50cm以下で，細礫大以下の岩片・スコリアよりなり，上方細粒化が明瞭である。ガラス質凝灰岩層とスコリア質凝灰岩層は比較的薄く，全体に上方細粒化が明瞭なこと，軽石質凝灰岩層の場合のような顕著な層厚変化と内部堆積構造の変化が認められないことから判断して，噴火地点から一度空中に放出された火山灰が，空中・水中において移動・降下した降下火山灰と判断される。

厚層の軽石質凝灰岩層や一部のスコリア質凝灰岩層を追跡して詳細な岩相対比を行なうと，Fig. VI-4に示すように，北部山地に向かって粗粒化する岩相の水平的変化が認められる。すなわち，本部層下部の硬質頁岩相は“泥岩～砂質泥岩”，“泥岩～砂質泥岩と軽石質・スコリア質細粒～極粗粒砂岩互層”へと順次変化する。同様に泥岩相および砂質泥岩相は粗粒～極粗粒砂岩優勢　の岩相へ変化する。上部は利別川以南に分布が限られるが，北に向かって次第に砂岩が優勢となる。このような水平的岩相変化が存在することから，特に地層区分上問題となることは硬質頁岩相に代表される八雲層との境界をどこに置くのかということである。ここでは種川市街背後の丘陵から住吉橋付近を模式地としてKmt1より上位を黒松内層とした。そのため，住吉付近より南においてKmt1より上位に存在する硬質頁岩相を便宜的に黒松内層として取り扱っている。しかし，このような火山性の鍵層を今金盆地全体に追跡することは困難であり，地質図作成上は岩相区分により硬質頁岩優勢部分を八雲層として取り扱った。よって，八雲層と黒松内層との境界面は一般的には同一時間面として取り扱うことはできない。

今金市街背後の丘陵では基盤岩の花崗閃緑岩が所々潜丘状に分布し，一部が島状に顔を出している。ここに分布する黒松内層は，層厚が150m以下で，本部層下部の一部に相当す

るものと考えられ，砂質泥岩～泥岩と極細粒砂岩の細互層よりなり，花崗閃緑岩に由来する雲母に極めて富む。基盤岩の近くでは安山岩や花崗閃緑岩の円礫に富み，アルコーズ質砂岩が優勢である。

化石としては，*Makiyama chitanii*を全体的に多産する。貝化石は全体的にはまれに散点状に産出する他，最上部に薄い化石層を成して産出する（五間橋川・丸山南方の沢・パンケオイチャヌンペ川，Fig. VI-3m・n・q）。石油資源開発株式会社は美利河－上八雲ベーズン北部の珍古辺川・花石川ルートおよび花石背斜の西翼の種川（種川南方稲穂付近）～旧花石トンネルルートで珪藻化石調査を行なっている（高橋ほか, 1980）。これらのルートのうち珍古辺川・花石川ルートは筆者の判断では本部層の下部の下半部（ほぼKmt1～4層準）に相当するが，種川～旧花石トンネルルートは本部層のほぼ全体に相当する。本部層の下部の下半部に相当する下葉改軽石部層が*Coscinodiscus marginatus*帯（放散虫化石調査では*Lychnocanium nipponicum*帯），同じく主部に相当する種川シルト岩部層が*Denticulopsis kamtschatica*帯に対比されている。

**上部火砕岩部層（Kmup）　Upper pyroclastic Member**

本部層は岡・三谷（1981）では瀬棚層の下部層として取り扱ったが，美利河海牛化石調査研究会編（1992）および能條ほか（1994）の見解に従い，黒松内層に含めることにする。その最大の理由は，奥沢地域のシブンナイ橋付近や上八雲地域で本部層（Kmup）の上位に黒松内層の主部を構成する泥岩・砂岩部層（Kmm）の上部に類似した岩相（上部砂岩部層, Kmus）が同様な地層傾斜で重なっていることが判明したからである（美利河海牛化石調査研究会編, 1992; Fig. VI-3）。美利河－上八雲ベーズンの奥沢～上八雲地域，今金ベーズンの南東部のオチャラッペ川流域に分布している。層厚はオチャラッペ川流域では最大約300mに達する。遊楽部岳地塊北側の浅海域を中心にして生じた海底火山活動の所産であり，かく乱堆積相（Kmup1），火砕岩相（Kmup2）および溶岩・岩脈（Kmup3）に分けられる。

**かく乱堆積相（Kmup1）**：主に泥岩および細粒砂岩よりなり，スランプ褶曲，断層を伴わない層内断層（小断層），砂岩々脈および偽礫などの堆積構造が組み合わさって，最大200mの厚さに達する大規模な乱堆積相を構成している。そして，安山岩角礫が砕屑岩脈状に濃集して含まれたり，散点状に含まれたりしている。また，ルーズなスコリア質または軽石質粗粒～極粗粒砂岩を不規則にはさみ，上部ではそれが厚くなり，斜交葉理，コンボリュート葉理または級化層理などの揺動的堆積構造が顕著となっている。ブロック化し変形した泥岩・細粒砂岩は泥岩・砂岩部層（Kmm）の上部を構成するものと同一であり，全体としては，浅海下での火山爆発の際に固結度の弱かった同部層の上部をかく乱した堆積相とみなされる。

**火砕岩相（Kmup2）**：軽石流堆積物（軽石質凝灰岩），凝灰角礫岩および火山角礫岩よりなり，これらは一連の火山噴出物で，軽石流堆積物が主体となる。オチャラッペ川上流

部西岸側（Fig. VI-6）では150mの厚さがあり，安山岩角礫と泥岩・砂岩部層（Kmm）に由来する泥岩巨礫よりなる厚さ数mの乱堆積相層をはさんで上下２つのフローユニット（Kmt 7, 8）に分かれる。下部のユニット（Kmt7）は基底部で平行葉理が発達するが，全体には無層理である。一方，上部のユニット（Kmt8）は全体に弱い層理があり，上部に平行葉理または斜交葉理が発達する軽石質の含礫砂岩が重なる。東岸側では厚さ60～80mに減じ，２つのユニットの間には無層理で生痕に富む泥まじり凝灰質極細粒～細粒砂岩（厚さ約9m）を挟む。これらの軽石流堆積物は石英安山岩質であり，噴火の中心とみなされる所はオチャラッペ川東岸ではいくつか存在しており，スコリア・岩片・泥岩角礫まじりの凝灰角礫岩～火山角礫岩が卓越している。オチャラッペ川流域を中心に厚く分布するが，周囲には急激に薄くなり，特にその北西方向の畑ノ沢川やパンケオイチャヌンペ川では厚さが数m以下になる。さらに，奥沢地域では，キムンタップコップ岳北方でかく乱堆積相の一部に安山岩質火山角礫岩が知られているが（美利河海牛化石調査研究会, 1992），このような火山角礫岩が確認できるのは志分内橋付近までで，その北方では認められない。部分的に葉理が発達することや，フローユニットの間に水成の堆積岩を挟むことなどを考慮するといずれのユニットも水中軽石流堆積物とみなされる。スコリア・岩片・泥岩角礫などは，噴火の際に火道周辺のものが取り込まれて，周辺に堆積したものであろう。「遊部部岳」図幅での軽石流堆積物（オチャラッペ火山灰）の岩質報告では有色鉱物としては黒雲母が認められるのみで石英安山岩～流紋岩質である。能條ほか（1994）はキムンタップコップ岳西方のサックルベツ川本流沿いの露頭で火山角礫岩中から角礫（輝石安山岩）を取り出しＫ－Ａr年代を測定し，1.89±0.09Maの値を報告している。

**溶岩・岩脈（Kmup3）**：これらは新旧２つの時期のものに区分できる。旧期のものはKmup1およびKmup2に含まれる安山岩質のスコリア・岩片・火山角礫などと同質のものであり，Kmup2の軽石流に先行またはほぼ平行して貫入・噴出し，主にオチャラッペ川の東岸側に分布する。溶岩は基底に自破砕部を伴い，それと節理発達部との間には急冷周縁相が認められる。岩脈は自破砕状に角礫化しいわゆる“火道集塊岩”を形成していることが多い。その他，丸山はその外観から判断して火山岩頸であるとみなされる。能條ほか（1994）は五間橋より1.4km南方地点の同川の東岸崖露頭の溶岩基底部から試料（輝石安山岩）を採取しＫ－Ａr年代を測定し，2.22±0.14Maの値を報告している。新期のものは日進共同牧場に通じる道路沿い，善衛門沢川，畑ノ沢川沿いおよび道々八雲－今金線の町境峠付近などに，溶岩または火山角礫岩として分布する。Kmup2との間には凝灰質～軽石質含礫砂岩を間に挟むことから，Kmup2の軽石流（上部ユニットKmt8）にやや遅れて噴出したものと考えられる。なお，旭台東方のオチャラッペ川沿いでは２～３の岩脈が認められる。

本火砕岩部層のうちKmp2およびKmp3の旧期のものを合わせたものについて，池谷･植松（1968）はセイヨウベツ安山岩と呼び瀬棚層の下部に位置づけ，花石砂礫岩部層と同時異相関係にあるとした。「遊部楽岳」図幅ではKmup2のうち，軽石流部分のみをオチャラッ

ペ火山灰層と呼び，更新世末期に位置づけているが，この位置づけは本部層全体との層序的関係が考慮されておらず全く認められない。美利河海牛化石調査研究会（1992）および能條ほか（1994）はこの部層のほぼ全体を黒松内層火砕岩部層として扱い，Kmup2およびKmup3に相当する一連の火山岩・火砕岩類を今金火山岩類と呼んでいる。

上部砂岩部層（Kmus）　Upper sandstone member

本部層は今金ベーズンのオチャラッペ川流域，特に善衛門沢川上流の日進向斜，美利河－上八雲ベーズンの奥沢～上八雲地域に分布する（Fig. VI-3）。善衛門沢川上流では筆者の調査によれば，層厚10m+で軽石質砂岩より構成され，ときに泥岩塊を偽礫状に取り込んでいる。奥沢～志文内付近では能條ほか（1994）によれば，層厚50m+で斜交葉理のある貝化石を産出する砂岩としてとらえられている。厚さ1mほどの礫岩層を数枚はさんでいる。従来，瀬棚層に類似した岩相を有するため同層に含めて取り扱われてきたが，まだ十分にその実態が解明されたとは言い難い。

上八雲地域のサックルベツ川支流では筆者の調査によれば，黒松内層の上部火砕岩部層（Kmup）の上位に400m+の一連の堆積物が存在している。この一連の堆積物の中部に厚さ約50mの岩片まじり軽石質砂礫層が存在している（Fig. VI-3のｐ）。この砂礫層の下位の約200mの部分は主に層理の弱い凝灰質極細粒～細粒砂岩層よりなり，ときにバイオーターベーションをこうむる。まれに葉理の顕著な軽石・スコリア質の粗粒砂をはさみ，貝化石を含むことがある。上位の150mの部分は，下部が葉理の顕著な軽石質粗粒砂で貝化石（破片状で掃き寄せ状の産状）を豊富に含んでいる。産出貝化石は*Swiftopecten・Chlamys・Patinopecten・Ostrea・Mohnia*などである。その上部は平行葉理の顕著な凝灰質極細粒～細粒砂岩である。このような層序は「遊楽部岳」図幅では瀬棚層砂岩部層として取り扱われているが，地徳（1984）大関累層の上部に含めている。上八雲地域ではこれら一連の堆積物の上位に夏路累層（地徳, 1984）と呼ばれる砂礫岩層が重なるが，これを含めてどの部分から瀬棚層とみなすかということについてはなお，検討の余地がある。

今金盆地南部および西部の黒松内層　Kuromatsunai Formation in the southern and western areas of Imagane (Sedimentary) Basin

本盆地南部の上八雲地域では上八雲向斜を構成して黒松内層が分布するが，「遊楽部岳」図幅によれば層厚500～1,100m前後であるとされ，シルト岩・砂岩部層と火山角礫岩部層に分けられ，両者は同時異相関係にあり，遊楽部岳に隣接する地域では厚く火山角礫岩部層が発達し，その中でキリンペンタム川流域では大部分が火山角礫岩部層（安山岩）よりなる。ここで新しく定義し直す黒松内層はこのような黒松内層に瀬棚層の砂岩部層の大部分を合わせたものに相当する。地徳（1984）は筆者の八雲層に黒松内層の泥岩・砂岩部層（Kmm）を合わせたものを鉛川累層として扱っており，同じく黒松内層の上部火砕岩部層（Kmup）と上部砂岩部層（Kmus）を合わせたものを大関累層と呼び，放散虫化石・石灰質超微化石を調査した。放散虫化石については両累層の群集はいずれも中世古・菅野（197

3) のＴｊ型群集に相当し，*Thecosphaera japonica*帯に対比され，その中で6.3～2.5Maの生存期間をもつ*Stichocorys peregrina*と6.1Maに消滅したとされる*S. delmontenis*について，鉛川累層からは*S. peregrina*をほぼ普遍的に産し，鉛川累層上部の層準から*S. delmontenis*を１個体産出するとし，鉛川累層は鮮新世に対比され，下部は中新世に及ぶとしている。石灰質超微化石については大関累層上部層では最初に*Coccolithus pelagius*を中心に産出し，後に少量の*Gephyrocapsa* spp. を産出し始めることから同上部層を鮮新－更新世境界付近に位置づけている。

西部地域では「瀬棚」・「遊楽部岳」両図幅では黒松内相当層は真駒内層と呼ばれているが，層厚は300m前後である。珪藻質を特徴とする泥岩と砂岩からなり，鍵層となる1～10m前後の凝灰岩層が３層はさまれている。

D．**瀬棚層**　Setana Formation

本層は今金ベーズンと美利河－八雲ベーズンに分かれて分布する（Fig. VI-2）。

**今金ベーズンの瀬棚層**　Setana Formation in the Imagane Basin

層厚が150m前後で，軽石およびスコリアに富む凝灰質細粒～粗粒砂より構成され，全体的に葉理が顕著である。

下部は中～上部に比較して粗粒であり，南方ほど軽石の割合が増大する。下位の黒松内層とは凹凸の侵食面でもって境され，顕著な斜交不整合関係となっており，それは今金市街背後丘陵や，稲穂～濁川付近で観察できる。この不整合関係は広域的にとらえると，本層の下限は稲穂～濁川付近では黒松内層Kmt6付近の層準と接するが，畑の沢川～パンケオイチャヌンペ川ではそれより上位のKmup2の軽石流堆積物と接しており，この間で150mあまりの地層の削剥が知られている。稲穂～濁川付近では基底部に主に径15cm大までの安山岩円礫よりなる礫岩層（厚さ1m以下）が存在する。今金市街背後丘陵では，これささらに発達し，厚さが数mから10mになり，*Chlamys*, *Swiftopecten swifti*および*Astarte*などの貝化石を掃き寄せ状に産出する。

中～上部では所により貝化石を多産する泥岩が発達する。金原付近の向斜軸部では厚さが80m以上に達し，下半部は黒松内層の泥岩・砂岩部層（Kmm）の上部に類似した岩相で，層理の発達に乏しい砂質泥岩～泥質極細粒砂岩よりなり，*Acila*, *Portlandia*および*Yoldia*などの貝化石を散点状に多産し，ときに生痕に富む。上半部は上記岩相と葉理の発達した軽石質粗粒～極粗粒砂岩との細互層となっており，掃き寄せ状の貝化石層を頻繁に挟む。田代，八束，馬場川，鈴金および豊田では泥岩の発達は悪く，２～３層の生痕に富む無層理・泥質の極細粒～細粒砂岩層（厚さ１～５m）として追跡できる。これらの中には，貝化石を一般に散点状に産出するが，ときに掃き寄せ状の密集レンズとなり多産する。産出貝化石は*Yoldia*, *Glycymeris*, *Limopsis*, *Chlamys*, *Polynemamussium*, *Swiftopecten*, *Patinopecten*, *Mohnia*, *Tridonta*, *Cyclocardia*, *Clinocardium*, *Phacosoma*, *Liocyma*, *S*

*pisula*, *Hiatella*, *Panopea*などの二枚貝および*Tectonatica*など10数種類の巻貝である。なお，鈴岡の北７線西９号付近では粗粒砂岩・砂質泥岩互層中に厚さ60cmの亜炭が挟まれる。

**美利河－八雲ベーズンの瀬棚層**　Setana Formation in the Pirika-Kamiyakumo Basin

本ベーズンのうち，北部の美利河～中里地域については鈴木（1991）および美利河海牛化石調査研究会編（1992）が詳しい報告を行なっている。下位層との関係は美利河付近では訓縫層または八雲層と接し，花石付近より南では黒松内層の泥岩・砂岩部層（Kmm）の中部部層準（Kmt5付近）と接するなど顕著な斜交不整合関係にある。鈴木（1991）によれば本層の層厚は220m+で下位より花石砂礫岩部層と珍古辺砂岩部層に分けられる。花石砂礫岩部層は主に火山砕屑物を多量に含む礫岩および中～粗粒砂岩からなりからなり斜交葉理が顕著で，珍古辺砂岩部層と一部不整合関係にある。上部に厚さ約30cmの軽石質凝灰岩層（ST-1）がはさまれる。珍古辺砂岩部層は主にシルト岩と粗粒砂岩からなり，美利河向斜の東翼側では塊状のシルト質粗粒砂岩を主体とし，まれにシルト岩の薄層を挟む。中部層準に厚さ10cmの細粒凝灰岩層（ST-2）が挟まれ，全体として３層の生痕化石層が挟まれる。西翼側では下半部ではシルト岩が優勢であるが，シルト質細粒砂岩やシルト岩・細粒砂岩互層へと上方に漸移する。鈴木（1991）の詳しい貝化石群集解析によれば，本層の全体から貝化石が多産し，二枚貝22属28種，巻貝12属14種の計34属42種から構成され，絶滅種６種（*Yabepecten tokunagai*, *Chlamys cosibensis*, *C. daishakaensis*, *C. foeda*, *Acila nakazimai*, *Limopsis tokaiensis*）を含んでいる。優占種と種の組み合わせに基づいてi) *Clinocardium*群集，ii) *Acila*群集，iii) *Chlamys*群集，iv) *Acila-Glycymeris-Tridonta*群集，v) *Chlamys-Limopsis-Tridonta*群集が区分されているが，これらのうち，i・ii・ivはシルト質細粒砂岩中，iii・vは砂礫岩中の群集である。そして，これら全体の貝化石群の内容を検討して，本地域の貝化石群は黒松内地域の下部瀬棚動物群（鈴木, 1989）に類似することから，本地域の瀬棚層は黒松内地域の瀬棚層下部に対比されるとしている。なお，美利河付近では本層上部の砂岩層中よりピリカカイギュウ（*Hyadrodamalis* sp.）の産出が報告されている（美利河海牛化石調査研究会編, 1992）。

南部の上八雲地域については本層に相当するものとして，夏路累層（地徳, 1984；層厚30m+）が存在し，同様の地層について，「遊楽部岳」図幅では瀬棚層上部の礫岩砂岩部層（層厚約200m）として取り扱っている。地徳（1984）は夏路礫層中には含貝化石部が存在するとしているが，「遊楽部岳」図幅の礫岩砂岩部層中にはそのような部分は報告されていない。筆者の夏路付近の上八雲向斜部での観察では前述の黒松内層上部砂岩部層の上に河川～三角州的堆積物の砂礫岩層（厚さ数10m+）の存在を認めているが（Fig. VI-3p），貝化石の含有は確認できない。これらのことから，既に述べたように上八雲地域ではなお，黒松内層と瀬棚層との関係については未解決の問題があるといえる。

美利河海牛化石調査研究会編（1992）によれば，本層の放射年代については，花石地域

で不整合面上の基底礫に含まれる軽石のＦＴ年代として2.3±0.2Ma（雁澤, 1992）が得られており，瀬棚層の始まりは2.3Ma以降であることが示唆される。さらに，さらに美利河付近のピリカカイギュウ産出産出層準のガラス質凝灰岩についてのＫ－Ａr年代として1.0±0.2Maの測定値が得られており，前述の貝化石群の対比結果（下部瀬棚動物群）を合わせて検討すると，瀬棚層の年代は1Ma前後の前期更新世であるとみなされる。

**E．段丘堆積物群**　Terrace deposits

今金ベーズンおよび美利河－上八雲ベーズンの美利河～奥沢入り口付近と上八雲などに5段前後の段丘面とその関連堆積物が存在する。そのうち，今金ベーズンでは４段の段丘面（上位より$T_1$～$T_4$）が識別できる。これらのうち，$T_1$は扇状地性であり，厚さ10m内外の礫層（最上部は厚さ数mの砂まじりローム状粘土をともなう）。$T_2$～$T_4$は典型的な河岸段丘で，河道堆積物の礫～砂礫相と後背湿地堆積物の泥質相（湖成堆積物様）の錯綜した堆積物（厚さ10m前後）より構成される。

**F．現河川氾濫原堆積物**　Holocene fluvial deposits

今金盆地内を流れる多くの河川とそれらの支流に沿って樹枝状の分布が認められるが，特に，利別川およびオチャラッペ川の下流部（今金ベーズン内）では，地盤ボーリング調査結果などから厚さ40mに達する堆積物が認められる。多くの地質柱状図に基づいた解析によれば，礫，砂礫，砂，泥および泥炭が錯綜する岩相であるが，この岩相は河川が蛇行しながら流れて河谷を埋めながら堆積した河川成堆積物であるとみなされる。

## Ⅵ－4．今金盆地のテクトニクス　Tectonics of the Imagane Basin

山岸・渡辺（1986）の地質断層，岩脈および活断層の検討によれば西南北海道の中期中新世以降の造構運動および応力場は中～後期中新世と後期中新世末以降の間に大きな相違があるとされる。すなわち，中～後期中新世の西南北海道は東西～北西－南東方向の伸張場，一方，後期中新世末以降については東西～北西－南東方向の圧縮場が想定され，前者が主に日本海拡大にともなうもので，後者が日本海東縁における東方への圧縮運動に関連するものとしている。このような中期中新世以降の造構運動および応力場の変遷は今金盆地にもあてはめてその地質構造発達を考えることができる。

地質構造の項で述べたように，今金盆地の周辺にはいくつかの基盤岩隆起地塊が存在し，それらに取り囲まれるように本盆地が存在していることから，本盆地は沈降地塊の上に存在しているであろうと推察される。このような地質構造的枠組みが形成された時期は主に訓縫層および八雲層の堆積時であり，これらの堆積時の火山活動が盆地周辺すなわち，基盤岩隆起地塊と本盆地の境界部から同隆起地塊内でで生じていることがそのことを裏付けている。このような火山活動は恐らく基盤岩地塊間に伸張応力場が働き，地塊間の弱線

に沿って発生したものとみなされる。黒松内層堆積時の前半から中頃までは同様に火山活動は盆地周辺で生じ，盆地内はその噴出物が流入する場であった。それが２Ma前後（鮮新世末）には今金火山岩類（上部火砕岩部層）の活動にみられるように，盆地の中央部（オチャラッペ川上流域）での活動に転換しており注目される。この火山活動域は地質構造的には，花石背斜の中軸部から西翼部にあたり，花石背斜の形成と今金火山岩類の火山活動には何らかの関連性があると考えられる。

瀬棚層堆積時には今金ベーズンと美利河－上八雲ベーズンがすでに分化していたことが基底の不整合現象などからとらえることができるが，その分化は上記の火山活動の開始をも考慮に入れると，鮮新世後半にあったと判断される。このような，今金盆地内での背斜形成（花石断層もともなう）は明らかに，東西方向の圧縮場への転換を意味するものであり（山岸･渡辺, 1986），今金盆地の地質構造発達上の一大事変であった。

このように今金盆地の地質的生い立ちは西南北海道に働いた広域的な応力場の変遷とともにとらえることができる。なお，東西圧縮場に転換し，花石背斜の形成が開始され，盆地は東西に分化を始めるが，転換後の第四紀の地殻変動量（沈降量）は瀬棚層の層厚からとらえると，今金ベーズンで150m，美利河－上八雲ベーズンの北部で200mあまりであり，大きくはない。ただし，後者のベーズンの北部では瀬棚層が花石断層付近では直立～逆転することがあり，局部的にはこれより大きな垂直変位も想定される。

［第VI章関連文献］


地徳 力(1984)：北海道南西部，上八雲地域の地質と微化石（放散虫化石と石灰質超微化石）．地質学雑誌, 90, 299-310.

雁澤好博(1992)：西南北海道渡島半島の新第三系層序と古地理．地質学論集, 37, 11-23.

橋本 亘･菅野三郎･品田 穣･大島一精(1963)：北海道渡島半島今金－国縫－八雲間の地質．地質学雑誌, 69, 228-238.

犬塚則久･岩見沢団体研究グループ(1980)：北海道北桧山町小川の中新統よりジュゴン（Dugong）の発見．地質学雑誌, 86, 639-641.

石田正夫(1981)：5万分の1地質図幅「遊楽部岳」および同説明書．64p.，地質調査所.

――――･秦 光男(1989)：西南北海道渡島半島第三系の地質構造発達史．地質学論集, 32, 29-56.

Kaneoka, I., Yamagishi, H. and Yahata, M. (1987) : K-Ar ages of the Neogene submarine volcanic rocks and overlying Quaternary subaerial lavas from the Mt. Karibayama area, Southwest Hokkaido. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 32, 329-333.

木村方一(1978)：北海道瀬棚郡初音鉱山産 Desmostylus の臼歯．地質学雑誌, 84, 549-550.

――――(1981)：日本周辺のデスモスチルス類の化石．古生物学各論, 4, 348-349.，築地書館，東京.

金属鉱業事業団(1978):昭和52年度広域調査報告書「久遠地域」. 79p. 通商産業省・資源エネルギー庁.

黒沢邦彦・田近 淳・八幡正弘・山岸宏光(1993):5万分の1地質図幅「大平山」および同説明書. 79p., 北海道立地下資源調査所.

松井 愈・土居繁雄・武田裕幸・魚住 悟・藤江 力・秋葉 力・吉村尚久・山口久之助・小原常弘・小田切敏夫(1955):北海道後志国・今金町東北部地質鉱床調査報告書, 56p., 北海道立地下資源調査所.

長尾 巧・佐々保雄(1933):北海道西南部の新生代層と最近の地史(2). 地質学雑誌, 40, 750-775.

能條 歩・鈴木明彦・日下 哉・都郷義寛(1994):西南北海道今金地域の黒松内層今金火山岩類のK－Ar年代. 地球科学, 48, 57-62.

岡 孝雄・三谷勝利(1981):北海道瀬棚郡今金町の地質(5万分の1地質図付). 77p., 今金町.

小山内 熙・鈴木 守・松下勝秀・高橋功二・山岸宏光・山口久之助・国府谷盛明・寺島克之・横山英二(1974):八雲町の地質(5万分の1地質図付), 75p., 八雲町.

美利河海牛化石調査研究会編(1992):美利河産海牛化石発掘調査報告書. 133p., 北海道今金町教育委員会.

嵯峨山 積・八幡正弘(1987):西南北海道, 新第三系の珪藻生層序－北桧山町小川峠ルート－. 松井 愈教授記念論文集, 131-136.

佐川 昭・植田芳郎(1969):5万分の1地質図幅「瀬棚」および同説明書. 43p., 北海道開発庁.

沢田義男(1961):北海道瀬棚郡今金町北方の新第三紀層. 室蘭工業大学研究報告, 4, .

Sawada, Y. (1962): The geology and paleontology of the Setana and Kuromatsunai areas in Southwest Hokkaido, Japan. Mem. Muroran Inst. Tech., 4, 1-110.

池谷仙之(1968):瀬棚層と黒松内層との関係について－北海道渡島半島八雲・今金・瀬棚地域の地質－. 地質学雑誌, 74, 21-36.

鈴木明彦(1991):西南北海道美利河－花石地域の瀬棚層の堆積環境. 地質学雑誌, 97, 329-344.

――――(1988):西南北海道黒松内地域の瀬棚層の貝化石群. 地球科学, 43, 277-289.

鈴木 守・高橋功二(1969):北檜山町の地質(5万分の1地質図付). 62p., 北海道立地下資源調査所.

高橋 清・一ノ関鉄郎・大倉 保・秋葉文雄・村田勇次郎・古田土俊夫(1980):北海道渡島半島新第三系微化石層序－主に, 有孔虫・珪藻・放散虫・各化石の産出状態とそれらの生層序学的関係について－. 石油資源開発技研所報, 23, 142-167.

山岸宏光・黒沢邦彦(1987):5万分の1地質図幅「原歌および狩場山」および同説明書. 36p.,

――――・渡辺 寧(1986):西南北海道における新生代後期の応力場の変遷－地質断層, 岩脈, 鉱脈および活断層の検討. 地団研専報, 31, 321-331.

八幡正弘(1988):西南北海道における中新世玄武岩（馬場川層）のK－Ar年代. 地球科学, 42, 155-158.

———(1986):島弧横断ルートNo. 4（瀬棚－黒松内）. 新生代東北本州弧地質資料集(北村信編）, 1, 4, 17p.

吉井守正・秦 光男・村山正郎・沢村孝之助(1973):5万分の1地質図幅「久遠」および同説明書. 57p., 地質調査所.

[第Ⅵ章図表説明]

Fig. Ⅵ-1 Tectonic map of the Imagane Basin and its vicinity (adapted from Oka and Mitani).
a:Early Cretaceous Granitic rocks b:Pre-Tertiary sedimentary rocks
c:Fault d:Anticline axis e:Syncline axis f:Dome g:Basin
The broken line shows the area of Imagane (Sedimentary) Basin.

Fig. Ⅵ-2 Geologic map of the Imagane Basin.
Broken lines of a～t show surveyed routes for geological column.

Fig. Ⅵ-3 Columns of the Kuromatsunai Formation and uppermost part of the Yakumo Formation.

Fig. Ⅵ-4 Facies change of the Kuromatsunai Formation in the western wing of Hanaishi Anticline.

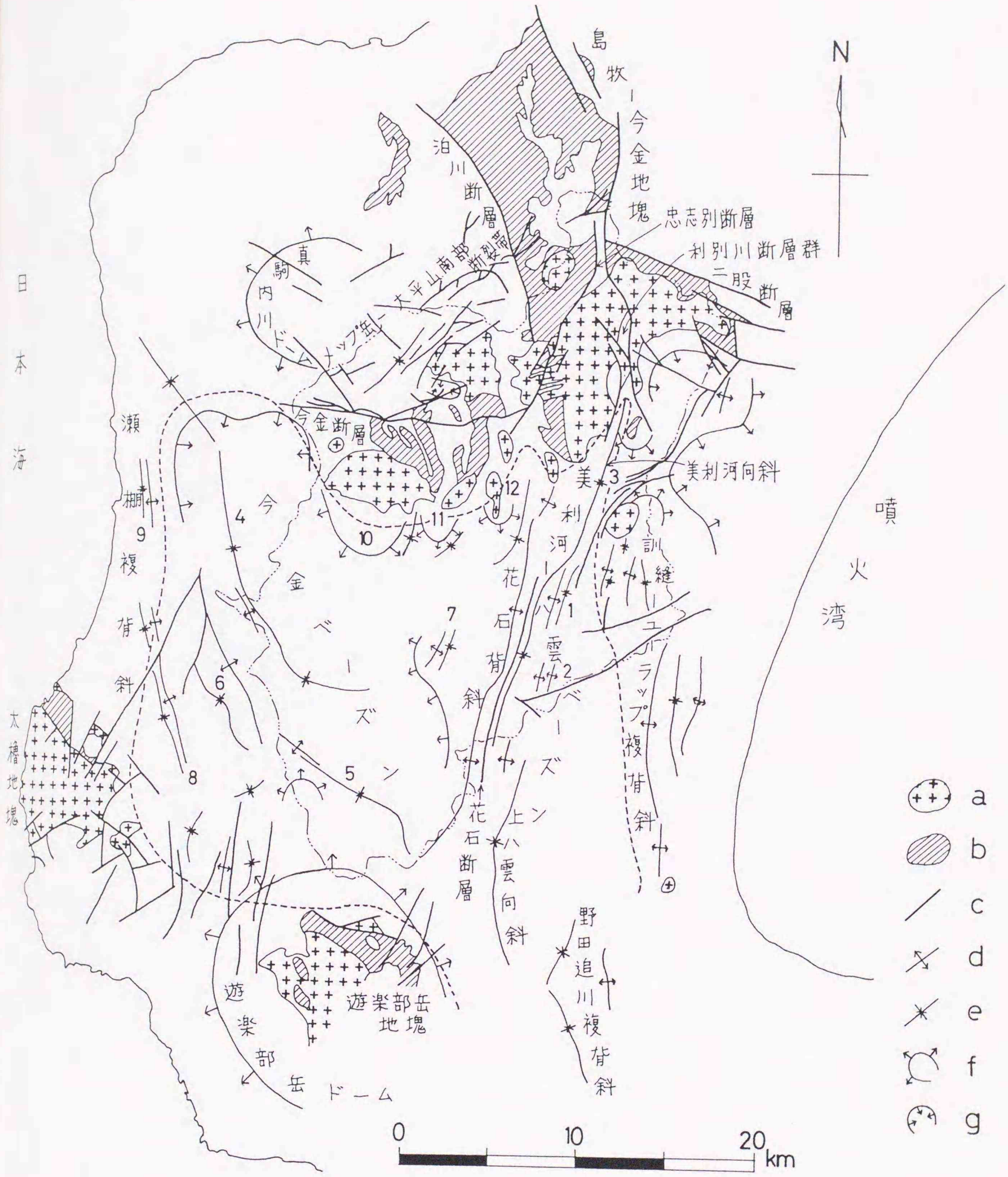



Fig. VI-1 Tectonic map of the Imagane Basin and its vicinity (adapted from Oka and Mitani).

a:Early Cretaceous Granitic rocks b:Pre-Tertiary sedimentary rocks
c:Fault d:Anticline axis e:Syncline axis f:Dome g:Basin
The broken line shows the area of Imagane (Sedimentary) Basin.

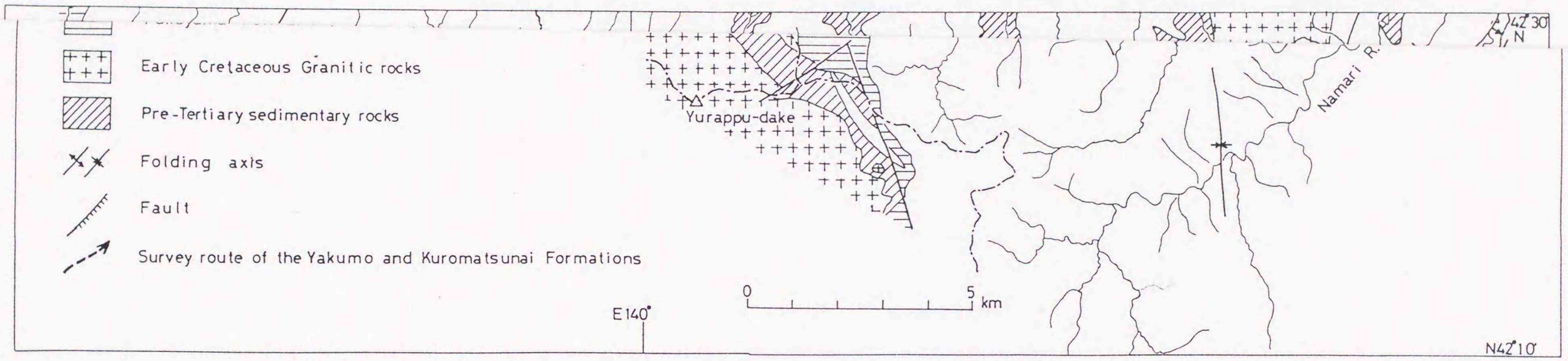
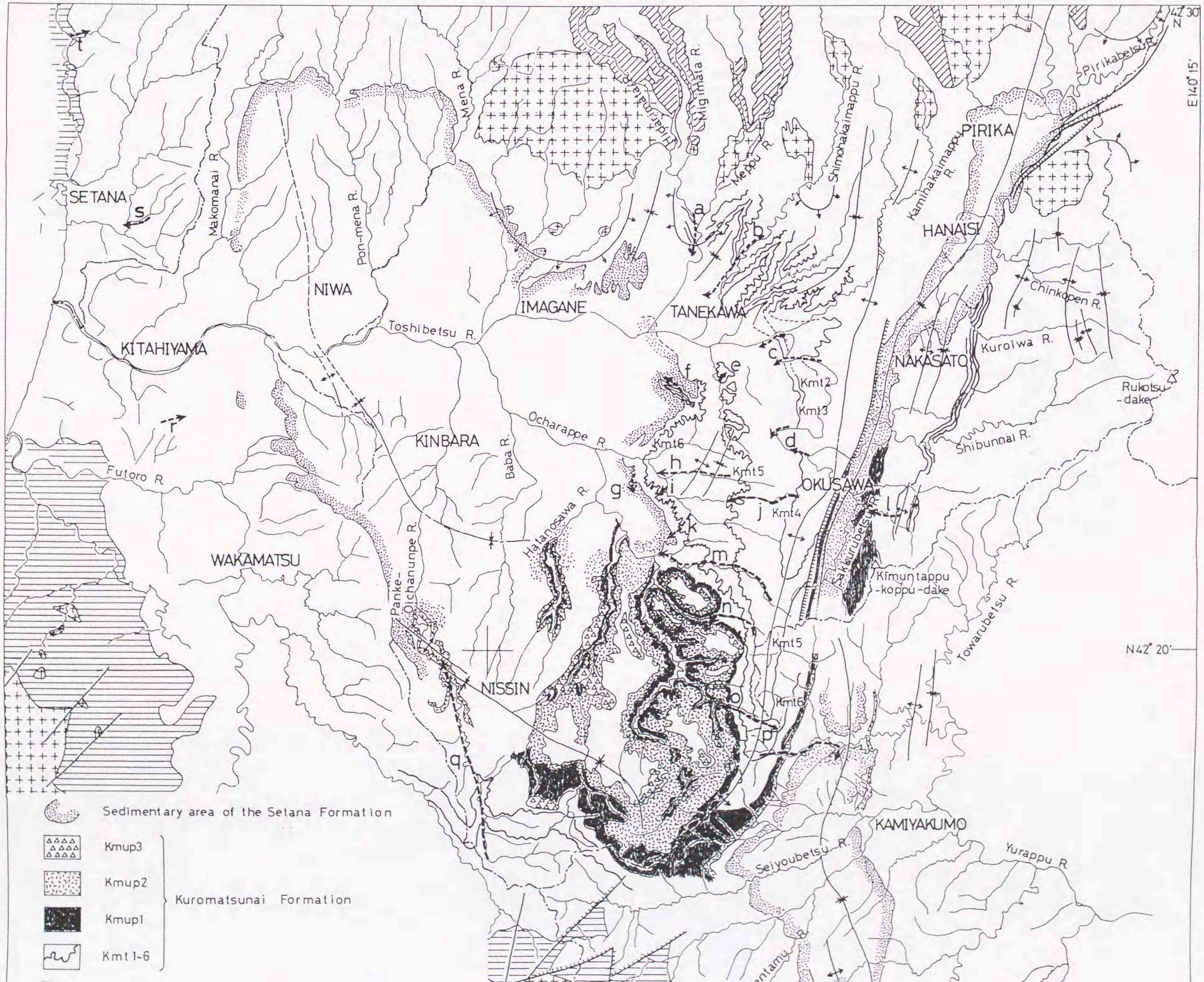



Fig. VI-2 Geologic map of the Imagane Basin.

Broken lines of a～t show surveyed routes for geological column.


SETANA
Makomanai R.
Pon-mena R.
Mena R.
NIWA
IMAGANE
Migimata R.
Meppu R.
Shimohakaimappu R.
TANEKAWA
Toshibetsu R.
KITAHIYAMA
KINBARA
Baba R.
Ocharappe R.
Futoro R
WAKAMATSU
Panke-Oichanunpe R.
Hatanosawa R.
NISSIN
Kamihakaimappu R.
PIRIKA
Pirikabetsu R.
HANAISI
Chinkopen R.
NAKASATO
Kuroiwa R.
Rukotsu-dake
Shibunnai R.
OKUSAWA
Sakurubetsu R.
Kimuntappu-koppu-dake
Towarubetsu R.
KAMIYAKUMO
Seiyoubetsu R.
Yurappu R.
Kmt2
Kmt3
Kmt4
Kmt5
Kmt6
a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
m
n
o
p
q
s
t
E140°15'
N42°30'
N42°20'
Sedimentary area of the Setana Formation
Kmup3
Kmup2
Kmup1
Kuromatsunai Formation
Kmt1-6

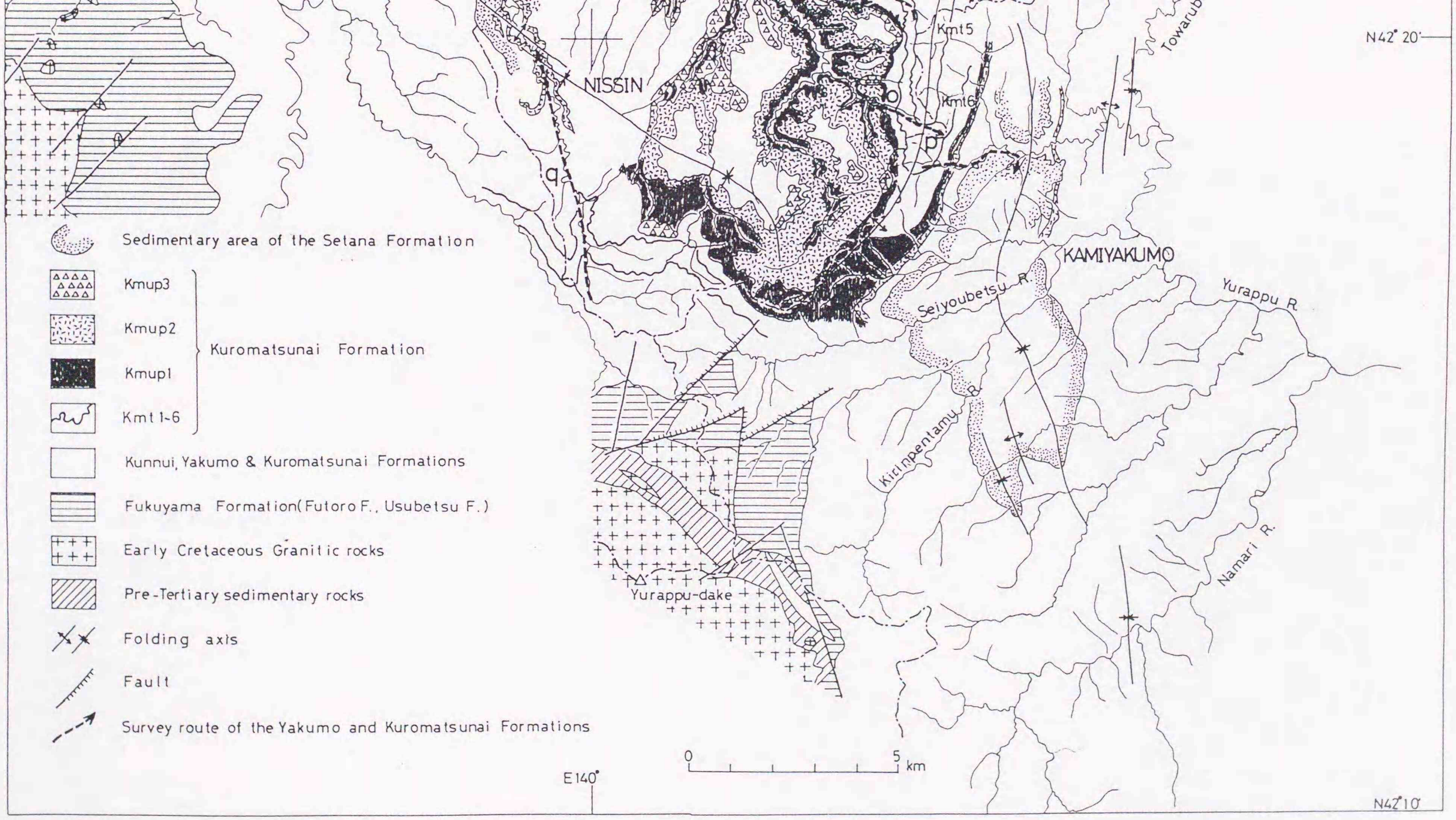



Fig. VI-2 Geologic map of the Imagane Basin.

Broken lines of a～t show surveyed routes for geological column.

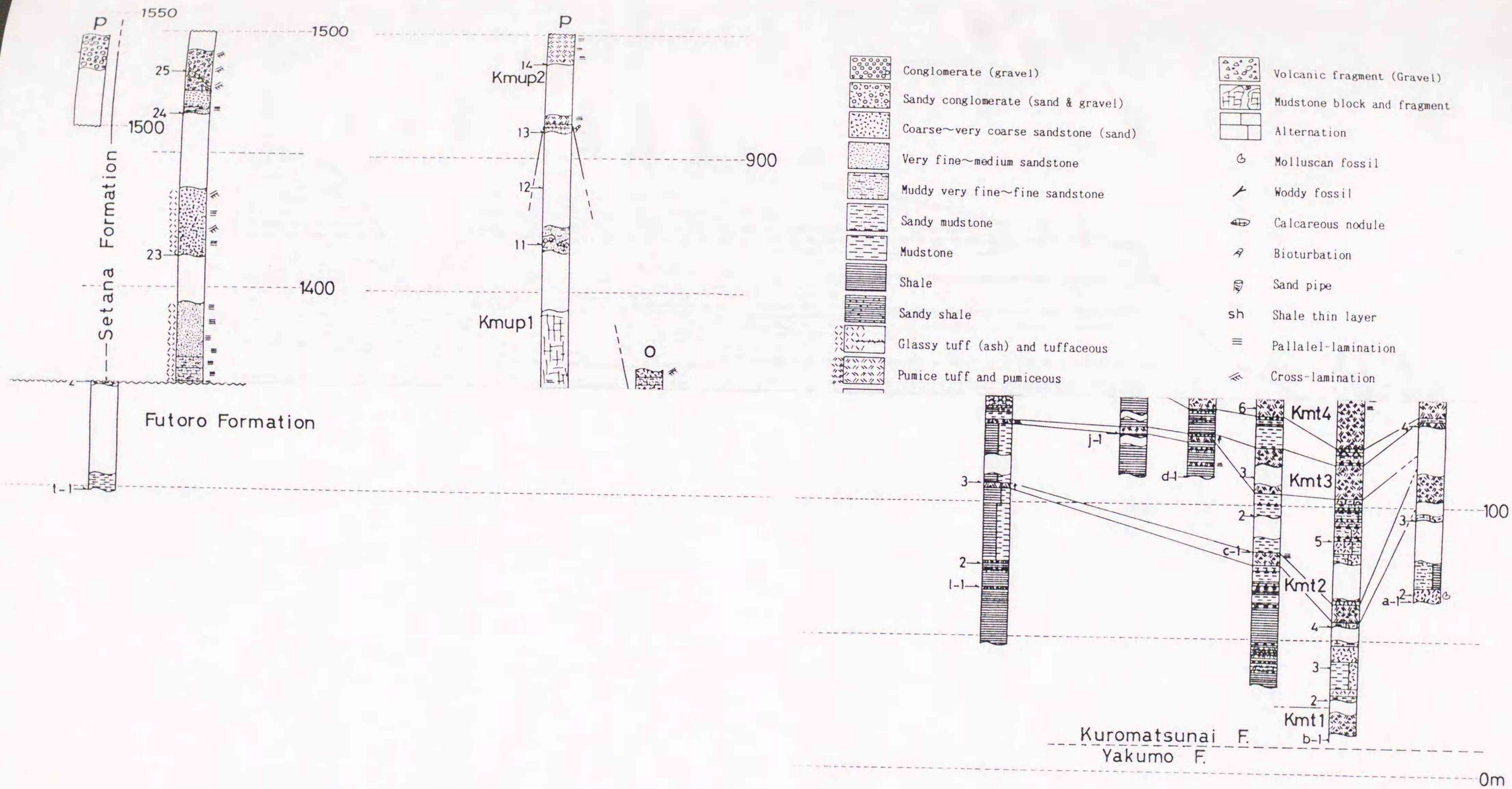
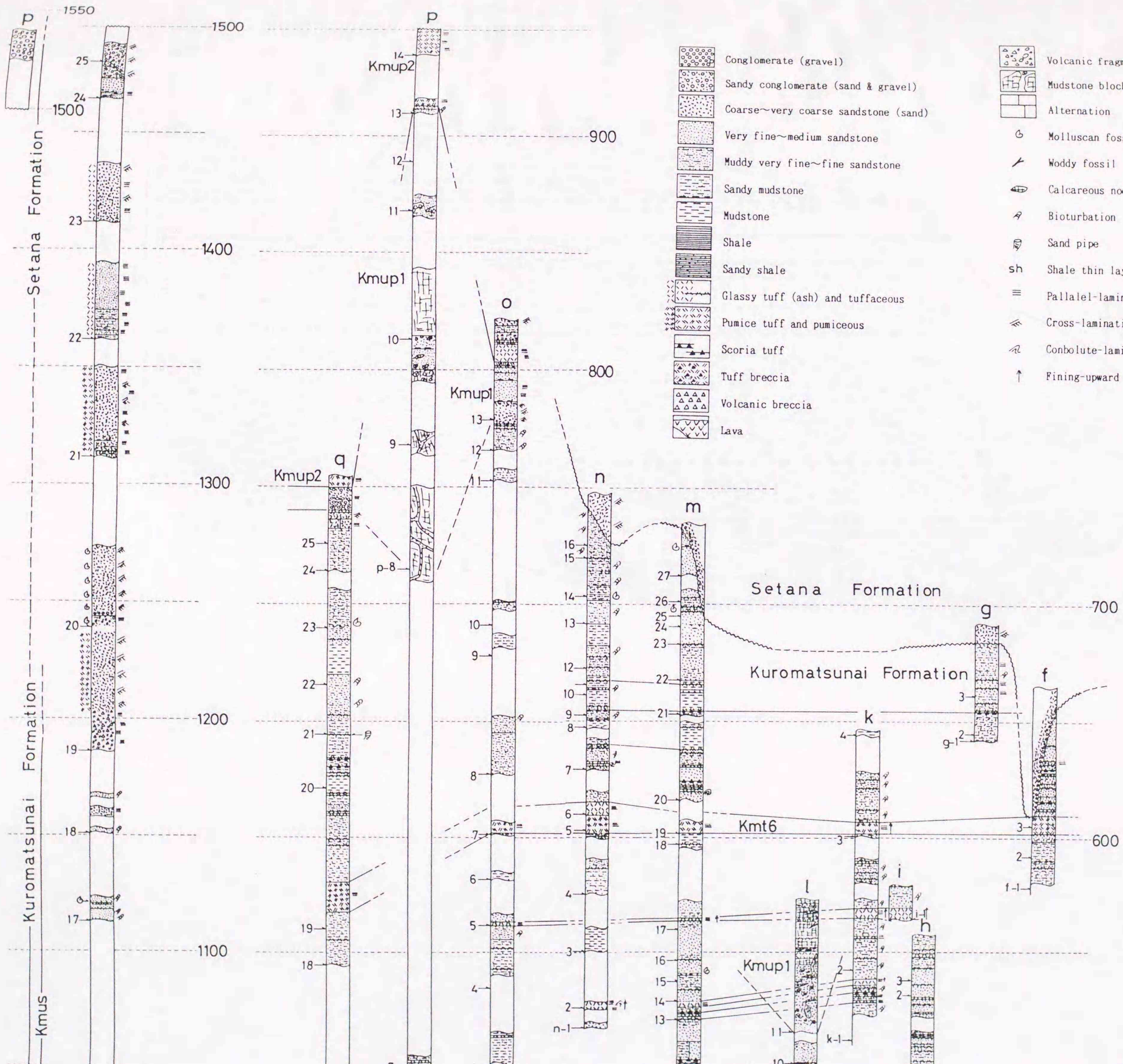
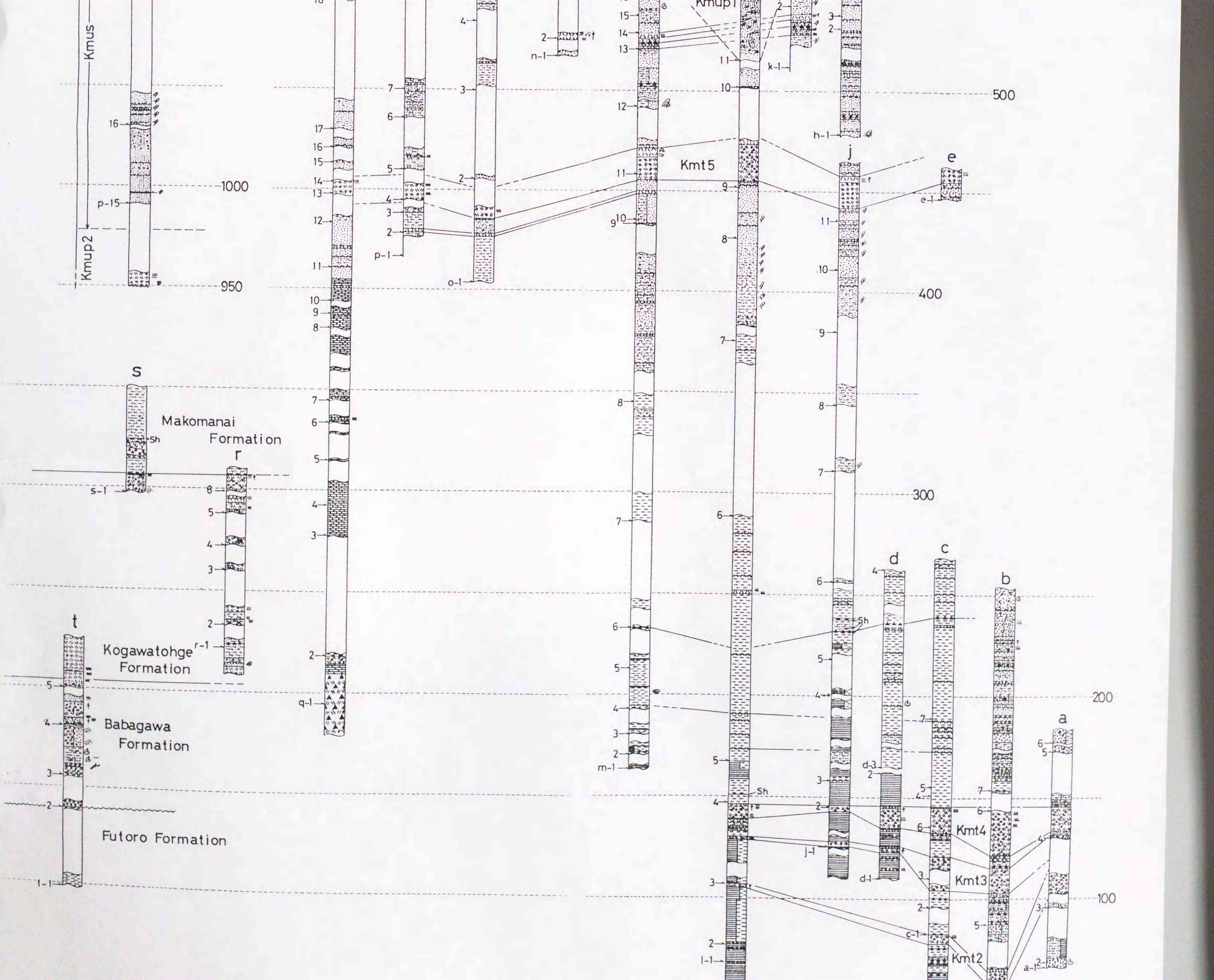



Fig. VI-3 Columns of the Kuromatsunai Formation and uppermost part of the Yakumo Formation.


Setana Formation
Kuromatsunai Formation
Kmus
Kmup2
Kmup1
Kmt6
p
q
o
n
m
k
g
f
l
i
h
1550
1500
1400
1300
1200
1100
900
800
700
600
Conglomerate (gravel)
Sandy conglomerate (sand & gravel)
Coarse~very coarse sandstone (sand)
Very fine~medium sandstone
Muddy very fine~fine sandstone
Sandy mudstone
Mudstone
Shale
Sandy shale
Glassy tuff (ash) and tuffaceous
Pumice tuff and pumiceous
Scoria tuff
Tuff breccia
Volcanic breccia
Lava
Volcanic fragment (Gravel)
Mudstone block and fragment
Alternation
Molluscan fossil
Woddy fossil
Calcareous nodule
Bioturbation
Sand pipe
sh Shale thin layer
Pallalel-lamination
Cross-lamination
Conbolute-lamination
Fining-upward


Kmus
Kmup2
Kmup1
Kmt5
Kmt4
Kmt3
Kmt2
Makomanai Formation
Kogawatohge Formation
Babagawa Formation
Futoro Formation
Sh
1000
950
500
400
300
200
100
s
r
t
j
e
d
c
b
a

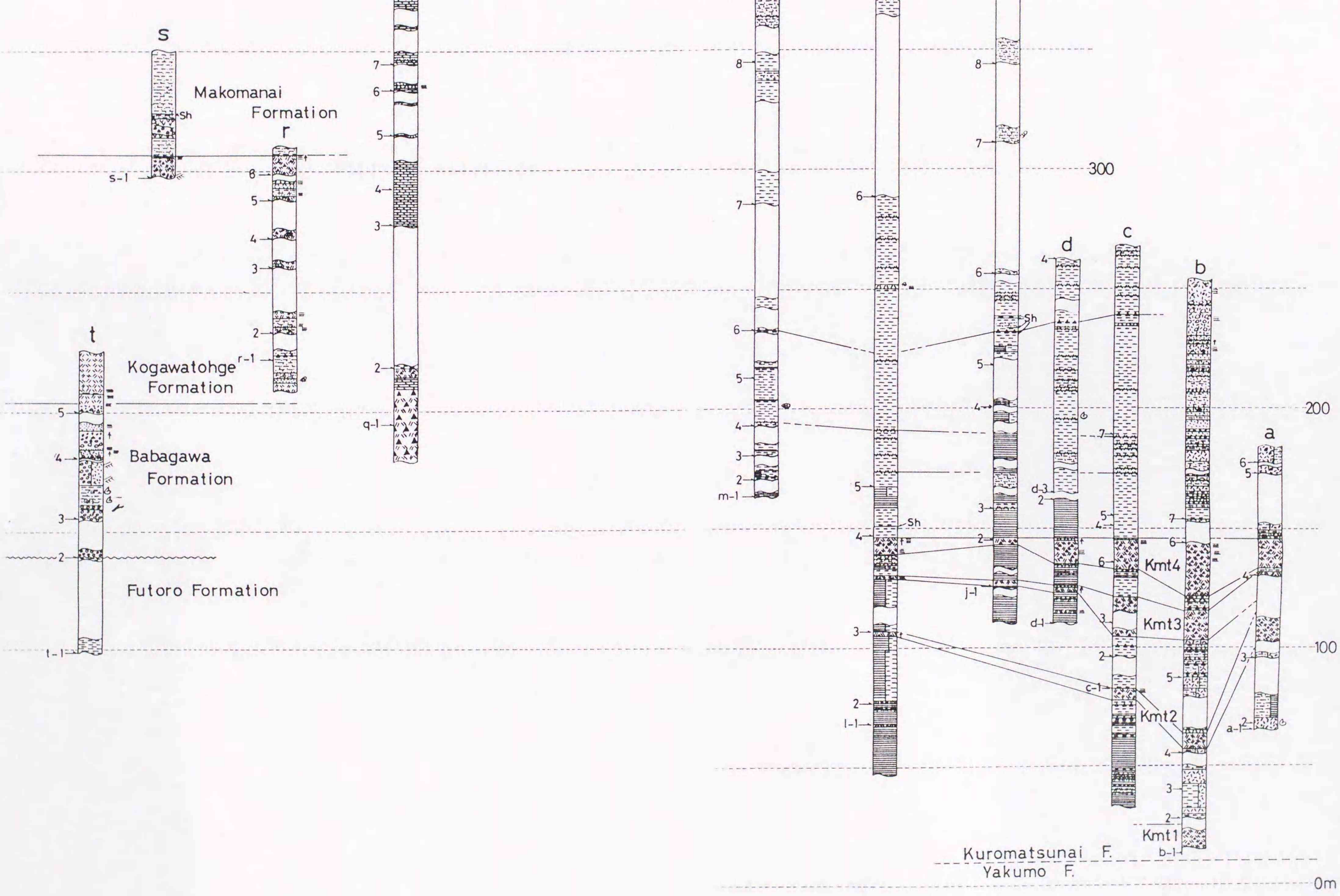



Fig. VI-3 Columns of the Kuromatsunai Formation and uppermost part of the Yakumo Formation.

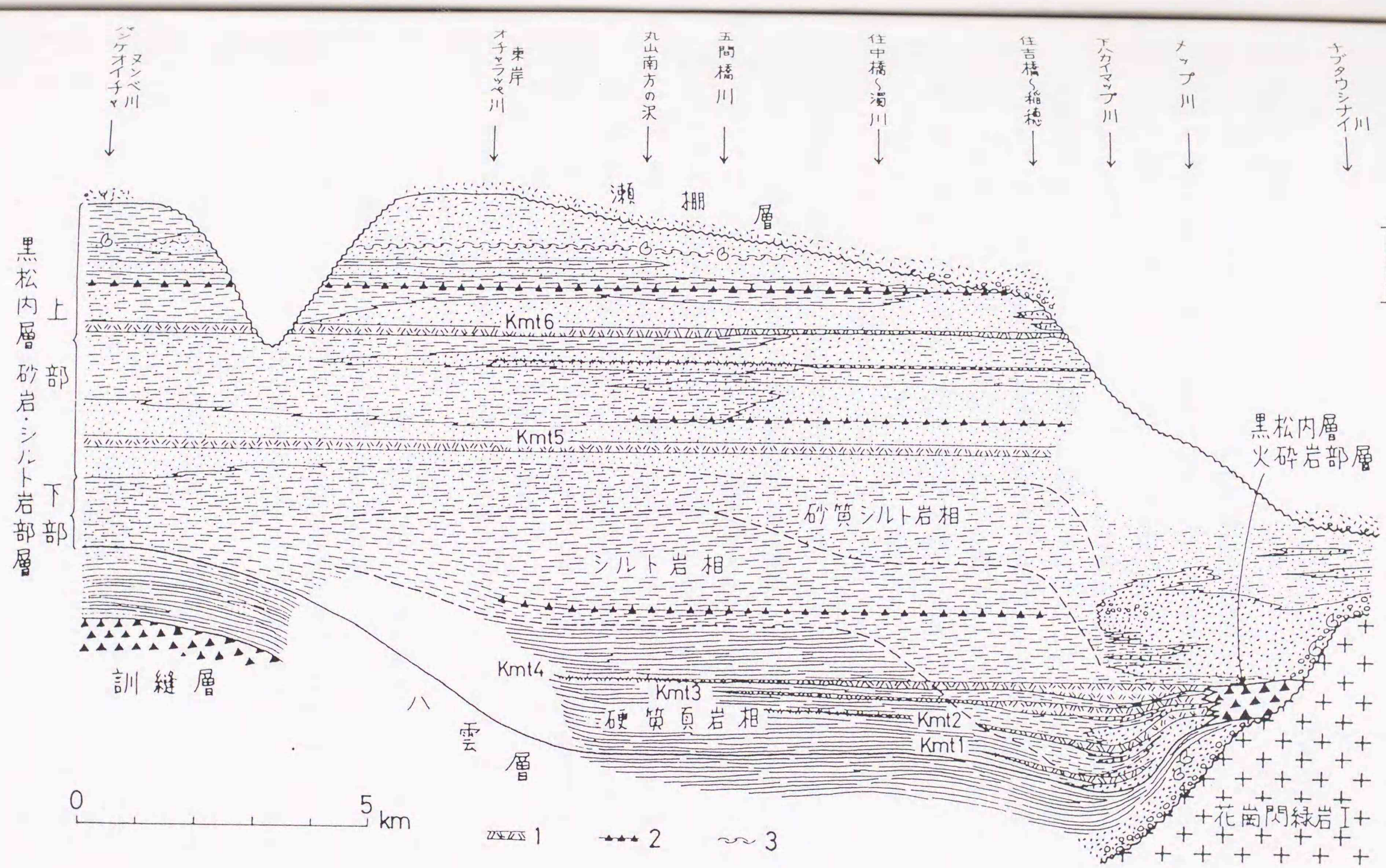



Fig. VI-4 Facies change of the Kuromatsunai Formation in the western wing of Hanaishi Anticline.

# Ⅶ. 石狩低地帯の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Ishikari Depression

## Ⅶ－1．概論　Outline

石狩低地帯は地質構造的には西北海道構造区の東部に位置しており，地形的には胆振西部・札幌西南部山地，樺戸山地および馬追丘陵・岩見沢東部丘陵に囲まれ，太平洋から日本海へ南南東－北北西に続いており，延長80km，幅35kmの広がりがある（Fig. Ⅶ-1）。低地を主体とするが，支笏湖東方火山灰台地，野幌丘陵，月寒丘陵および石狩丘陵の台地～丘陵地域も含み，北部には砂川低地帯を南に下ってきた石狩川が西に方向を変えて日本海へ注いでいる。周囲の山地から流れ込む比較的大きな川である千歳川，豊平川，当別川および夕張川などはいずれも石狩川に合流し，大部分の地域が同水系に属しているが，南部の苫小牧付近は支笏湖東方火山灰台地に水源をもつ勇払川など太平洋に注ぐ流域である。本低地帯はその名称は長尾（1941）により提唱されたが，苫小牧－石狩低地帯と呼ばれることもある。

筆者は本低地帯とその周辺部の地質について，石油・天然ガス，深層熱水および地下水の賦存構造調査，第四紀地質図（地盤図）の編纂などの業務に携わり，下記のような報告を取りまとめている。ここではこれらの報告をもとに，その他の報告・資料も活用しながら，地質構造，層序・編年およびテクトニクスについて述べる。

a．岡 孝雄(1977)：札幌市東部“厚別低地帯”の地下地質. 地下資源調査所報告, 49号.

b．岡 孝雄(1978)：“厚別低地帯”北方地域の地下地質. 地下資源調査所報告, 50号.

c．高橋功二・岡 孝雄・嵯峨山 積・山岸宏光(1980)：北海道地盤地質図No. 2「野幌」および同説明書. 北海道立地下資源調査所.

d．岡 孝雄(1986)：北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団研専報, 31号.

e．岡 孝雄・輿水達司・高橋功二・秋葉文雄(1991)：札幌市街下と西野地域の小樽内川層および西野層の時代と対比. 地質学雑誌, 97巻.

f．岡 孝雄(1992)：石狩丘陵の上部新生界. 地下資源調査所報告, 63号.

g．岡 孝雄・秋田藤夫・菅 和哉・高見雅三(1992)：江別市の地質と温泉資源. 江別市.

## Ⅶ－2．石狩低地帯とその周辺の地質構造　Geological structure of the Ishikari Depression and its vicinity

本低地帯の地質構造についての最初の総括は，1960年頃までの石油・天然ガス探査に関連して土田（1961a;b;c）および吾妻（1962）により行なわれた。近年になり，石油・天然ガス探査は3～4,000m級の深部を対象とするようになり，石狩低地帯北東部や南部においては実際の開発をめざしての試掘が活発化してきている。これらの調査の成果は北海道

鉱業振興委員会編（1979;1990），正谷ほか（1982）および重川ほか（1990）などにまとめられている。さらに，地質調査所は20万分の１地質図「札幌」を取りまとめ，本低地帯とその周辺地域の地質について総括している（石田ほか, 1980）。筆者はこれらの取りまとめを参考にしながら，本地域の地質構造を以下のようにまとめる。

本低地帯は構造発達史的には後期中新世以降において，千島弧外帯の西進により中央北海道構造区の南部が西へ弧状に突出したことと，それに対する西北海道構造区の抵抗・反作用（特に樺戸山地の東への圧縮・突き上げ）によりもたらされた（岡, 1986）。

大局的な地質構造は重力分布からとらえることができるが，石狩低地帯の重力分布は石油・天然ガス探査に関連して亀谷･吉村（1964）が最初に明らかにした。周辺山地を含む範囲の重力分布の編纂結果は20万分の1地質図「石狩」（石田ほか, 1980），「苫小牧」（佐藤ほか, 1972）および「留萌」（秦ほか, 1974）などに示されており，それらを一括してFig. Ⅶ-1に示す。これで明らかなように，周辺山地が相対的に高比抵抗であるのに対して石狩低地帯および砂川低地帯にあたる範囲が低比抵抗域をなしている。このことはこれらの低地帯では新第三紀～第四紀の堆積岩類が厚く累積しているのに対して，周辺山地ではより高密度の先新第三系が地表にまで分布または浅在していることを反映しているためと判断される。ただし，安平・由仁・茂世牛低地より日高海岸部にかけて顕著な低比抵抗域が存在している。この低比抵抗域（浦河沖で約－200mgal）は日高山脈地域が顕著な高比抵抗域（最大＋137mgal）であることと好対照をなすが，これはこれらの地域が激しい地殻変動（地殻の衝突・めくれ上がりによる山脈の形成，中期中新世以降のトラフ状堆積盆の形成）を受けた反映である。石狩・砂川低地帯域と安平・由仁・茂世牛低地および日高海岸部とは，馬追丘陵～岩見沢東方丘陵がわずかに高比抵抗を示すことにより区分される。低地帯内は重力分布に地域的な差異が見られるが特に，苫小牧・長沼地域，岩見沢東部地域および札幌東部・当別地域が相対的な低比抵抗を示すことが注目される。

第Ⅱ・Ⅲ章で明らかにしたように，本低地帯は北海道西部構造区の東部に位置しており，中央北海道構造区への移り変わりの部分であり，周辺地域を含めてとらえると，西から亀田半島－西南北海道北部－樺戸山地西部帯，東縁沈降域列および北上－石狩－礼文隆起帯という南北の方向性をもつ分帯が可能である。それぞれの分帯の本低地帯付近での特徴は次のとおりである。

**亀田半島－西南北海道北部－樺戸山地西部帯** Kameta Peninsula-Northern part of the southwestern Hokkaido-Western part of the Kabato Mountains：室蘭－支笏湖西方－空沼岳付近－藻岩山付近を結ぶ北北東－南南西方向の基盤岩隆起帯（高重力異常）があり，その東半部に後期中新世以降に形成された新第三紀層の右雁行背斜系列（旧千歳鉱山－恵庭岳北方－光竜鉱山・湯ノ沢－月寒）が存在する。このような背斜系列は低地帯を通り，太美－俊別－発足と続き，樺戸山地中核の別狩岳先第三系ドームに至る。札幌西南山地はこのような北北東－南南西方向の基盤岩隆起帯に北西－南東方向の構造が交差した後期

新生代の火山活動地帯（“グリーンタフ・エリア”）である。低地帯は北北西－南南東～北北東－南南西方向の褶曲構造（東より月寒－太美－俊別背斜，茨戸－海岸背斜および西札幌背斜）に支配されており，これを石狩湾岸褶曲部と呼ぶ。これらの背斜系は西急東緩の性格を有し（土田, 1961a;b;c），東方からの圧縮が示唆される。札幌西南山地と低地帯の間には北西－南東方向の構造線（手稲－白旗山線）が存在するとされているが（吾妻, 1962;松下ほか, 1972），大きな断層の存在は確認できない。ただし，少なくとも後期中新世以降の火山活動がこの線より南西側で発生していることは確かであり，火山活動を発生させた弱線としてとらえるべきであろう。1970年代に実施された西札幌ＳＫ-１Ｄ，獅子内ＳＫ-１および西茨戸ＳＫ-１の石油・天然ガス探査ボーリング結果（北海道鉱業振興委員会編, 1979;1990）によれば，後期中新世以降，ほとんど正常な堆積岩類により占められ，札幌西南山地側で同時期に火山砕屑岩が発達することと好対照をなす。このようなことから，低地帯の起源は中新世以降西南山地側で火山活動が活発化し，時間を経るに従い陸域化し，次第に火山性山地が形成されたことによる。なお，樺戸山地側では厚田以北では上部中新統の一部（厚田層相当層）に火砕岩が卓越する。

**東縁沈降域列**　Eastern marginal depression zone：これは厚い鮮新・更新統の存在する現在でも活動的な沈降域列であり，白老沖堆積盆に続き，長沼沈降域および札幌東部・当別沈降域があり，前者の沈降域は南幌付近にある鞍部状の隆起部により南北２つの単元に分かれる。これらの沈降域は低重力域に対応している。札幌東部・当別沈降域と長沼沈降域の間にはほぼ南北方向に延びる野幌－金沢背斜系列が存在し，相対的な高重力域をなしている（Fig. Ⅶ-1）。野幌背斜は南に向っては恵庭市街西方で消失する。北では金沢背斜が中小屋半ドーム構造に続くが，金沢背斜と同ドームの間には北東－南西方向の逆断層（当別断層の延長）が存在する。札幌東部・当別沈降域は月寒－太美－俊別および野幌－金沢両背斜系列の間を占め，顕著な低重力域を示す（Fig. Ⅶ-1）。後述するように第四系が最大1,500m程度の厚さで堆積しており，ネオテクトニクス現象が活発なことを予想させる。本沈降部は北へ進むと当別向斜につながり，樺戸山地を２つに分ける増毛－当別構造線（吾妻, 1962）に続くが，この構造線に沿っては段丘面の変位などの活構造現象（大内, 1980）をともなう当別断層が存在している。長沼沈降部は石狩低地帯の主部を構成する。南部の沈降単元（苫小牧・長沼）は札幌西南山地と馬追丘陵との間に分布し，後述するように近年の温泉ボーリング（恵庭市街，千歳東部）では深度500～600m以下の新第三系中に海底扇状地堆積物とみなされる粗粒堆積物（夕張山地・日高山脈起源）を大量に含むことが確認されている。北部の沈降単元（岩見沢西方）は野幌丘陵－金沢背斜部－当別東方丘陵と馬追丘陵－岩見沢東方丘陵の間に分布し，北へ延び砂川低地帯に続く。本沈降域列の東縁を限る馬追丘陵－岩見沢東方丘陵列は全体として西へアーチ状に屈曲し，地質構造的には右雁行状の配列を取る４～５つの背斜構造により構成されている。

ところで，西北海道構造区と中央北海道構造区の境界ゾーンは北上－石狩－礼文隆起帯

である。同隆起帯は石狩低地帯付近では苫小牧沖から馬追丘陵付近を通り樺戸山地に続いており，石狩低地帯北部地域での近年の石油・天然ガス探査結果にもとづく深部構造解析（石狩低地帯北部の東西方向の断面解析）によればこの隆起帯の西側で基盤岩（先第三系）が大きく落ち込んでいることが明らかにされている（重川, 1990; Fig. Ⅶ-2）。具体的にはこの落ち込み部は金沢背斜部から札幌東部・当別沈降域への変わり目に一致しており，同沈降域が顕著な低重力域を示す一因となつており，基盤構造の変換部がネオテクトニクス現象の活発な地域に対応するようにとらえられることから注目される。

## Ⅶ－３．丘陵地域の地質　Geology of hilly areas

石狩低地帯とその周辺の地質分布は20万分の１地質図「札幌」（石田ほか, 1980），同「留萌」（秦ほか, 1974）および５万分の１地質図幅「白老」（土居, 1953），同「苫小牧」（土居, 1959），「鵡川」（山口, 1960），「樽前山」（土居, 1957），「千歳」（曽屋・佐藤, 1980），「早来」（松野・石田, 1960），「石山」（土居・小山内, 1956），「恵庭」（長尾ほか, 1959），「追分」（松野・秦, 1960），「銭函」（杉本, 1953），「札幌」（小山内ほか, 1956），「江別」（松下, 1971），「夕張」（佐々ほか, 1964），「石狩」（垣見, 1958），「当別」（垣見・植村, 1956），「岩見沢」（松野ほか, 1964），「厚田」（対馬ほか, 1956），「月形」（垣見・植村, 1958）に示されている。これらの地質図をもとに筆者らの最新の成果を付け加えて，本低地帯の全体と北部について地質図を編纂すると，Fig. Ⅶ-3および4のようになる。これらの地質図で明らかように，本低地帯の南部では地形的には台地が全体の半分を占めるが，台地の大半は支笏カルデラの形成に関連した軽石流で構成されている。その台地により低地は太平洋に注ぐ美々川・安平川水系沿いの部分と千歳川水系のそれに分かれて存在し，そこには完新世堆積物（河川氾濫原堆積物・後背湿地堆積物など）が分布する。北部では低地が全体の2/3を占め，そこには完新世堆積物が分布し，その一部は泥炭地となっている。

台地の一部を含む丘陵地域は地質構造的には背斜構造または褶曲構造が地表に直接現われた所であり，後期中新世の地層が分布し，地表地質調査により直接にそれらの地層の観察が可能である。丘陵地域の地質の解明は，後で述べる低地帯下の地質（地下地質）の解明の鍵を握ることから，筆者独自の報告・資料を中心に，月寒丘陵－支笏湖北東丘陵，野幌丘陵，札幌西南山地，石狩丘陵および馬追丘陵－岩見沢東方丘陵に分けて説明する。

### A．月寒丘陵－支笏湖北東丘陵　Tsukisamu Hills - northeastern hilly area of Lake Shikotsu

この地域の地質は５万分の１地質図幅（土居, 1957; 土居・小山内, 1956; 小山内ほか, 1956），地盤地質図「札幌」（小山内ほか, 1974）および同「野幌」（高橋ほか, 1980）で明らかにされているが，未公表資料を付け加えて，札幌西南山地および野幌丘陵の層序を参考

にしながら整理すると，Fig. Ⅶ-5（地質図）のようになる。すなわち，この地域は支笏軽石流堆積物に広くおおわれており，それより下位の地層はいくつかの地形的な高所（紋別岳付近，島松山，白旗山・焼山など）とそれらの東側の部分に顔を出している。下位より中期中新世後半から鮮新世の砥山層群（長谷川･小山内, 1978）・西野層（岡ほか, 1991），前期更新世裏の沢層（岡ほか, 1992）および中～後期更新世野幌層群（岡ほか, 1992）より構成され，その他，イチャンコッペ山・紋別岳・モーラップ山な溶岩など後期中新世末～鮮新世の火山岩類で構成されている。ほぼ全体に東～北東傾斜（10～50°）の単斜構造をなし，東に寄るほど緩傾斜となり，より新しい地層が分布している。ただし，月寒丘陵では背斜構造（月寒背斜）を形成しているが，その軸は丘陵の西寄りにあり，丘陵の大部分は東翼側に属し，西翼側には断層の存在が推定されている（土田, 1961a）。砥山層群の最上部から西野層を経て裏の沢層までの岩相変化については厚別川滝野付近と仁井別川沿いに比較的大きな露頭があり，詳しい観察が可能である（Fig. Ⅶ-6）。その観察結果を中心にすえながら，以下で地層毎にその要点について説明する。

**砥山層群**　Toyama Group

道々支笏湖線付近，支笏湖湖畔および月寒丘陵西部などで，厚板状層理の顕著な頁岩を主要構成岩相とする地層として確認できる。滝野付近では本層群の最上部の約150mの層厚部分を観察できるが，比較的軟質の頁岩を主体とし，ときに細粒砂岩と互層状をなす。

**西野層**　Nishino Formation

西野層は支笏軽石流堆積物を除去した場合，本地域に最も広く分布する地層であり，厚別川滝野付近，島松山北東側（仁井別川上流）および千歳川上流部などで観察できる。特に滝野付近から仁井別川上流部にかけての調査によれば（Fig. Ⅶ-6），同層は1,000m前後の層厚があり，その中～下部は泥岩～砂質泥岩に火山性砕屑岩（角礫凝灰岩，凝灰角礫岩，軽石凝灰岩およびスコリア・軽石質砂岩）を頻繁に挟み，上部は葉理の発達したスコリア・軽石質極細粒～中粒砂岩を主とし，ときに火山角礫岩～溶岩，火山性礫岩，および泥岩を挟んでいる。

**裏の沢層**　Uranosawa Formation

焼山，白旗山および島松山のそれぞれ北東側斜面を構成して分布し，層厚は100mあまりである。Fig. Ⅶ-6に示すように，主に安山岩円礫よりなる火山岩質礫～砂礫層より構成される。礫は中～大礫であるがときに巨礫を含む。

**野幌層群**　Nopporo Group

月寒丘陵北部および島松山北東斜面の輪厚付近の台地状部を構成して分布する。基質に泥を含む礫層であり，礫は安山岩を主体としている。厚さは10m前後で，野幌丘陵の野幌層群上部に対比される可能性が強い。

## B．野幌丘陵　Nopporo Hills

北海道立地下資源調査所が実施した産業基盤地質調査「江別～恵庭」の一環で詳しい地質調査が行なわれている。その調査結果については岡（1977;1978），嵯峨山（1977）および高橋ほか（1980）にまとめられているが，その後，多くのの研究者により調査・研究が活発に続けられいることから，それらの成果も参考にしながら再度取りまとめを行なった。取りまとめの詳しい内容については，岡ほか（1991）で示しているので，ここでは概略的に述べる。

本丘陵の地質は主に第四紀の堆積物で構成され，下位より裏の沢層，野幌層群（下部：下野幌層，上部：もみじ台層・小野幌層）・支笏軽石流堆積物・江別砂層・厚別砂礫層（広島砂礫層）および完新世堆積物の順に重なっている（Fig. Ⅶ-7）。これらの地層の分布状況と地質構造は地質図（Fig. Ⅶ-8）に示したとおりである。地質構造的に本地域の基本をなすものは野幌背斜で，その軸は広島町竹山のやや東方から江別市街付近まで屈曲しながらほぼ南北方向に走っている。裏の沢層および野幌層下部に注目すると，東西両翼とも10°前後の地層傾斜で，ときに20°近くになる。このような地層傾斜は野幌層群上部にも10°以下であるが認められることから，本背斜はいわゆる活褶曲であると判断される。なお，本背斜の西側の厚別地域は札幌東部－当別沈降域に属し，顕著な向斜構造を形成している。

**裏の沢層　Uranosawa Formation**

このような地層の存在を初めて指摘したのは嵯峨山（1977）および岡（1977）であり，これらにおいては“鮮新統”という名で取り扱われた。北川ほか（1976）が広島町裏の沢中流域を模式地として命名し，その後，北川ほか（1979）が再定義した。松下（1971）の野幌層群下部“瑞穂池浮石質砂礫層”は本層の一部。岡（1978）および高橋ほか（1981）の新第三系に相当する。丘陵を刻む多くの沢の上流部に顔をのぞかせ，その分布は点々としている。層厚は地表では90m+が認められ，後で述べるように地下の部分も合わせると全体で約300mの層厚がある。全体に砂質相が卓越し，主に火山ガラス・軽石質極極細粒～中粒砂岩および同砂岩と凝灰質泥岩の細互層より構成され，ときにやや礫質な部分が挟まれる。砂岩は一般に淘汰が良好で葉理の発達が顕著で，ときに泥まじりで生物攪乱作用を被っている。裏の沢川の中流域および瑞穂池付近などでは軽石質砂礫層（層厚5～10m）が挟まれており，松下（1971）はこれを“瑞穂池軽石質砂礫層”と呼んでいる。なお，輿水ほか（1988）は本砂礫層中の軽石からジルコンを抽出し，ＦＴ年代測定を行なった結果，1.46±0.23Maを報告している。このことから，本層の年代は鮮新世末～前期更新世とみなされる。

**野幌層群　Nopporo Group**

本層群の名称は松下（1971）が初めて用いたが，野幌層に由来している。野幌層の名称は園木分平の北大理学部修業論文の中で用いられ，長尾（1941）の石狩低地帯に関する総括の中で第四紀層として紹介された。野幌層の全容は佐々･森谷（1951）および森谷（195

1) において初めて報告され，下部，中部，上部に分けらている。この野幌層から上記の裏の沢層に相当する部分を除き，元野幌粘土層を合わせたものが本層群に相当する。松下（1971）の野幌層群から軽石質砂礫層を除き学田面堆積物および元野幌粘土層を合わせたもの，高橋ほか（1981）の野幌層に相当する。層厚30～80mで大きく２回の堆積サイクルが存在し上下に２分できるが，それらのサイクルを下部（下野幌層）および上部として取り扱かう。

下部（下野幌層）は層厚20～70mで基底砂礫層と主部泥岩層に分かれる。基底砂礫層は火山ガラス・軽石質の中粒～極粗粒砂よりなり，基底に径10～20cmの火山岩円礫を含むことがあり，所により下位の裏の沢層をチャンネル状に削り込むことがある。全体に貝化石を多産するが，特に北の里土取場では大量の貝化石群の掃き寄せ状の産出があり，赤松ほか（1989）は*Chlamys daishakaensis, C. cosbensis, Limopsis tokaiensis, Profluvia (Papyridea) kurodai*などの絶滅種を含む，寒流系42種（巻貝15種・二枚貝26種・腕足類１種）を報告している。本層は斜交葉理が顕著なこと貝化石を掃き寄せ状に産することなどから典型的な海浜成堆積物であるとみなされる。主部泥岩層は板状泥岩を主体とし砂～砂礫，塊状泥岩および亜炭を伴う。板状泥岩は極細粒砂・シルト・粘土の薄板状互層で湖成堆積物様を呈し，ときに*Corbicula japonica, Crassostrea gigas, Mitrella (Indomitrella) martensi, Arca boucardi*など汽水～低鹹水棲の貝化石を含むことから，典型的なラグーン成の堆積物と判断される。下位の裏の沢層との関係は斜交不整合である。下野幌層の名称は北川ほか（1976）が最初に提唱したものであるが，ここでいう下野幌層は北川ほか（1976）の下野幌層に裏の沢層の含貝化石砂礫層を合わせたものに相当する。下野幌層の時代については鮮新世末から中期更新世までさまざまな年代が設定されており，最近では赤松ほか（1989）が前期更新世末～中期更新世前半としているが，ここでは下位の裏の沢層とは構造差がある点を重視し，中期更新世とみなす。本層は主部泥岩層下限の地下等深線図などを描いて解析すると，谷埋め状に堆積した，一つの海進に伴う地層であるとみなされる（岡, 1977;1978;Fig. Ⅶ-9）。上位層（野幌層群上部）との関係から，ミンデル－リス間氷期堆積物と判断される。

上部は野幌丘陵の縁辺部あたるもみじ台付近では地表に現われており，層厚が15m前後で下部の砂礫層（もみじ台層）と上部の泥層（小野幌層）に分かれる。もみじ台の西～北西地域では地下に埋没しているが，水井戸ボーリング記録により層厚が40～120mになることが確認されている（岡, 1977;1978;高橋ほか, 1981）。ただし，砂礫相と泥質相が複雑に絡みあっており，もみじ台付近のような地層区分をそのまま適用できない。もみじ台層は層厚が0～10mで主に細粒～粗粒砂と礫～砂礫との互層よりなり，もみじ台団地の造成の際には大規模な露頭が多数出現したが，その際，基底から掃き寄せ状に貝化石を産出した。赤松ほか（1989）によれば，産出する貝化石は*Crassostrea gigas, Phacosoma japonica, Chlamys preston*および*Spisula sachalinensis*の４種で，いずれも現在の石狩湾に生息

するもので，現在と同じ温暖な水温下にあったとされる。小野幌層は層厚が0～11m+であり，地表調査で最も層厚が大きかったもみじ台西方の野津幌川と熊の沢川合流点付近の露頭での観察によれば，下位より泥炭質泥相，縞状泥相，塊状泥相，砂礫相および火山灰質泥質細粒砂相が重なっている。丘陵北部および東半部の本層については粘土調査報告（成田ほか,1983;1986など）および地質調査報告（岡,1978;矢野,1983）の中で数多くの露頭・ボーリング柱状図に基づいた説明がなされており，その全容が明確になってきた。特に成田ほか（1983）は本層が下位よりＡ相（砂質シルト相），Ｂ相（灰白色粘土相），Ｃ相（灰白色シルト質粘土相），Ｄ相（黄褐色粘土相），Ｅ相（赤褐色砂質粘土相）に区分し，Ａ相には泥炭・泥炭質粘土が伴われ，全相が火山灰質で，上位の相に移るにつれ次第に粗粒となり，Ｃ相以上では軽石まじりになるとしている。矢野･山田（1982）は軽石まじりの部分を“元野幌層”として取り扱い，軽石などの火山性物質は支笏軽石流堆積物起源とし小野幌層から切り離している。一方，成田ほか（1986）は小野幌層は支笏軽石流の堆積後の再堆積物を含むものとしている。本報告では同層は支笏軽石流の堆積以前の堆積物に限って適用する。北の里付近の本層については，北の里層と呼ばれたことがある。小野幌層については，もみじ台，大曲川中流域，北の里で採取された泥炭または樹幹について，$32,190\pm^{2,650}_{1,990}$y. B. P. [GaK4684]，$35,460\pm^{4,170}_{2,730}$y. B. P. [GaK5466]，33,200y. B. P. [GaK5467]スケールアウトが報告されている（北川ほか,1974;1976;1979）。丘陵東半部の本層中には火山灰質薄層が挟まれることがあり，これは石狩低地帯南部の厚真降下火山灰に対比されている（矢野･山田,1982;赤松ほか,1989）。同火山灰層については町田ほか（1987）は洞爺火山灰に対比しており，本層の時代推定の点から注目される。なお，洞爺火山灰については奥村･寒川（1984）により，0.13±0.03Ma（ＦＴ）の年代値が報告されている。町田ほか（1987）は北海道内の他地域において洞爺火山灰の上位に阿蘇火山灰（Aso-4，約７万年前に降下堆積）が存在すること，北海道東部で同じく下位に屈斜路第４火砕流堆積物（0.13±0.06Ma，ＦＴ）が存在することなどから，洞爺火山灰層の実際の年代を13～7万年前としている。もみじ台層および小野幌層の名称は北川ほか（1976）が最初に提唱した。これらの地層の時代についてはいずれも後期中新世とみなされている。すなわち，もみじ台層がリス－ウルム間氷期の堆積物で，小野幌層は$^{14}$Ｃ年代と洞爺火山灰をはさむなどの点から同間氷期末～ウルム氷期に相当すると考えられる。

**支笏軽石流堆積物**　Shikotsu Pumice Flow Deposits

本堆積物は古くは石山凝灰岩と呼ばれ（長尾,1941），野幌丘陵付近の本堆積物もそのような名称で取り扱われてきた（佐々･森谷,1951）。その後，支笏カルデラ形成の際に噴出したことが明確化して支笏火山噴出物と呼ばれ（土居,1953;土居･小山内,1956），噴出メカニズムが明らかにされるとそれは降下軽石堆積物と軽石流堆積物から構成されることが判明した（勝井,1959;KATSUI,1963）。報告地域に分布するものはそれらのうちKatsui（1963）が支笏軽石流堆積物（Spfl）と呼んだものである。野幌丘陵の西側と南部（広島

町管内）の沢沿いに分布し，丘陵中軸部・北部・北東側（主に江別市管内）には分布しない。厚さは0～20m+で，下位層との関係は不整合である。丘陵南西部の大曲川流域では基底に古土壌および厚さ10～15cmの降下軽石堆積堆積物を伴うのが確認された（岡, 1977）。なお，本堆積物についてはいずれも野幌丘陵以外の地点で採取された試料（炭化木片）について，$^{14}$C年代として28,770±$^{2,490}_{1,900}$y. B. P. [GaK-5507], 30,400±$^{3,400}_{2,400}$y. B. P. [GaK-1932]および31,900±1,700y. B. P. [GaK-713]の測定値があり（山口ほか, 1978;熊野, 1970;佐藤, 1969），ウルム氷期である。

**江別砂層**　Ebetsu Sand Bed

本層は江別市街の飛鳥山を模式地とする火山灰質砂層で，園木文平の北大理学部修業論文の中で命名されたものである。佐々･森谷（1951），松下（1971）などの江別砂層に相当する。丘陵北端部に分布し，元来，江別段丘の北を縁取り，幅約300m，延長４kmにわたり細長く分布したとされているが（佐々･森谷, 1951），現在では開発が進み，飛鳥山，萩ケ岡など大きく４つに分かれて分布する。厚さは15m前後で，軽石に富む火山灰質砂で斜交葉理が顕著で，支笏火山噴出物起源の内陸砂丘堆積物とされる（北川ほか, 1974;赤松ほか, 1989）。

**厚別砂礫層（広島砂礫層）**　Atsubetsu Sand and Gravel Bed (Hiroshima Sand and Gravel Bed)

本層は石山凝灰岩層を不整合におおい，江別段丘の一部を構成する砂礫層について，園木文平が北大理学部修業論文の中で命名したとされている（佐々･森谷, 1951）。佐々･森谷（1951）の厚別（あつべつ）砂礫層，小山内ほか（1956）および土居･小山内（1956）の厚別（あしりべつ）砂礫層に相当する。本丘陵南東部（広島町）に分布するものは広島砂礫層と呼ばれている（長尾ほか, 1959;松下, 1971）。支笏軽石流堆積物の分布に伴い，それを削り込んだような不随的分布をとるが，特に厚別付近や北の里付近では低位段丘を形成する。層厚３m前後で，支笏軽石流堆積物の再堆積物で，軽石質の砂礫よりなり，火山岩円礫を含む。地質図（Fig. Ⅶ-8）では支笏軽石流堆積物と一体のものとし，特に区別していない。従来，小野幌層とされたものの中に，支笏軽石流より後の堆積物（元野幌層）の存在が指摘されている（矢野･山田, 1982）。矢野･山田（1982）によれば，野幌丘陵北部の江別段丘面の表層を構成するが，野幌付近で厚さが２m程度で，灰白色粘土を主体とし，上部が黄褐色粘土，下部が泥炭あるいは泥炭質粘土である。丘陵北端部では江別砂層直下の本層に含まれる樹幹の$^{14}$C年代について28,850±$^{1,800}_{1,470}$y. B. P. [GaK-4357]の測定値が報告されている（北川ほか, 1974）。ここでは本層が支笏軽石流堆積後の同軽石流起源の物質よりなるとみなされることから，厚別砂礫層に含めて取り扱う。江別砂層および厚別砂礫層は，支笏軽石流噴出後の主ウルム亜氷期Ⅰおよびその後の最寒冷期の堆積物であるとみなされる（赤松ほか, 1989）。

**完新世堆積物**　Holocene deposits

本堆積物は主に野幌丘陵の北西側と東側の低地に分布する。北西側低地では厚さが50mに達し，模式的には下位より基底砂礫層，下部泥層，上部砂層および最上部泥炭・泥層に区分できる（岡, 1978）。このうち，下部泥層は縄文時代前期を最高頂期としたいわゆる“縄文海進”の所産であり，上部砂層は同海進以降の新旧の河川氾濫原堆積物とみなされる。

### C．札幌西南山地　Southwestern mountainous area of Sapporo

札幌市中心部では近年，温泉ボーリングが盛んである。その最初の取り組みは北海道立地下資源調査所により都市地域における熱水資源の開発利用研究を目的として，1983年10月～1984年2月に同調査所構内で行なわれた（深度657.3m）。このボーリングでは深度292m以深において新第三系西野層が存在し，同層下部が熱水賦存層（35～40℃）になっていることが確認された。これに関連して筆者は共同研究者とともに，西野層の岩相の詳細と下位層（小樽内川層）との累重関係を明らかにするために西野地域において，地表地質調査ならびに珪藻化石解析・放射年代測定（ＦＴ）のための試料採取を実施した。この調査と解析・測定の結果の詳細については，岡ほか（1991）で報告した。ここでは，この報告の概要を紹介しながら，札幌西南山地のうち札幌市街地に隣接する地域（西野－盤渓－藻岩山南方）の地質と市街下の地質について説明する。

札幌西南山地の地質については，すでに５万分の１地質図幅（小山内ほか, 1956;土居・小山内, 1956;杉本, 1953），地盤地質図「札幌」（小山内ほか, 1974）および広域鉱床調査報告（通商産業省資源エネルギー庁, 1974;長谷川・小山内, 1978）などにまとめられている。しかし，報告によって地層区分・編年・対比の点でまとめ方に相違があり混乱している。そこで，筆者らはまずこれらの報告類を参考にしながら，調査結果にもとづいて地質図（Fig. Ⅶ-10）と総合柱状図（Fig. Ⅶ-11）を描き，再整理を行なった。下位より小樽内川層，西野層および鮮新世～前期更新世の火山岩類（安山岩～石英安山岩質の溶岩・火砕岩）が重なっている。大局的にみると，南西側に小樽内川層が，北東側（札幌市街寄り）に西野層が分布し，両層は処々で中新世末～鮮新世の岩脈・岩頸などにより貫入を受けている。地質構造的には一般に東へ10～40°の傾斜を示すが，西野地域と硬石山付近には北へ突出した半ドーム構造が存在し局所的に構造が乱れる。

#### 西野地域の地質　Geology of the Nishino area

特に西野地域での発寒川沿いのルートについて詳しい地質調査および試料採取を行なったが，それらの解析結果（Fig. Ⅶ-12）に基づいて小樽内川層および西野層の岩相と時代などについて述べる。

**小樽内川層**　Otarunaigawa Formation：層厚800m+で，硬質頁岩（厚板状層理が発達，ときに石灰質団塊を含む）を主とし，帯緑色の軽石凝灰岩・凝灰角礫岩・角礫凝灰岩を挟み，西野層堆積時とそれ以降の安山岩～石英安山岩々脈・岩頸により貫入を受けている。

本層下部中の軽石凝灰岩からジルコンを取り出し，ＦＴ年代測定を行なった結果，11.9±0.7Maの値が得られた。小樽内川層の名称は「銭函」図幅（杉本, 1956）で初めて用いられたが，長谷川･小山内（1978）は西野地域の小樽内川層（古平層群大和層・小沢層に対比）を中期中新統，西野層を鮮新統に対比したため，両者の間には後期中新統を欠き，両者は大きな不整合関係にあるとした。しかし，筆者らの観察では小樽内川層の硬質頁岩と西野層最下部の珪藻質泥岩は岩相上の漸移整合関係にある。長谷川･小山内（1978）が西野層の基底礫岩としたものは火山性の海底土石流堆積物であると察せられ，そのような堆積物の下限（侵食面）を大きな堆積間隙を示す不整合面とみなすのは正しくない。これらの理由から，両層の関係は整合であり，小樽内川層下部のＦＴ年代（11.9±0.7Ma）および上位の西野層下部のＦＴ年代（6.3±0.4Ma）・珪藻化石帯（*Ruxia californica*帯最上部）から判断して，小樽内川層の年代は中期中新世中葉～後期中新世とみなされる。なお，沢村（1979）は本層上部に含まれる石灰質団塊より珪質鞭毛藻化石を検出し，これを*Dictycha pseudofibula*帯（後期中新世）に位置づけているが，上記の年代設定と矛盾しない。これらのことから小樽内川層中～上部は上部中新統とされた砥山層群（長谷川･小山内, 1978）に対比が可能である。

**西野層**　Nishino Formation：層厚300m+で，基底部に層厚25mあまりの珪藻質泥岩層をともなう。この泥岩層は下位の小樽内川層硬質頁岩より漸移的に変化している（境界部の小樽内川層泥岩は軟質頁岩様を呈する）。西野層の主体はエピクラスティックな海底土石流堆積物であり径最大1mの巨礫を含む火山性礫岩（単層の層厚は10cm～20m）および水中火砕岩とみなされる安山岩～石英安山岩質の角礫凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩（単層の層厚は0.5～10数m）より構成されている。その他，これらの岩相と互層して，軽石・スコリア質の級化砂岩および葉理の顕著な中粒～極粗粒砂岩が存在する。本層基底の珪藻質泥岩について珪藻化石解析を行なった結果，良好なマーカー種である～*Azpeitia komurae*の存在から*Rouxia californica*帯（Akiba, 1986;1987;7.4～6.0Ma）の最上部であることが分かった。さらに，基底より140mあまり上位の軽石凝灰岩からジルコンを取り出し，ＦＴ年代測定を行なった結果，6.3±0.4Maの値が得られた。これらの解析・測定結果から西野地域の西野層（下部）の年代ははほぼ後期中新世後半と判断され，鮮新世とした長谷川･小山内（1978）とは異なる結論に達した。西野層は月寒丘陵・支笏湖北西丘陵などでは最大1,000mの層厚が確認されており，中～上部では正常堆積岩を含む地層になっていると判断され，年代は鮮新世に及ぶ思われる。ちなみに，札幌市街地の地下資源調査所構内での温泉ボーリングでは西野層泥岩試料（深度530～650m間の５層準で採取）についてAkiba（1986）の*Neodenticula kamtschatica*帯（6.0～3.2Ma）が検出され，嵯峨山（1989）は豊平川中流藻南公園の西野層泥岩の珪藻化石を検討し，Koizumi（1985）の*Thalassiosira oestrupii*帯（5.1～3.7Ma）を報告している。

**札幌市街地での温泉ボーリング**　Test-drilling for developing hot water resources

in the urban area of Sapporo

地下資源調査所構内での温泉ボーリング（深度657.3m）は深度250m以深についての大部分については透水性岩相や亀裂の有無を直接に確かめることが重要との判断から，オールコアリングが実施されており，詳しい岩相観察を行なった。その他の部分は地質判定はカッティングスによるが，電気検層記録を合わせて，Fig. Ⅶ-12にボーリング柱状図として示す。地層判定・区分の結果は以下のとおりである。

深度0～21.5m：上位より泥，泥炭，砂混じり泥岩および砂礫［完新世堆積物］

21.5m付近：軽石層［支笏軽石流堆積物またはその再堆積物］

21.5～200m：21.5～67m砂礫・砂・砂質泥岩互層（46m付近泥炭はさむ），～173m砂質泥岩・極細粒砂主体（124mおよび144m付近で泥炭はさむ，104m以下で含貝化石），～200m砂礫・粗粒砂と極細粒～中粒砂の互層（全体に貝化石多量に含む）［中～後期更新世堆積物］

200～292m：貝化石を多く含む淘汰の進んだ海浜成の火山岩質砂礫・粗粒砂岩主体［材木沢層］

292m～：安山岩～石英安山岩質火砕岩・火山砕屑岩が卓越（420m以深は凝灰質細粒砂岩～泥岩が優勢でときに火山礫凝灰岩や軽石凝灰岩をはさむ，630・650mの泥岩は硬質頁岩，530～630m間の５層準の泥岩試料は*Neodenticula kamtschatica*帯を示す）［西野層］

西野地域から札幌市街中心部にかけて，地表地質調査結果と水井戸・温泉ボーリングによる坑井地質解析結果（小原, 1969;地下資源調査所収集資料）を対比すると，Fig. Ⅶ-13（東西断面図）のようになる。すなわち，札幌市街中心部の地下では地表下250m前後まで第四紀地層群により構成されており，その下位に約300mの厚さの後期中新世後半～鮮新世の西野層が存在している。この西野層は後述するように，ほぼ当別層に対比され，当別層は札幌市街の北～北東方（茨戸・丘珠など）での石油探査ボーリング結果では泥岩～細粒砂岩から構成されていることが明らかになっている（吾妻, 1962;1966）。よって，火砕岩・火山砕屑岩を主体とする西野層は札幌市街北部で急激に尖滅し，当別層に移化すると判断され，両層は同時異相関係にある。

## D．石狩丘陵　Ishikari Hills

本丘陵は地形的には樺戸山地の南側を占めており，一部に山地や台地を含んでいる。地質的には主に新第三紀の堆積岩類（泥岩主体）の分布する，褶曲地帯となっている。そこには後期中新世～前期更新世の地層群が筆者は本丘陵の南部について，北海道立地下資源調査所の石油天然ガス資源探査の一環でほぼ連続的に発達し，中・後期地質調査を行なったことがあり，その結果は岡（1992）により「石狩丘陵の上部新生界」として詳しく取りまとめた。ここではこの取りまとめの概要を報告することにより，石狩丘陵の地質につい

て説明する。

石狩丘陵の地質については，第二次大戦前については主に石油資源関連で地質調査が行なわれたが，その経緯については吾妻（1962）に詳しい。第二次大戦後はまず地質調査所により５万分の１地質図幅調査が行なわれ，「当別」（垣見･植村, 1956）および「石狩」（垣見, 1958）が完成した。これらの図幅では，下位より新第三系（厚田層・須部都層，盤ノ沢層，望来層，当別層，材木沢層），更新統（獅子内層，伊達山層，段丘堆積層）および現世統（沖積層）の層序がまとめられた。一方，石油開発会社の地質調査は低地帯での物理探査・試掘に関連づけて進められた（土田, 1961a;b;c;吾妻, 1962;1966）。その他，獅子内層と獅子内ファーナに関する藤江（1958）および大島（1971）の研究があり，近年では当別層と材木沢層の層序関係についての外崎（1983），外崎･赤松（1984）および赤松（1984）の研究，厚田層・望来層・当別層の微化石（有孔虫・珪藻化石）についてのUjiie et al.（1977），小泉（1979），嵯峨山（1987）および岡ほか（1991）の研究などがある。

石狩丘陵南部の層序はFig. Ⅶ-14にまとめたとおりであり，下位より望来層（後期中新世中頃），当別層（後期中新世後半末～前期鮮新世），材木沢層（鮮新世末～前期更新世），伊達山層（高位段丘堆積物，中期更新世），中位段丘堆積物（後期更新世）および完新世堆積物の順に重なる。これらの地層の分布状況と地質構造はFig. Ⅶ-15（地質図）およびFig. Ⅶ-16（断面図）にまとめた。

石狩丘陵南部の地質構造の基本は北北東－南南西方向に延びる俊別背斜とその東側に並列する当別向斜である。俊別背斜は両翼が30°前後の傾斜を有しているが，東翼がやや急になっている。南南西へ沈み込むため，望来層をU字形に取り囲むように，北から南へ向って，当別層，材木沢層の順に分布する。俊別背斜の西翼側には正利冠向斜が存在するが，同様に南南西へ沈み込み，同向斜の北部は北に向って閉じていて，南に開いた半ベーズン構造を取る。さらに，この向斜の西側には海岸沿いに海岸背斜が存在する。当別向斜は地層分布から判断して，南に向って沈んでいる。同向斜の東翼側には南に突出した半ドーム構造（中小屋半ドーム）が存在しているが，同構造の東側は断層（当別断層）により切られている。その様子はFig. Ⅶ-16のＡ－Ａ´断面で明らかであり，西上がりの逆断層として確認されており，材木沢層は断層活動の影響を強く受けている。

以下で各地層の岩相と年代などについて述べる。

望来層　Mohrai Formation

石狩湾岸部および当別川西岸丘陵地において背斜構造の中軸部に分布する。層厚は300m+（石狩丘陵全体では600m+）で，いわゆる硬質頁岩を主体とする。最上部においては軟質の泥岩と厚薄様々の互層をなす。含まれる石灰質団塊などから貝化石を産出し，特に知津狩からその北方の海岸においては20種類以上の貝化石の報告がある（垣見, 1958）。Ujiie et al.（1977）は本層の望来海岸ルートにおいて本層の堆積相・古地磁気・珪藻化石・有

孔虫化石などの解析を行い，上位の当別層の時代設定との関連などから６Ma前後の時代の地層と位置づけている。その時代は後で述べる当別層のそれから判断して，おそらく後期中新世中頃であろう。

当別層　Tohbetsu Formation

石狩丘陵南部のほぼ全域に分布するが，一部では上位の地層群・堆積物におおわれ，沢沿いに顔を出す。層厚は最大700mで主に海成の泥岩～細粒砂岩より構成される。本層中には層厚10～80cmの火山灰薄層が10枚前後はさまれる。そのうち，垣見（1958）により$K_4$（層厚約80cm）とされたものが層厚・粒度・鉱物組成の点で特徴的であり，良好な鍵層となる。この火山灰鍵層の上位190m付近の層準に泥質基質の少ない細粒砂岩層（層厚40m）があり，広く追跡できる鍵層となる。これら２つの鍵層を用いて地層を対比すると，本層は岩相上，泥岩～砂質泥岩よりなる下部，泥質極細粒砂岩～細粒砂岩を主体とする中部および上部（上記細粒砂岩層により両者を区分）に３区分できることが判明した。

下部は層厚200m前後で，下位の望来層との関係は整合である。すなわち，望来層の最上部においては同層を代表する硬質頁岩と軟質泥岩が互層しているが，次第に後者の割合が増加して当別層に移行している。海岸付近では塊状の珪藻質泥岩であり上位に行くに連れ次第に砂質となるが，当別川西岸では珪藻質泥岩は少なく，砂質泥岩である。

中部は層厚350mで，バイオターベーションを受けた塊状泥まじり極細粒砂岩を主とし，ときに砂質泥岩や板状泥岩をともなう。少なくとも７枚の火山灰薄層がはさまれる。このうち，本部層の中部にはさまれるのが$K_4$火山灰であり，これはタービダイト性の水中火砕流の特徴を持っている。

上部は層厚170mであるが，俊別背斜南部では削剥を受けて地層が欠如している。中部層と類似の岩相よりなるが，基底約40mは鍵層になるとした細粒砂岩層により占められ，火山灰薄層を２枚ほどはさむ。鍵層の砂岩層は淘汰が進み，葉理が発達し，ときに泥岩薄層と互層状になる。

小泉（1979）によれば望来海岸の望来層と当別層の境界部から当別層基底部にかけては*Denticula kamtschatica*帯である。一方，岡ほか（1990）は望来付近の当別層基底の泥岩の珪藻化石解析を行ない，Akiba（1986）の*Rouxia californica*帯（7.4～6.0Ma）の下半部にあたるとした。*Denticula kamtschatica*帯はAkiba（1986）の*Rouxia californica*帯＋*Neodenticula kamtschatica*帯に相当する。嵯峨山（1987）は当別層の７層準の珪藻化石を検討したが，その結果によれば当別層の最下部はKoizumi（1985）の*Denticulopsis kamtschatica*帯（6.6～5.1Ma），その主部は*Thalassiosira oestrupii*帯（5.1～3.7Ma）になる。Koizumi（1985）およびAkiba（1986）による化石帯の定義は若干の相違があるが，岡ほか（1990）および嵯峨山（1987）の珪藻化石解析結果をこれらに従い解釈すると，当別層の時代は後期中新世後半から鮮新世前半と結論づけられる。

材木沢層　Zaimokuzawa Formation

俊別背斜の東翼側から当別向斜中軸部にかけての範囲および正利冠向斜の中軸部に分布するが，一般には段丘堆積物におおわれ，地窓状の分布を示す。俊別背斜東翼の材木沢が露頭条件に比較的恵まれ模式ルートになるが，同ルートを中心に観察すると，層厚は650m+で岩相上，極細粒砂岩と泥岩の卓越する下部と礫～砂礫の卓越する上部に２分できることが分かる。下位の当別層との関係については整合または不整合の見解があるが（垣見, 1958;吾妻, 1962;外崎･赤松, 1984），当別層のルート柱状図をまとめ，材木沢層の下限が当別層のどの層準と接触するかという点について調べた結果，俊別背斜南部西翼では当別層上部が欠如していることが明らかになった。同様な指摘は外崎･赤松（1984）も行なっており，ほぼ不整合であるとみなされる。

下部は層厚300m+で，一般的に板状泥岩（極細粒砂・シルト・粘土が薄板状に互層），極細粒～細粒砂岩および両岩相の互層により構成され，そのうち砂岩はときにやや粗粒となり葉理がありバイオーターベーションを受けていることがある。丘陵南端部では局所的に乱堆積状の粗粒砂～砂礫相となる。下半部の板状泥岩・含礫泥岩・細粒砂岩中からはときに保存の悪い貝化石を産出する（赤松, 1984）。

上部は層厚350mで，主に葉理の発達した礫～砂礫より構成され，斜交葉理のある細粒～粗粒砂，砂質泥岩および細粒砂岩・板状泥岩互層などもともなう。

本層の下部は板状泥岩の割合が大きいことと含貝化石の様子などから，瀕海～潟湖（ラグーン）成の堆積物と判断できる。ただし，砂礫の卓越した乱堆積相よりなる丘陵南端部においては，近くにそのような現象をもたらすバリアやデルタの存在が考えられる。一方，上部は総体として河口～河川成堆積物の特徴を示す。このように下部から上部に移るにつれ，堆積環境は陸成化している。外崎･赤松（1984）および赤松（1984）はいわゆる“獅子内層（獅子内化石動物群を産する）”を材木沢層に含めている。材木沢層は上述したように，模式ルートを中心とした観察によれば層厚は650m+で下部が瀕海～潟湖成，上部が河口～河川成の堆積物であるとみなされ，外崎･赤松（1984）および赤松（1984）の全体が海成または浅海～瀕海成という判断は妥当ではない。さらに，赤松（1984）の材木沢層の上・中・下部の含貝化石群の間にはそれぞれ種数，絶滅種の有無および貝化石の保存状況などに明瞭な違いがあり，特に上部の含貝化石群（“獅子内化石動物群”）の違いが顕著である。さらに，“獅子内層”を含む伊達山層（高位段丘堆積物）と下位の材木沢層の間には構造差（地層傾斜）が見いだされる。以上のことから筆者は“獅子内層”は材木沢層に含めるべきではないと考える。本層の時代については，嵯峨山（1987）が模式ルート（材木沢）において，基底部の珪藻化石群集について，*Denticulopsis seminae bar. fossilis*帯（Koizumi, 1985;1.89～2.50Ma）であるとしている。この結果によれば，材木沢層基底部の時代は鮮新世末とみなされる。外崎･赤松（1984）および赤松（1984）は“獅子内層”の貝化石群を材木沢層に含めたため材木沢層の時代をほぼ前～中期更新世とみなしている。しかし，上述したように“獅子内層”の貝化石群は材木沢層には属さないもの

として取り扱うべきである。材木沢層の貝化石群（下部下半部に含まれる）は赤松（1984）によれば5種類が知られているが，このうち*Acila nakazimai*は北海道では上部鮮新統～下部更新統に産するという。以上のことから，本層の時代は鮮新世末～前期更新世とみなされる。

**伊達山層（高位段丘堆積物）**　Dateyama Formation (Higher terrace deposits)

模式地は当別川東岸丘陵（伊達山付近）であり，名称の由来は石井次郎の伊達山粘土層による（垣見, 1958）。垣見･植村（1956）の段丘堆積層の一部，垣見（1958）獅子内層・伊達山層・聚富段丘堆積層（雁皮沢面）を合わせたものまたは地蔵沢段丘堆積堆積層・聚富段丘堆積層（聚富面）のいずれかに相当し，高位段丘堆積物である。当別川の東西両岸，石狩丘陵南端の中～東部および同丘陵の北西部に分布している。俊別背斜など背斜構造の翼部では5°前後の傾斜を示し，活褶曲の証拠となる。層厚は20～45m+で，下位の材木沢層との関係は不整合である。

当別川東岸側では主に板状泥岩相よりなり，塊状泥岩相および礫～砂礫相をはさむ。板状泥岩相は植物破片・炭化木片に富み，まれに亜炭または炭質泥岩をともなうことがあるが，*Corbicula japonica*を産することもあり（矢野･石狩低地帯研究会, 1968;外崎･赤松, 1984;赤松, 1987），一部は汽水成とみなされる。礫～砂礫相は厚さが最大8mで凸レンズ状の断面形態を示す。礫は一般に径10cm大までの円～亜円礫で粘板岩・硬砂岩・チャート・花崗岩・珪岩などの先第三系岩石を主体とし，頁岩・泥岩など新第三系礫を含む。葉理が発達し泥岩薄層・砂と互層をなすこともあり，その断面形態と上方細粒化を示すことから判断して，蛇行を繰り返す河道堆積物と判断される。堆積場を総括的に考察すると潟湖（ラグーン）縁辺の河川が流入する所が復元できる。当別川西岸側ではそれぞれ5～10mの厚さの泥岩（塊状泥岩・板状泥岩）相，砂礫相および砂相の不規則な互層より構成される。泥岩相はまれに泥炭をはさむ。砂礫・砂相は一般に葉理が発達し，淘汰が極めて良好であり，ときに貝化石（“獅子内化石動物群”）を含み海浜成の様相を呈する。全体として，瀬海～潟湖成の堆積物とみなされる。垣見（1958）は石狩丘陵南端部で貝化石を含む未凝固で淘汰良好な海浜成砂礫・砂相を認め，それを“獅子内層”と呼んでいる。筆者はFig. Ⅶ-18に示すように，“獅子内層”は伊達山層の下部に含められるものとみなしており，同層を材木沢層の上部とする考え（外崎, 1983;外崎･赤松, 1984;赤松, 1984）や両層の構造は調和的であり，互いに近縁な関係にあるという考え（大島, 1971）を支持しない。

石狩丘陵南端部における本層中からは豊富な貝化石群が知られており，Oinomikado（1937），藤江（1958）および垣見（1958）は雁皮沢入り口の露頭で大量の貝化石（約70種）を採取し，これを“獅子内化石動物群（ファーナ）”と呼んでいる。赤松（1984）によれば，この露頭では川床の保存の悪い貝化石群とその上の崖中で化石床をなす殻の保存良好な貝化石群が採取でき，次のような特徴があるとしている。川床での貝化石群は，*Scapharca subcrenata*, *Patinopecten yessoensis*, *Swiftopecten swifti*, *Crenomytilus graya*

*nus*, *Callista brevishiphonata*, *Mya truncata*などが多い。化石床の貝化石群は二枚貝52種，巻貝28種，腕足類2種の計82種であり，そのうち*Acmae pallida*, *Homalopoma amussitatum*, *Mitrella bicincta*, *Acila insignis*, *Glycymeris yessoensis*, *Swiftopecten swifti*, *Cyclocardia isaotakii*, *Felaniella usta*, *Spisula voyi*, *Callista brevishiphonata*, *Saxidomus purpuratus*, *Myadora fluctuosa*などが多い。また，量的に少ないが，*Tugalina gigas*, *Scapharca subcrenata*, *Chlamys nippoensis*, *Phacosoma japonica*などの，いわゆる暖流系の種が産出するという。さらに，隣接の大沢のいくつかの露頭では*Patinopecten yessoensis*, *Swiftopecten swifti*, *Crenomytilus grayanus*, *Callista brevishiphonata*などを優占種として18種の保存の悪い貝化石が産出し，わずかではあるが絶滅種である*Profulvia kurodai*と現生種の*Chlamys nipponensis*の産出が注目されるという。その他本層については矢野･石狩低地帯研究会（1968）が植物化石（果実・種子・葉片）の検討を，外崎（1983）は花粉分析を行なっている。外崎（1983）の結果では温暖な気候が想定されている。

本層の時代については，下位の材木沢層（鮮新世末～前期更新世）とはかなり構造差があること，本層の貝化石群が現生種を主体としていることおよび植物化石から温暖な気候が想定されること，上位層（中位段丘堆積物）との関係などから，中期更新世の間氷期（ミンデルーリス間氷期）に位置づけるのが妥当である。

**中位段丘堆積物**　Middle terrace deposits

垣見（1958）の知津狩段丘堆積層と高岡段丘堆積層を合わせたものおよび外崎･赤松（1984）の石狩高岡層（赤松, 1984;1987の石狩太美層？）に相当する。主に正利冠向斜部および石狩湾岸沿いに分布する。層厚は0～15m+であるが，比較的厚く堆積する所では，下位より最下部砂礫層，下部泥層，上部砂礫層および最上部泥層という一連の層序が認められる（Fig. Ⅶ-19）。このうち，下部泥層は最大約6mに達するが，泥と極細粒砂が細かく互層したいわゆる“縞状泥相”であり，所により砂優勢で，ときに泥炭をはさむ。最下部・上部砂礫層と一部同時異相関係にあり，かつ両砂礫層が海浜成の特徴を示すことから，潟湖（ラグーン）堆積物とみなされる。最上部泥層は層厚1～4m前後で，全体として淡灰色～淡黄灰色を呈する砂（ときに軽石まじり）の火山灰質泥層である。基底部に厚さ30cm前後の火山灰層がはさまれるが（垣見, 1958;町田ほか, 1987），町田ほか（1987）は，火山ガラス・斜方輝石などの屈折率の測定から洞爺火山灰に同定している。

洞爺火山灰については奥村･寒川（1984）により，0.13±0.03Ma（ＦＴ）の年代値が報告されている。町田ほか（1987）は北海道内の他地域において本火山灰の上位に阿蘇火山灰（Aso-4，約７万年前に降下堆積）が存在すること，北海道東部で同じく下位に屈斜路第４火砕流堆積物（0.13±0.06Ma，ＦＴ）が存在することなどから，本火山灰層の実際の年代を13～7万年前としている。13万年前はリスーウルム間氷期の最盛期にあたり，洞爺湖火山灰を基底に含む最上部泥層の時代は同間氷期の末～ウルム氷期に相当すると考えら

れる。一方，最下部砂礫層，下部泥層および上部砂礫層はリスーウルム間氷期の海進に対応した堆積物であるとみなされる。外崎（1983）は最上部泥層に相当すると思われる泥層について花粉分析を行っている。本堆積物に対応する中位段丘面については，垣見（1958）により低位段丘群として知津狩段丘と高岡段丘が区別されているが，これらを区別する明瞭な地形変換部は認められず，地殻変動により変位をこうむった一続きの段丘面としてとらえられる。

**完新世堆積物**　Holocene deposits

主に石狩丘陵の南～南東側の低地および当別川流域に分布する。層厚は40m前後で，泥・砂・礫よりなり，所により表層に泥炭をともなう。その他，完新世に属する低位段丘とその堆積物も存在する場合があるが，詳しい調査は行なっていない。

## Ⅶ－4．地下地質　Subserface geology

低地帯下の地下地質については東西方向の５つの地質断面図（南からＡ－Ａ′，Ｂ－Ｂ′，Ｃ－Ｃ′，Ｄ－Ｄ′，Ｅ－Ｅ′）により考察を進める。

**Ａ－Ａ′断面**

恵庭市盤尻から千歳市協和（馬追丘陵南部）までの地質断面図であり，恵庭市街付近の3つの泉源（En-3:恵庭ヘルスセンター井, En-1:キリマンジャロ１号井, En-2:同２号井）および長都天然ガス調査井の坑井地質と協和付近での地表調査結果を対比した。その結果，まず馬追丘陵西縁で地層は急激に沈み込む構造が明らかになり，低地帯下では深度500～600m以下が後期中新世～鮮新世？の萌別層に対比され，同層中に東方山地（日高方向）からの堆積物よりなる厚い砂礫層（厚さ500m内外）が見いだされ，恵庭市街付近まで続くことが分かった。この砂礫層は恐らく，西に広がった海底扇状地堆積物とみなされる。その上の堆積物は中～下部更新統に対比したが，詳しい実態の解明は今後の課題である。最上部に支笏軽石流堆積物と完新世堆積物確認され，特に支笏軽石流堆積物は西方より流れ，低地帯の中央付近で消滅する。

**Ｂ－Ｂ′断面**

札幌市豊平区滝野から長沼市街付近（馬追丘陵北部）までの地質断面図であり，滝野付近・仁井別川上流部の地質調査結果，輪厚の阿部貞夫井（H-4），広島町竹山の竹山高原温泉井１号井（H-1）・同２号井（H-2）の坑井地質，竹山付近での地質調査結果，長沼市街付近の長沼町泉源（コミュニティセンター井）および同付近での地質調査結果を対比した。滝野付近で砥山層群および西野層が東に傾斜する層構造，竹山付近（野幌丘陵南部）での背斜構造および馬追丘陵西縁での急傾斜構造が明らかとなり，特に，馬追丘陵西縁では破砕帯をともなう大断層（スラスト）が発見され，その断層に接して追分層の直立～逆転構造が砂利取り場での観察から見いだされた。砂利取り場の直立した礫層は従来，川端層に対比されてきたが（「江別」図幅など），その下位に追分層の泥岩層が存在すること

が分かり，追分層中にはさまれる海底扇状地またはチャンネル（海底谷）堆積物と判断した。同礫層は長沼町泉源では深度910m以深において600m+の厚さを有している。追分層中の礫層に類似した砂礫質堆積物は恵庭市街付近と同様に竹山付近の地下にも存在している（H-2）。竹山付近より西ではこの堆積物は急激に尖滅し，H-4では深度1,000m付近にわずかに存在している。滝野付近では追分層は全体として，西野層に姿を変え，凝灰質または火山岩質となっている。竹山付近では上部に西野層の火山角礫岩が，下部に追分層の砂礫質堆積物が存在しており，西の札幌西南山地側の岩相と東の日高寄りの岩相が上下する関係が認められる。滝野～竹山地域では西野層－追分層の上に第四紀の裏の沢層・野幌層が計250m前後の厚さで重なり，東方の低地下では鮮新世清真布層および中～上部更新世堆積物および完新世堆積物が存在するが，地層の明瞭な区分は今後の課題である。なお，馬追丘陵西縁では段丘面が顕著に西へ傾く現象が見いだされるが，関連堆積物は厚さ15m前後でで石狩低地帯南東部の早来層（中期更新世ミンデルーリス間氷期）に対比されており（近藤･五十嵐, 1987），赤松（1987）は山根川層および北長沼層に区分し，山根川層を中期更新世，北長沼層は後期更新世としている。

C－C′ 断面

札幌市西岡（月寒丘陵）から岩見沢市幌向までの地質断面図であり，岡ほか（1992）で詳しく説明している。月寒丘陵および野幌丘陵でゆるい背斜構造をなしている。

D－D′ 断面

札幌市北区茨戸から北村市街付近までの地質断面図であり，岡ほか（1992）で詳しく説明している。西から茨戸背斜，俊別背斜および金沢背斜の構造が認められ，特に後の２つの背斜構間の向斜構造で材木沢層の下限が深度1,200m以上に達するのが注目される。

E－E′ 断面

当別町金沢付近の丘陵から幌向までの地質断面図であり，岡ほか（1992）で詳しく説明している。金沢付近に背斜状構造が認められるが，その東翼に西上がりの逆断層（当別断層）が存在し，材木沢層に600m程度の大きな変位を与えている。

## Ⅶ－５．石狩低地帯のテクトニクス　Tectonics of the Ishikari Depression

### A．第四紀（垂直）地殻変動　Vertiical movement of the crust during Quaternary

石狩低地帯の中で下部更新統の代表的な地層といえば，石狩丘陵南部に分布する材木沢層と野幌丘陵の裏の沢層があげられる。同層の厳密な年代設定についてはなお検討すべき内容が残されているが，ここではこれらの地層の下限が第四紀の始まりとみなして説明を行なう。これらの地層の主要な分布域について，下限の等深線図を描くとFig. Ⅶ-25のようになり，厚別と当別市街を結ぶゾーンを中心にした顕著な沈降構造の存在が明らかとなる。そこでの最大の沈降量は1,500mあまりに達しており，これが第四紀に進行した地殻変

動とすると，その平均変位速度は0.88m/1,000年であり，北海道付近では今のところ最大の値である。このような第四紀層下限についての等深線図は今のところ石狩低地帯北部においてしか描けていないが，低地帯中・南部ではFig. Ⅶ-20（Ａ－Ａ′断面）およびFig. Ⅶ-21（Ｂ－Ｂ′断面）などから600mあまりと推定される。

### B．ネオテクトニクス　Neotectonics

ここでは中期更新世以降の地殻変動に関わる地質構造を活構造（活断層・活褶曲）とみなし説明を行なう。

月寒丘陵から野幌丘陵にかけての地域では野幌層群上部の下限の年代が最終間氷期の始まりの頃（約13万年前）とみなされるが（Fig. Ⅶ-7），その垂直変位はFig. Ⅶ-26の等深線図から220mあまりと読み取れ，1.69m/1,000年の平均変位速度が算定でき，Ａで述べた第四紀変位速度の２倍以上である。このような地殻変動は活褶曲（段丘面の傾動）としてあらわれており，活断層は認められていない。類似の現象は石狩丘陵南部，馬追丘陵西側斜面などでも認められる。石狩低地帯で確実度Ⅰ・Ⅱの活断層は石狩丘陵南部の東縁（当別断層など），岩見沢南東丘陵西縁，馬追丘陵南部西縁などについて報告されている（活断層研究会, 1991）。当別断層のように第四紀の大きな地質断層と明らかに一致するものもあるが，その一部には地形変換線を認定したもの（石狩丘陵南部西寄りの地蔵沢断層）があり，逆に馬追丘陵の大地質断層（Fig. Ⅶ-21のＢ－Ｂ′断面）が検討されていないなど，なお吟味を要する。

### C．石狩低地帯の構造発達　Geotectonic development of the Ishikari Depression

以上述べたように，北海道の主要構造単元の境界部で，最近において地殻変動が活発に進行していることは意義深い。このような運動を支配したものとして，周囲の石狩炭田，樺戸山地および室蘭～札幌西南山地の基盤岩隆起ブロックの動きがまずあげられる。

石狩炭田ブロックの西縁は東傾斜の逆断層帯であり，一部にはスラスト構造も存在する。さらにこれを取り巻くように馬追丘陵および軽舞油田の右雁行背斜系列と安平・由仁・茂世丑の右雁行低地列が存在する。このような地質構造は，石狩炭田ブロックのの西方への突き上げ（東方からの圧縮）と，このブロックが南へ回転するような動き（右横ずれ）の存在を示す。一方，樺戸山地ブロックは石狩炭田ブロックより北に存在し，後者の東方からの突出に抗するように，東方への突き上げ（西方からの圧縮）を示す。ところで，樺戸山地ブロックは東西２つのブロックに分かれ，この間の当別川構造谷沿いには雁行状の褶曲構造が発達し，横ずれ的な動きが存在する。室蘭～札幌西南山地の西縁には右雁行背斜系列が存在し，ここでは東の低地側が右横ずれするような動きを生じている。なお，札幌付近の低地下の褶曲構造は東よりの圧縮を受け西急東緩を基本としている（土田, 1961a;b;c;吾妻, 1962）。

このように，石狩低地帯周辺部には右横ずれ成分のある差別的動きまたは回転運動が存在するが，これらは低地帯の沈降の動きと一体のものであると考えられる。大局的には千島弧外帯の西南西方向への突出にともない樺戸山地を中心とする西北海道構造区側が抵抗し，それらの相互作用の中で生じたのが石狩低地帯といえる。同様なことは滝川・深川盆地にもあてはまる。なお，石狩低地帯の第四紀地殻変動量が北海道付近で最大であることについては，鮮新世以降に強まったとされる日本海東縁部での西方からの圧縮運動が石狩低地帯にさらに付け加わったためであると判断される。

［第Ⅶ章関連文献］


吾妻 穣(1962):石狩低地帯の地下構造. 石油技術協会誌, 27, 135-172.

———(1966):茨戸油田史. 石油技術協会誌, 27, 135-172.

赤松守雄(1984):北海道石狩丘陵から産出する〝いわゆる獅子内動物群〟について. 道開拓記念館研究年報, 12, 1-33.

———(1987):石狩低地帯周辺地域丘陵の更新世温暖水系貝化石群集の層準とその特性. 地質学雑誌, 93, 809-821.

———·五十嵐八枝子·北川芳男·松下勝秀(1989):札幌の自然史. 新札幌市史第1巻·通史 3-122, 札幌市.

Akiba, F. (1986):Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the Pacific. *Init. Rept. Deep Sea Drill. Proj.*, 87, 393-481.

土居繁雄(1953):5万分の1地質図幅「白老」および同説明書. 37p., 北海道地下資源調査所.

———(1957):5万分の1地質図幅「樽前山」および同説明書. 51p., 北海道開発庁.

———(1959):5万分の1地質図幅「苫小牧」および同説明書. 14p., 北海道開発庁.

———·小山内 熙(1956):5万分の1地質図幅「石山」および同説明書. 54p., 北海道開発庁.

藤江 力(1958):新生代化石解説（28），洪積世・獅子内層産の貝化石（1．二枚貝化石）. 新生代の研究, 28, 28-44.

長谷川潔·小山内熙(1978):国富-定山渓地域の地質と鉱床－地質構造発達史を中心として－. 地下資源調査所調査研究報告, 5, 37p.

秦 光男·垣見俊弘·佐藤博之·松井 寛·松田武雄·須田芳朗·北島真理子(1974):20万分の1地質図「留萌」. 地質調査所.

北海道鉱業振興委員会編(1979):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和43～51年）－. 205p.

———(1990):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和52

～63年）－. 157p.

石田正夫・曽屋龍典・須田芳朗(1980):20万分の1地質図「札幌」. 地質調査所.

垣見俊弘(1958):5万分の1地質図幅「石狩」および同説明書. 47p., 地質調査所.

――――・植村 武(1956):5万分の1地質図幅「当別」および同説明書. 17p., 地質調査所.

――――・――――(1958):5万分の1「月形」および同説明書. 54p., 地質調査所.

勝井義雄(1959):支笏降下軽石堆積物について，特に支笏カルデラ形成直前の活動について. 火山第２集, 4, 33-48.

Katsui, Y. (1963):Evolution and magmatic history of some krakatoan calderas in Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, 11, 631-650.

北川芳男・赤松守雄・山田悟郎・矢野牧夫・三野紀雄(1979):野幌丘陵の地質. －特に西部地域を中心として－. 北海道開拓記念館調査報告, 17, 3-12.

――――・中村 斎・矢野牧夫・中田幹雄・三野紀雄・森田知忠・赤松守雄・山田悟郎・小林幸雄(1974):野幌丘陵周辺の第四紀に関する諸問題. 北海道開拓記念館研究年報, 3, 57-82.

――――・矢野牧夫・中田幹雄・三野紀雄・赤松守雄・山田悟郎・中村 斎・森田知忠・松下勝秀(1976):いわゆる“野幌層”について. 地下資源調査所報告, 48, 129-137.

Koizumi, I. (1973):The stratigraphy ranges of marine planktonic diatoms and diatom biostratigraphy in Japan. Mem. Geol. Soc. Japan, 8, 35-44.

――――(1985):Diatom biochronology for late Cenozoic Northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 91, 195-211.

小泉 格(1979):日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料, 20, 北海道石狩望来－古潭海岸地域. IGCP-114, National Working Group of Japan.

近藤 務・五十嵐八枝子(1987):北海道馬追丘陵北部のボーリング孔にみられる第四系. 松井愈教授記念論文集. 95-103.

輿水達司・赤松守雄・北川芳男(1988):北海道野幌丘陵の鮮新－更新統裏の沢層のフィッション・トラック年代. 地質学雑誌, 94, 461-463.

熊野純男(1970):支笏熔結凝灰岩の年令－日本の第四紀層の$^{14}$Ｃ年代（57）－. 地球科学, 24, 148-149.

町田 洋・新井房雄・宮内崇裕・奥村晃史(1987):北日本を広くおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 129-145.

正谷 清・藤田 実・新保久弥・秋葉文雄・工藤修二・青柳宏一・小村精一(1982):日本の石油・天然ガス資源「第Ｉ編　北海道」. 技術報告書, 1-92, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会.

松野久也・秦 光男(1960):5万分の1地質図幅「追分」および同説明書. 34p., 北海道開発庁.

――――・石田正夫(1960):5万分の1地質図幅「早来」および同説明書. 35p., 北海道開発庁.

———·田中啓策·水野篤行·石田正夫(1964):5万分の1地質図幅「岩見沢」および同説明書. 168p., 北海道開発庁.

松下勝秀(1971):5万分の1地質図幅「江別」および同説明書. 26p., 北海道立地下資源調査所.

———·藤田郁男·小山内 熙(1972):札幌・苫小牧低地帯およびその周辺山地の形成過程. 地質学論集, 7, 13-26.

森谷虎彦(1951):野幌丘陵付近の水理地質. 北海道地質要報, 17, 1-8.

長尾捨一·小山内 熙·石山昭三(1959):5万分の1地質図幅「恵庭」および同説明書. 31p., 北海道開発庁.

長尾 巧(1941):札幌－苫小牧低地帯(石狩低地帯). 矢部教授還暦記念論文集2巻, 677-694.

成田英吉·岡部賢二·石田正夫·池田国昭·丸茂克美·高田忠彦·桶屋光雄·尾形修一·根本隆文·佐川 昭·久保和也·村瀬 正·山口昇一·羽坂俊一·宮崎純一·矢島淳吉·太田英順·谷津良太郎·渡辺真治·木村 亨·熊谷なな子(1983):北海道せっ器粘土鉱床開発に関する研究－その１野幌地区－. 地質調査所月報, 34, 105-137.

———·山口昇一·村瀬 正·羽坂俊一·岡部賢二·丸茂克美·石田正夫·池田国昭·久保和也·高田忠彦·桶屋光雄·尾形修一·佐藤勝信·太田英順·佐川 昭·小笠原正継·矢島淳吉·根本隆文(1986):北海道せっ器粘土鉱床開発に関する研究－その４総括－. 地質調査所月報. 37, 1-30.

小原常弘(1969):石狩低地帯の深井戸検層図集. 地下資源調査所報告, 39, 79p.

Oinomikado, T. (1937):Molluscan Fossils from the Pleistocene Deposits of Sisinai in Tobetsu-mura Ishikari-gun, Hokkaido. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 41, 65-70.

岡 孝雄(1977):札幌市東部“厚別低地帯”の地下地質. 地下資源調査所報告, 49, 49-69.

———(1978):“厚別低地帯”北方地域の地下地質. 地下資源調査所報告, 50, 81-107.

———(1986):北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団研専報, 31, 295-320.

———(1992):石狩丘陵の上部新生界. 地下資源調査所報告, 63, 109-135.

———·輿水達司·高橋功二·秋葉文雄(1991):札幌市街下と西野地域の小樽内川層および西野層の時代と対比. 地質学雑誌, 97, 25-38.

———·秋田藤夫·菅 和哉·高見雅三(1992):江別市の地質と温泉資源. 106p., 江別市.

奥村晃史·寒川 旭(1984):洞爺火砕流（Tpfl）の分布と絶対年代. 火山第２集, 29, p. 388.

重川 守·近藤和也·早稲田 周(1990):北海道石狩北部地域の油・ガス田－その地球化学と地質的背景－. 石油技術協会誌, 55, 23-36.

大島和雄(1971):獅子内層産貝化石の新産地. 地質調査所道支所調査研究報告会講演要旨録, 22, 23-27.

大内 定(1980):活断層の調べ方. 北海道５万年史(郷土と科学No. 73～80), 80-94.

小山内 熙・松下勝秀・山口久之助(1974):北海道地盤地質図No. 1「札幌」. 北海道立地下資源調査所.

————・杉本良也・北川芳男(1956):5万分の1地質図幅「札幌」および同説明書. 64p., 北海道地下資源調査所.

嵯峨山積(1977):野幌丘陵南部竹山周辺の鮮新－洪積統の層序について. 地下資源調査所報告. 49, 81-88.

————(1987):北海道石狩丘陵南部新第三系の珪藻化石. 地下資源調査所報告, 58, 47-53.

————(1989):中央北海道, 石狩低地帯周辺の新第三系珪藻帯. 地下資源調査所報告, 60, 177-186.

佐々保雄・森谷虎彦(1951):北海道石狩国野幌丘陵の地質. 石油技術協会誌, 16, 236-251.

————・田中啓策・秦 光男(1964):5万分の1地質図幅「夕張」および同説明書. 184p., 北海道開発庁.

佐藤博之(1964):最近測定された北海道の火山活動に関する$^{14}$C年代測定. 地質ニュース, 178, 30- .

————・山口昇一・曽屋龍典・松田武雄・須田芳朗(1972):20万分の1地質図「苫小牧」. 地質調査所.

曽屋龍典・佐藤博之(1980):5万分の1地質図幅「千歳」および同説明書. 92p., 地質調査所.

杉本良也(1956):5万分の1地質図幅「銭函」および同説明書. p., 北海道地下資源調査所.

高橋功二・岡 孝雄・嵯峨山 積・山岸宏光(1980):北海道地盤地質図No. 2「野幌」および同説明書. 32p., 北海道立地下資源調査所.

外崎徳二(1983):石狩低地帯に於ける更新統の層序と対比. 北海道における更新世中期以降の海水準とネオテクトニクス（講演要旨集）, 12-15, 日本地質学会北海道支部.

————・赤松守雄(1984):石狩丘陵南部から発見された当別層と材木沢層との不整合について. 地下資源調査所報告, 55, 101-104.

土田定次郎(1961a):石狩平野中部における新第三系の地質構造（その１）. 石油技術協会誌, 26, 20-29.

————(1961b):石狩平野中部における新第三系の地質構造（その２）. 石油技術協会誌, 26, 51-56.

————(1961c):石狩丘陵中部における新第三系の地質構造（その３）. 石油技術協会誌, 26, 180-187.

対馬坤六・垣見俊弘・植村 武(1956):5万分の1地質図幅「厚田」および同説明書. 24p., 地質調査所.

通商産業省資源エネルギー庁(1974):昭和48年広域調査報告書（定山渓地域）. 47p.

Ujiie, H., Saito, Y., Kento, D. V., Thompson, P. R., Okada, H., Klein, G. V., Koizumi, I., Harper, H. E. and Sato, T. (1977):Biostratigraphy, Paleomagnetism and sedimentology of

Late Cenozoic sediments in northwestern Hokkaido, Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, Ser. C (Geol.), 3, 49-102.

山口昇一 (1960) : 5万分の1地質図幅「鵡川」および同説明書. p., 北海道開発庁.

————・五十嵐昭明・千葉義明・斉藤清次・西村 進 (1978) : 北海道有珠郡北湯沢地熱地域の熱水変質帯. 地質調査所報告, 259, 43-84.

矢野牧夫 (1983) : 野幌丘陵北部に分布するもみじ台層. 北海道開拓記念館研究年報, 11, 23-29.

————・石狩低地帯研究会 (1967) : 石狩平野の第四系から産出する植物遺体の概観. 第四紀研究, 7, 41-48.

————・山田悟郎 (1982) : 北海道野幌丘陵北部に分布する最終氷期堆積物の粘土層. 北海道開拓記念館研究年報, 10, 1-13.

[第Ⅶ章図表説明]

Fig. Ⅶ-1 Map showing Bouguer anomalies and the geological structure of Ishikari Depression and its vicinity (adapted from Oka, 1986).
A-A′～E-E′ show lines of geological sections.

Fig. Ⅶ-2 Geological section from Barato to Minenobu in the northern area of Ishikari Depression (after Omokawa et al., 1990).

Fig. Ⅶ-3 Geologic map of the Ishikari Depressin and its vicinity (adapted from the editorial committee of Nihon-no-chishitsu"Hokkaido" eds., 1990)

Fig. Ⅶ-4 Geologic map of the northern area of Ishikari Depression and the Sunagawa Depression (after Oka, 1992).
1:Holocene deposits 2:Shikotsu Purmice Flow Deposits 3:Middle to Late Pleistocene deposits 4:Zaimokuzawa Formation (Uranosawa F.) 5:Tohbetsu Formation (Nishino F., Kiyomappu F.・Oiwake F.) 6:Pyroclastic rock of Shintotsukawa Group 7:Mohrai Formation・Bannosawa F.・Atsuta F. (Middle and upper part of Shintotsukawa Group, Otarunaigawa F., Iwamizawa F.) 8: Lower part of Shintotsukawa Group 9:Neogene Basaltic rocks 10:Nishi-toppu Group (Kawabata F.) 11:Paleogene (Kabato Coal-bearing Formation) 12:Pre-Tertiary (Kumaneshiri Group・Betsukari-dake G.) 13:Anticlinal axis 14:Synclinal axis 15:Semi-dome 16:Semi-basin 17:Fault

Fig. VII-5 Geologic map of the Tsukisamu Hills and the northeastern hilly area of Lake Shikotsu.
1:Holocene fluvial deposits 2:Terrace deposits 3:Shikotsu Purmice Flow Deposits 4:Nopporo Group 5:Uranosawa Formation 6:Pliocene Volcanics 7:Nishino Formation 8:Toyama Group 9:Dip and strike of stratum 10:Hot water well 11:Water well 12:Geological cross section line

Fig. VII-6 Geological columns of the Nishino and Uranosawa Formations in the Takino area and the upper stream area of Niibetsu River.

Fig. VII-7 Generalized columnar section of the Nopporo Hills.

Fig. VII-8 Geologic map of the Nopporo Hills (after Oka et al., 1992).

Fig. VII-9 Structure contour map showing the lower limits of mudstone member of the lower part of Nopporo Group (after Oka, 1978).

Fig. VII-10 Geologic map of Central Sapporo and adjacent mountain areas (after Oka et al., 1991).
a:Holocene deposits b:Terrace and fan deposits c:Shikotsu Pumice Flow Deposits d:Pliocene to Early Pleistocene volcanic rocks e:Latest Miocene to Pliocene volcanic dykes and necks f:Nishino Formation( Latest Miocene to Early Pliocene) g:Otarunaigawa Formation h:Dip and strike of stratum i:Semi-dome and -basin structures j:Syncline k:Localities of geological columns l:Water wells (No. 1～5, 7, 8) m:Sampling localities for FT-dating
No. 6 shows test drilling for hot water resources. The broken line of A-B shows the line of geological section (Fig. VII-13).

Fig. VII-11 Generalized columnar section of Central Sapporo and adjacent mountain areas (after Oka et al., 1991).

Fig. VII-12 Geological columns showing stratigraphic succession in the Tsukiyama and Horaibashi section in the Nishino area and in the test drilling [No. 6 in Fig. VII-10] (after Oka et al., 1991).

1:Gravel 2:Sand and gravel 3:Coarse to very coarse sand(stone)
4:Fine to medium sand(stone) 5:Sandy mud(stone) 6:Mud(stone)
7:Hardshale 8:Peat or lignite 9:Lava and dyke 10:Volcanic breccia
11:Debris flow deposits 12:Pumice tuff 13:Fine tuff 14:Tuffaceous sand(stone) 15:Mudstone block 16:Alternation of a and b facies
17:Parallel-lamination 18:Cross-lamination 19:Channel
$\rho_{25}$ indicates that electrode spacing is 25cm.

Fig. VII-13 Geological cross section from Nishino to the center of Sapporo City (after Oka et al., 1991).

Fig. VII-14 Generalized columnar section of the southern area of Ishikari Hills (after Oka, 1992).

Fig. VII-15 Geologic map of the southern area of Ishikari Hills (after Oka, 1992)

Fig. VII-16 Geological cross sections of the southern area of Ishikari hills (after Oka, 1992).

Fig. VII-17 Locality map of outcrops (columnar sections) concerned with the Dateyama Formatiomn and the middle terrace deposits (after Oka, 1992).
a:Outcrops of the Dateyamae Formation, their numbers and researching route number b:Outcrop of the middle terrace deposits and its number
d:Outcrop of the Thoya Ash (in Machida et al., 1984)

Fig. VII-18 Basal part, "Shishinai Formation", of the Dateyama Formation in the Oho-sawa and Gampi-zawa (after Oka, 1992).

Fig. VII-19 Stratigraphical sequence of the middle terrace deposits (after Oka, 1992).
Toya Ash is presented in the base of uppermost mud member (UM).

Fig. VII-20 Geological cross section, A-A′ (from Banziri to Kyowa).

Fig. VII-21 Geological cross section, B-B′ (from Takino to Naganuma-onsen).

Fig. VII-22 Geological cross section, C-C′ (from Nishioka to Horomui).
This fig. is after Oka et al. (1992).

Fig. VII-23 Geological cross section, D-D′ (from Barato to Kita-mura).
This fig. is after Oka et al. (1992).

Fig. VII-24 Geological cross section, E-E′ (from Kanazawa to Horomui).
This fig. is after Oka et al. (1992).

Fig. VII-25 Structural contour maps of the lower limit of Zaimokuzawa Formation (after Oka et al., 1992).

Fig. VII-26 Structural contour map of the lower limit of upper part of Nopporo Group (after Oka, 1978).

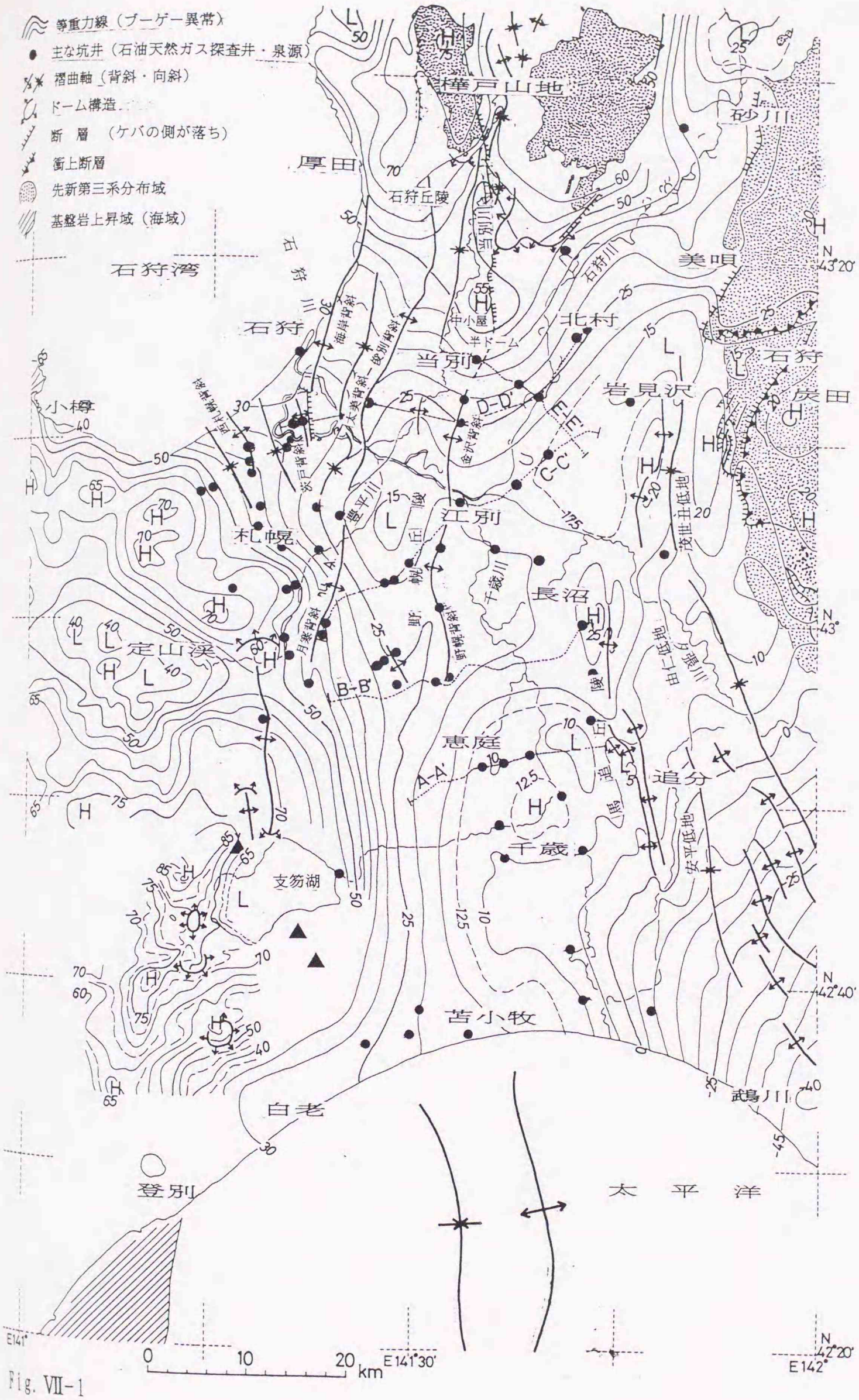
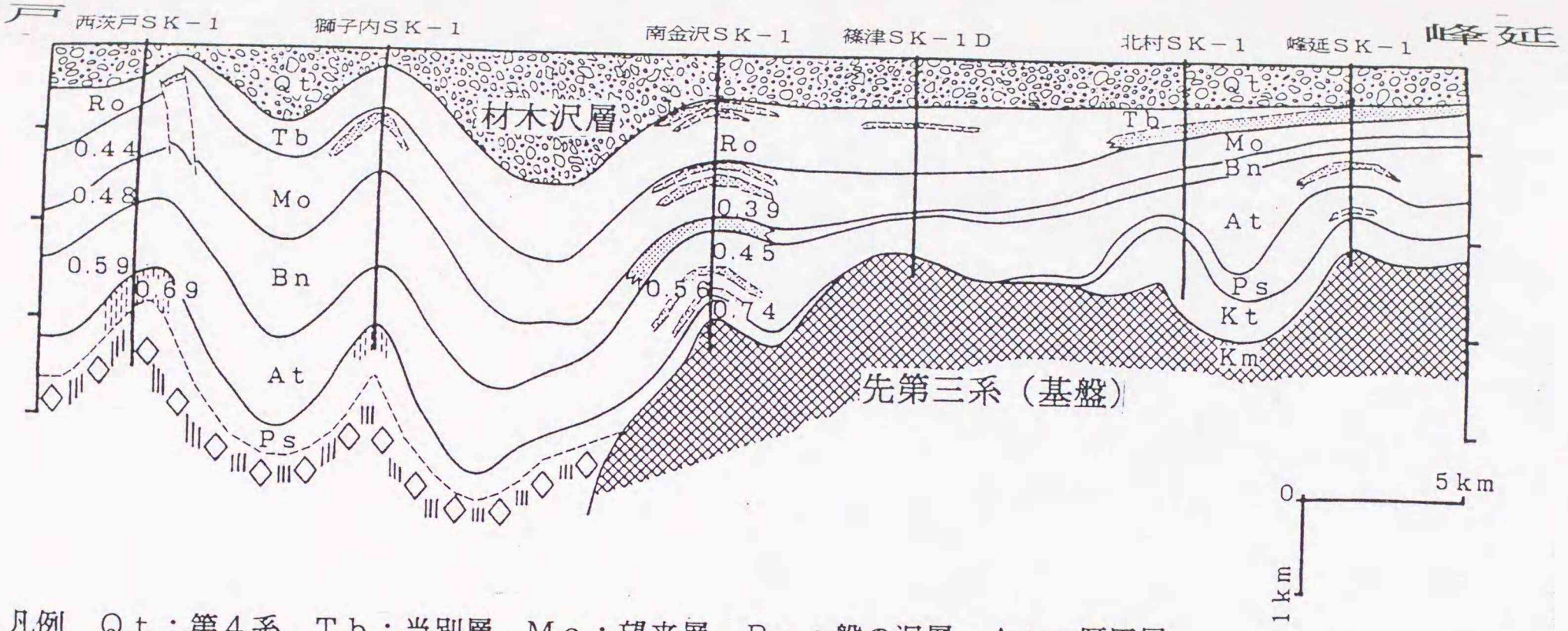



Fig. VII-1

Map showing Bouguer anomalies and the geological structure of Ishikari Depression and its vicinity (adapted from Oka, 1986).

A-A′～E-E′ show lines of geological sections.




凡例　Ｑｔ：第４系，Ｔｂ：当別層，Ｍｏ：望来層，Ｂｎ：盤の沢層，Ａｔ：厚田層，
Ｐｓ：奔須部都層，Ｋｔ：樺戸層相当層，Ｋｍ：限根尻層群相当層，
西茨戸ＳＫ－１と南金沢ＳＫ－１のＲｏ値は層準基底におけるビトリナイト反射率（％）

Fig. Ⅶ-2　Geological section from Barato to Minenobu in the northern area of Ishikari Depression (after Omokawa et al., 1990).




Fig. Ⅶ-3

Geologic map of the Ishikari Depressin and its vicinity (adapted from the editorial committee of Nihon-no-chishitsu"Hokkaido" eds.,1990)

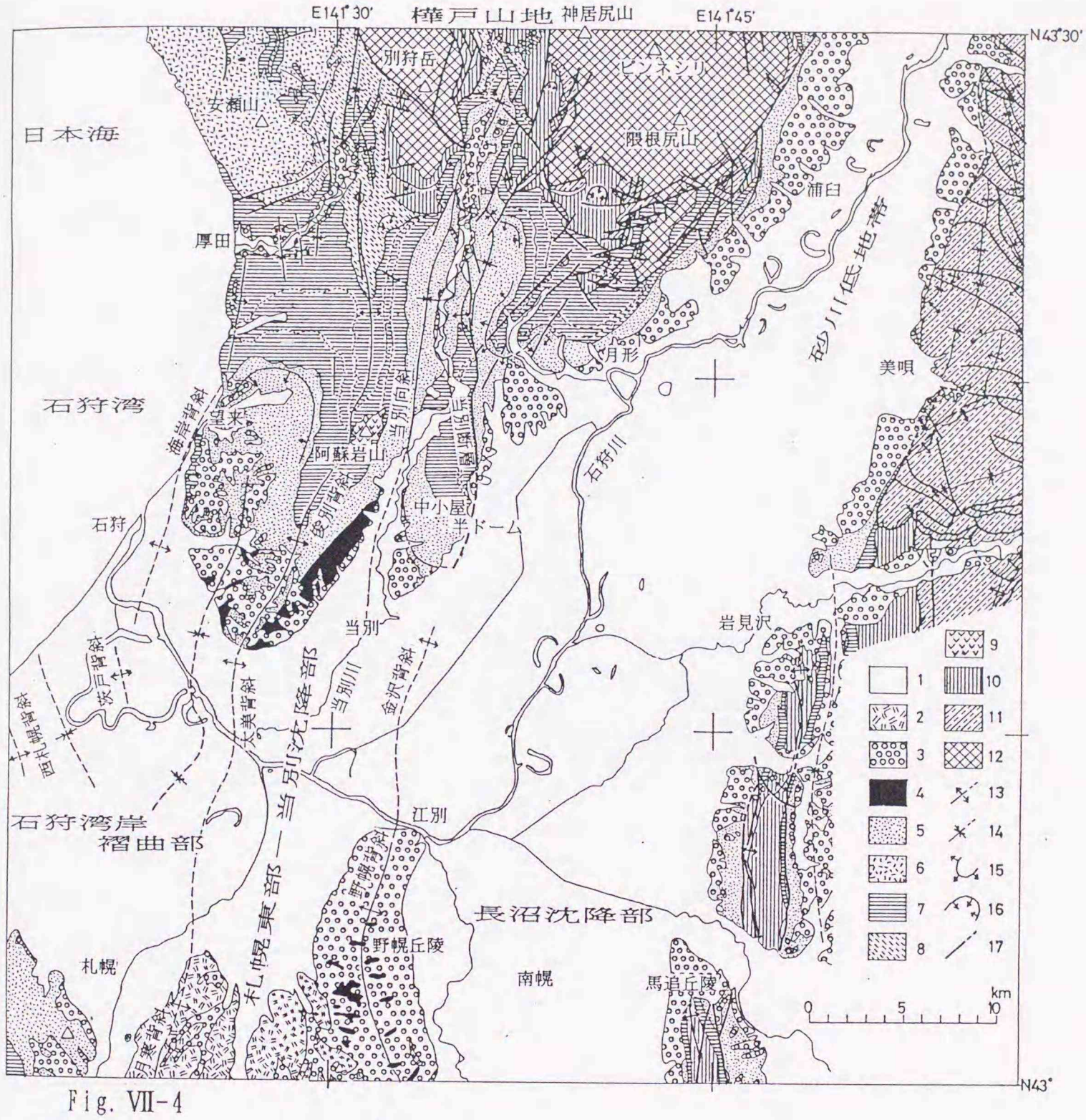



Fig. VII-4

Geologic map of the northern area of Ishikari Depression and the Sunagawa Depression (after Oka, 1992).

1:Holocene deposits 2:Shikotsu Purmice Flow Deposits 3:Middle to Late Pleistocene deposits 4:Zaimokuzawa Formation (Uranosawa F.) 5:Tohbetsu Formation (Nishino F., Kiyomappu F.・Oiwake F.) 6:Pyroclastic rock of Shintotsukawa Group 7:Mohrai Formation・Bannosawa F.・Atsuta F. (Middle and upper part of Shintotsukawa Group, Otarunaigawa F., Iwamizawa F.) 8: Lower part of Shintotsukawa Group 9:Neogene Basaltic rocks 10:Nishi-toppu Group (Kawabata F.) 11:Paleogene (Kabato Coal-bearing Formation) 12:Pre-Tertiary (Kumaneshiri Group・Betsukari-dake G.) 13:Anticlinal axis 14:Synclinal axis 15:Semi-dome 16:Semi-basin 17:Fault

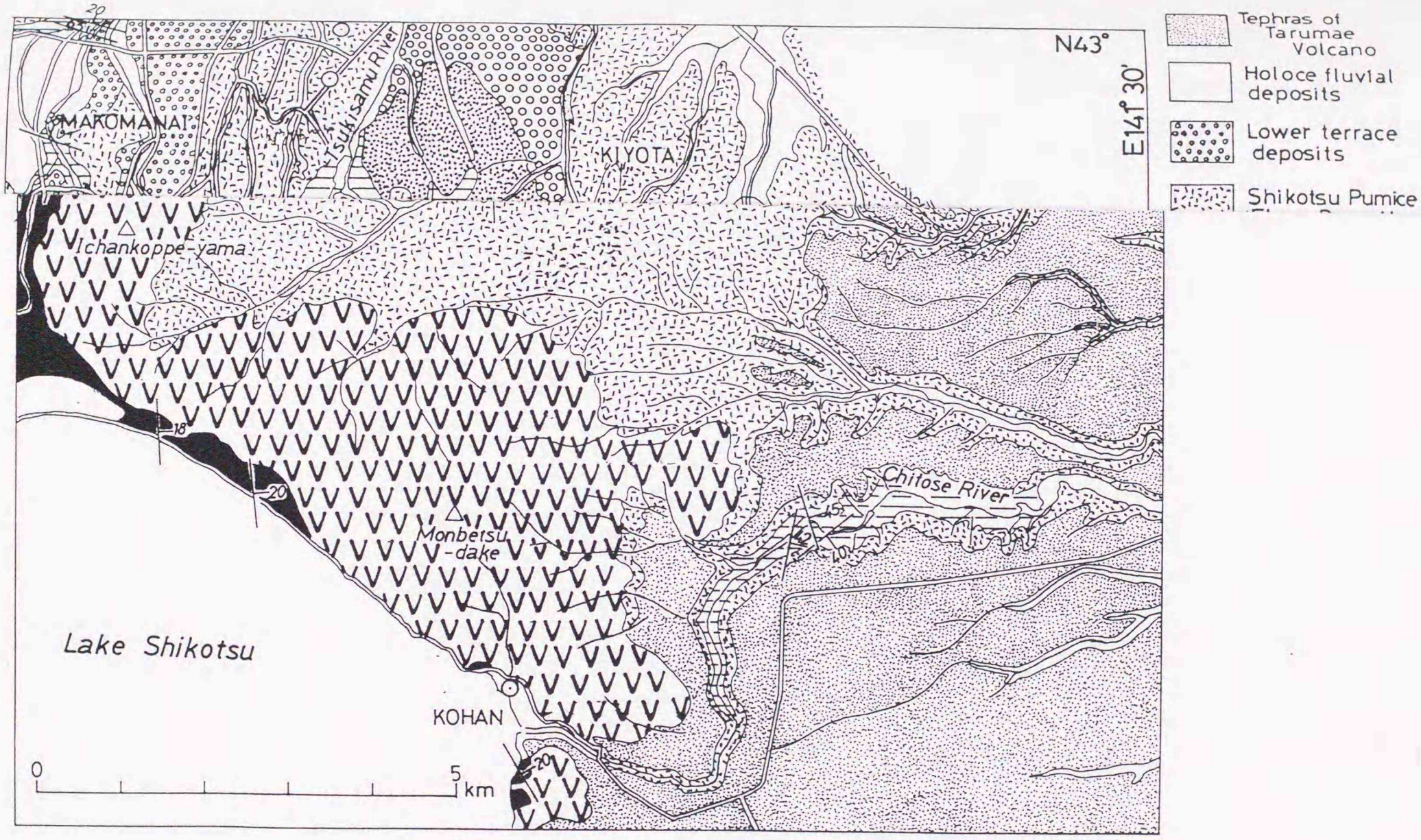
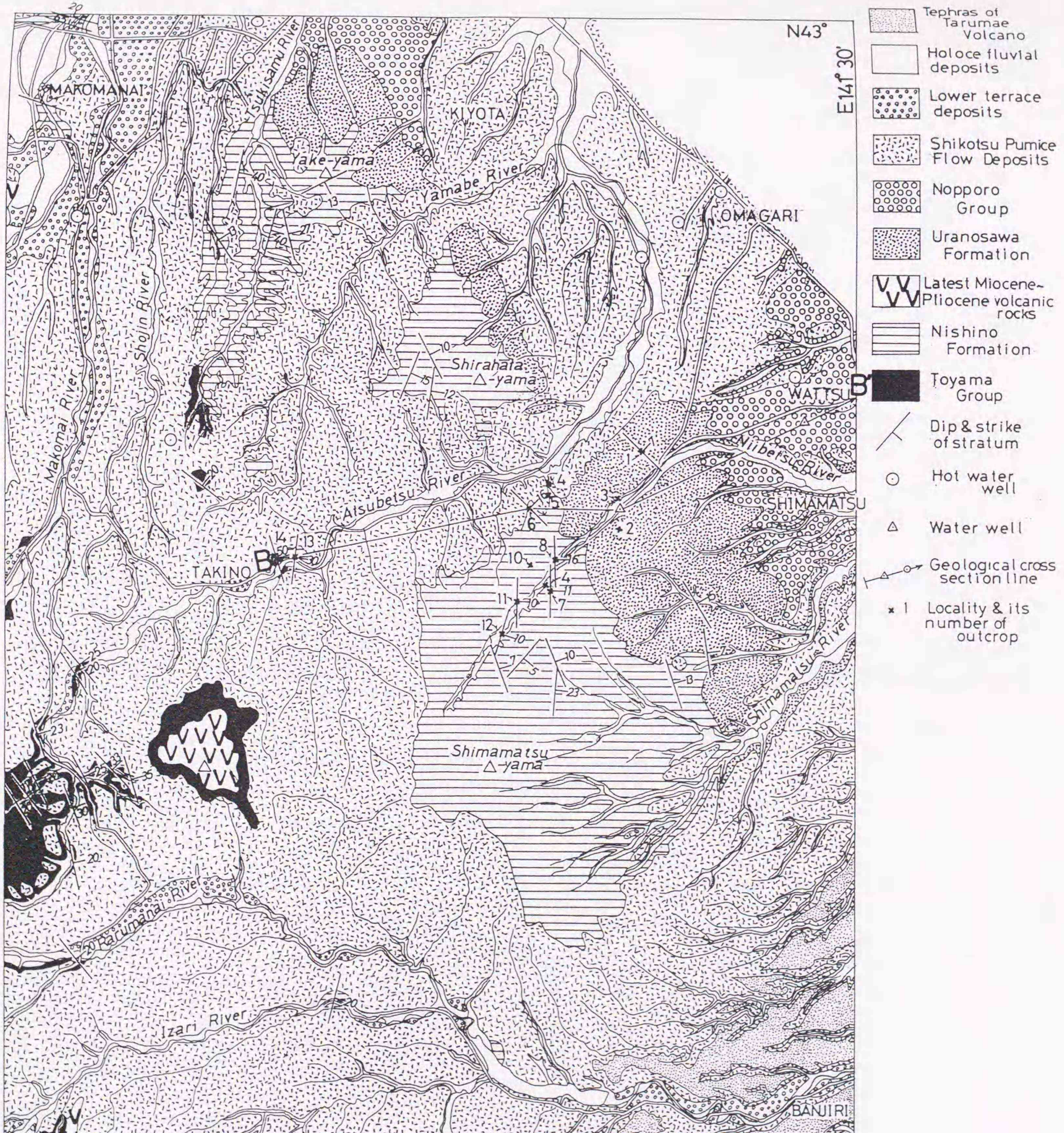



Fig. VII-5 Geologic map of the Tsukisamu Hills and the northeastern hilly area of Lake Shikotsu.


N43°
E141°30'
MAKOMANAI
KIYOTA
OMAGARI
WATTSU
SHIMAMATSU
TAKINO
BANJIRI
Yake-yama
Yamabe River
Shirahata △-yama
Shimamatsu △-yama
Sukisamu River
Shojin River
Makomai River
Atsubetsu River
Nibetsu River
Shimamatsu River
Tarumanai River
Izari River
A
B
A'
B'
Tephras of Tarumae Volcano
Holoce fluvial deposits
Lower terrace deposits
Shikotsu Pumice Flow Deposits
Nopporo Group
Uranosawa Formation
Latest Miocene~Pliocene volcanic rocks
Nishino Formation
Toyama Group
Dip & strike of stratum
Hot water well
Water well
Geological cross section line
× 1 Locality & its number of outcrop

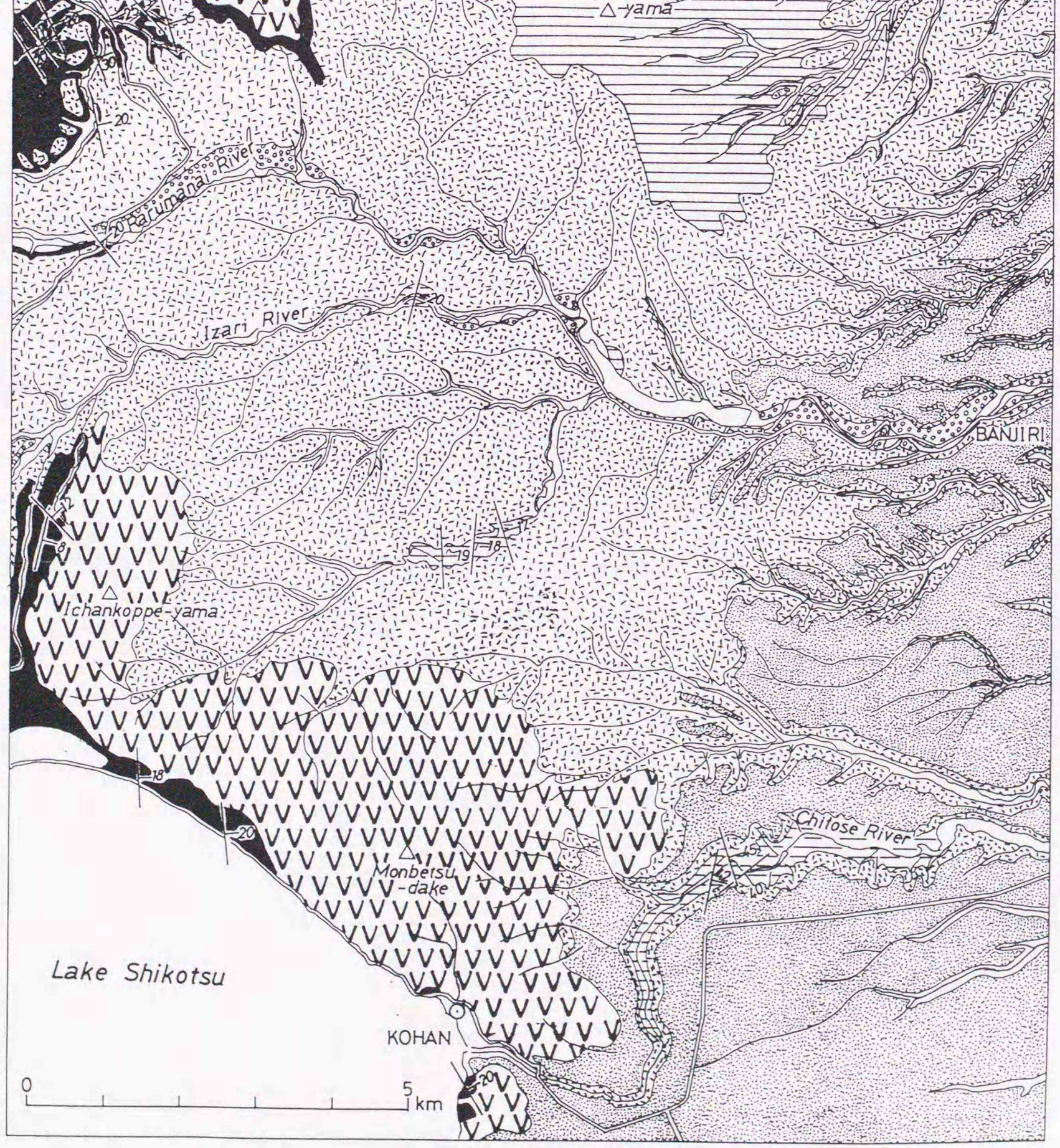



Fig. VII-5 Geologic map of the Tsukisamu Hills and the northeastern hilly area of Lake Shikotsu.

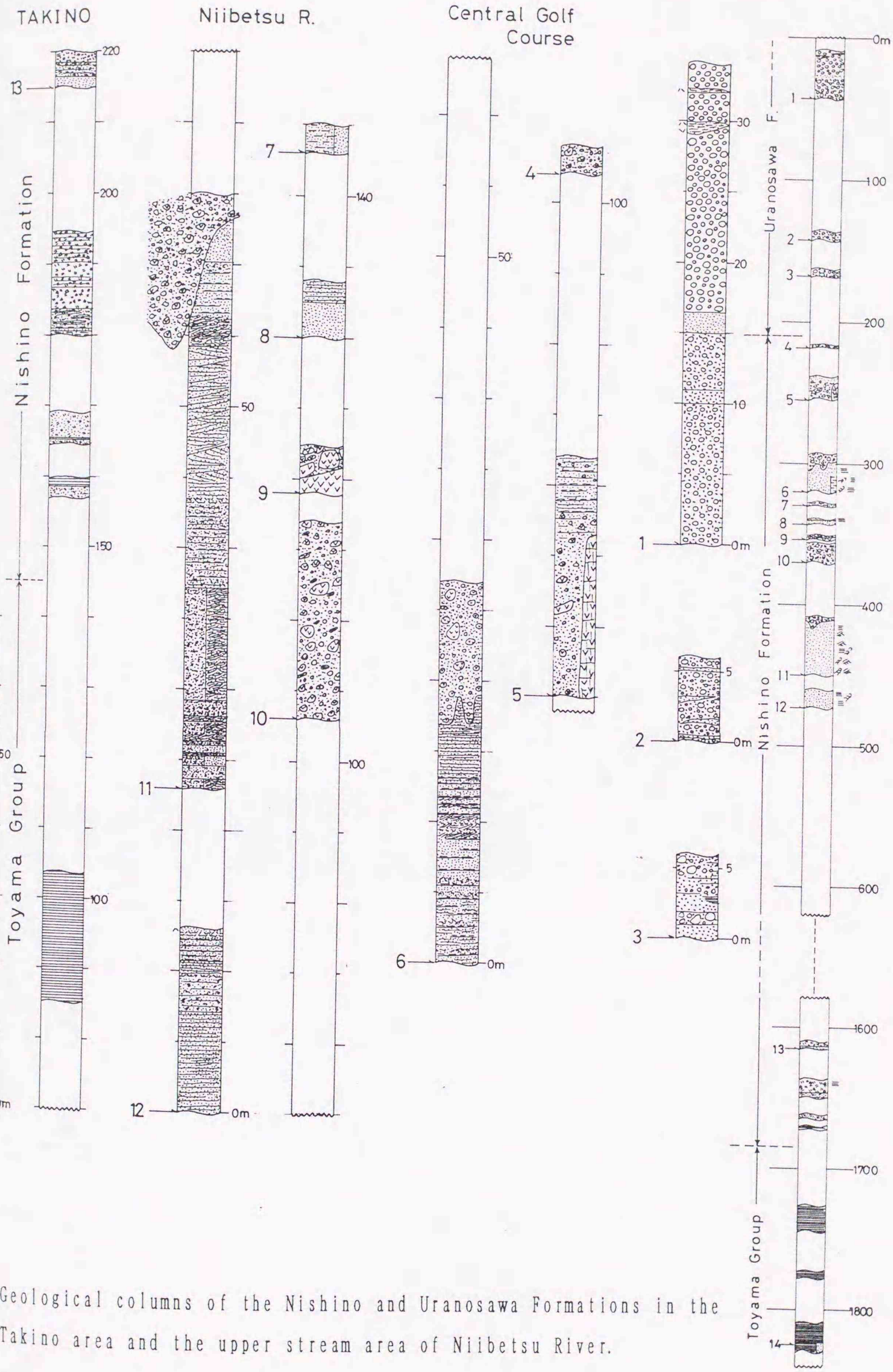



Fig. VII-6 Geological columns of the Nishino and Uranosawa Formations in the Takino area and the upper stream area of Niibetsu River.

| 絶対年代（万年） | 地質時代 | | 地層名 | 柱状図 | 層厚（m） | 岩相と化石 | 年代測定など<br>1Ma＝100万年　y.B.P.：紀元前 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 第四紀 | 完新世 | 完新世堆積物 | | 0～50 | 最上部泥炭・泥層　5～10m<br>上部砂層　5～15m<br>下部泥層　20～40m<br>基底砂礫層　5～10m | |
| 2 | 第四紀 | 更新世 後期 | 厚別砂礫層　広島砂礫層　江別砂層（元野幌粘土層）<br>支笏軽石流堆積物（Spfl） | | 3±15±<br>0～20+ | 軽石質砂礫（支笏軽石流の再堆積物）　火山灰質砂（支笏軽石流起源の内陸砂丘堆積物）<br>一部で火山灰質粘土をともなう（元野幌粘土層）<br>軽石質火山灰 | 元野幌粘土層（江別砂層直下）$^{14}$C年代<br>$28,850^{+1,500}_{-1,400}$y.B.P.（北川ほか、1974）<br>支笏軽石流堆積物$^{14}$C年代<br>$28,770^{+2,490}$y.B.P.（山口ほか、1978）<br>$30,400^{+3,400}_{+2,400}$y.B.P.（熊野、1970）<br>31,900±1,700y.B.P.（佐藤、1969） |
| 3 | 第四紀 | 更新世 後期 | 野幌層群 上部（小野幌層） | | 0～11+ | 火山灰質泥<br>砂礫<br>泥（縞状・塊状・泥炭質） | $^{14}$C年代<br>$32,190^{+2,650}_{-1,990}$y.B.P.（北川ほか、1974）<br>$35,460^{+4,170}_{-2,730}$y.B.P.（北川ほか、1979）<br>33,200y.B.P.＜（北川ほか、1976）<br>厚真降下火山灰層［洞爺火山灰層FT年代<br>…0.13±0.03Maに対比］？ |
| 4 | 第四紀 | 更新世 後期 | 野幌層群 上部（もみじ台層） | | 0～10 | 砂～砂礫‥‥泥をはさむ<br>貝化石群　Crassostrea / Chlamys / Phacosoma / Spisula | |
| 15 | 第四紀 | 更新世 中期 | 野幌層群 下部（下野幌層） | | 0～70 | 主部泥岩層（板状泥岩、砂～砂礫・塊状泥岩・亜炭をともなう）　Crassostrea（カキ）<br>基底砂礫層　汽水棲貝化石　Corbicula（シジミ）<br>寒流系貝化石群［巻貝15・二枚貝26・腕足類1種］（赤松ほか、1989） | |
| 70 | 第四紀 | 更新世 前期 | 裏の沢層（材木沢層） | | 90+（300） | 火山ガラス質極細粒～中粒砂<br>同上　細互層<br>凝灰質泥岩 | ←軽石質砂礫層（瑞穂池）‥‥‥FT（ジルコン）<br>FT年代1.46±0.23Ma（奥水ほか、1988） |
| 200 | 新第三紀 | 鮮新世 | 当別層 | | 700～900 | 地下に存在　泥岩主体で砂岩との互層部あり、ときに凝灰岩をはさむ | |
| 500 | 新第三紀 | 後期中新世 | 望来層 | | 600 | 泥岩主体で砂岩互層部あり（泥岩密度1.8～1.9以上に変化） | |
| 800 | | | | | | | |

Fig. Ⅶ-7　Generalized columnar section of the Nopporo Hills.

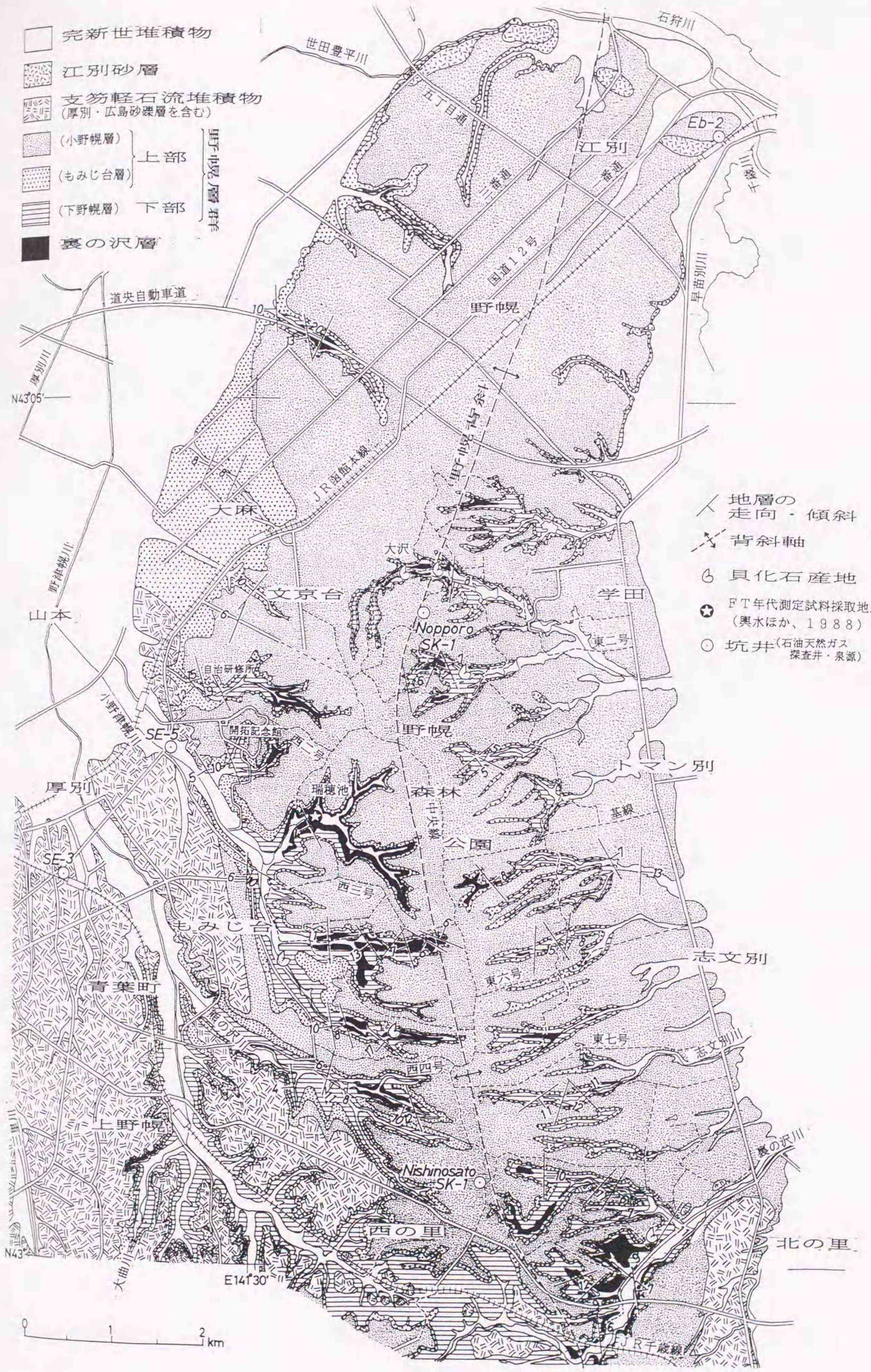



Fig. Ⅶ-8 Geologic map of the Nopporo Hills (after Oka etal.,1992).

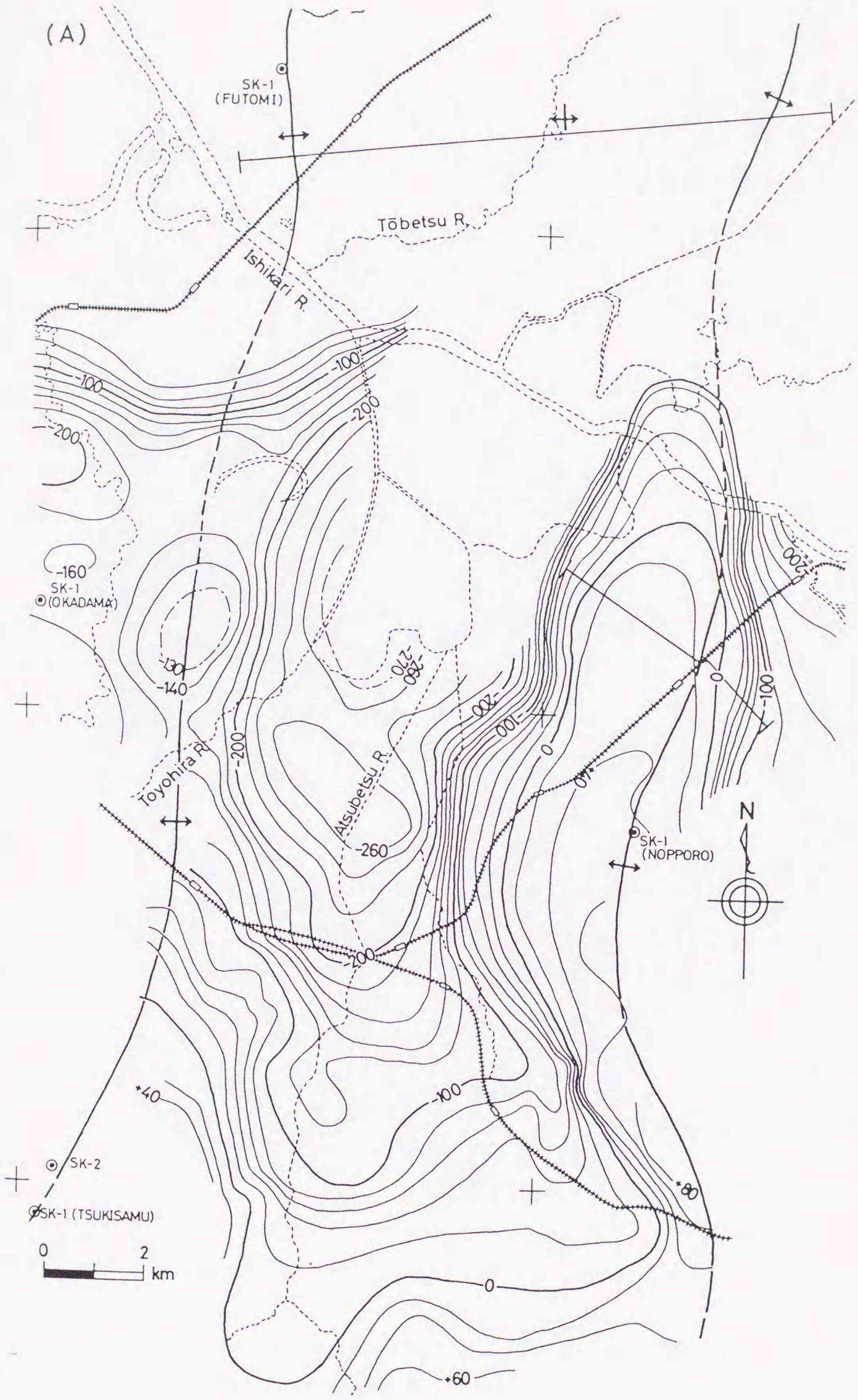



Fig. Ⅶ-9

Structure contour map showing the lower limits of mudstone member of the lower part of Nopporo Group (after Oka, 1978).

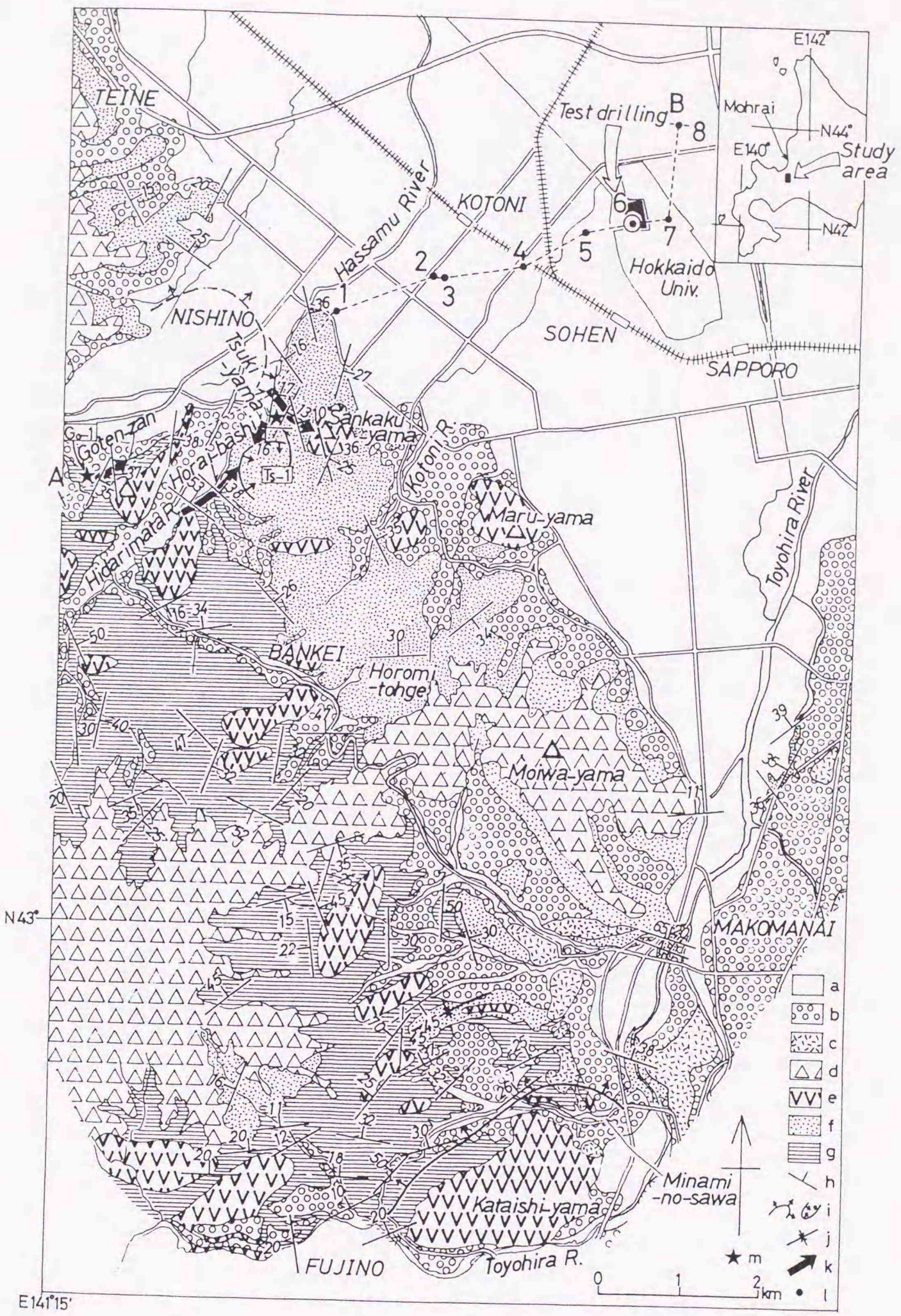



Fig. Ⅶ-10 Geologic map of Central Sapporo and adjacent mountain areas (after Oka et al.,1991).

a:Holocene deposits b:Terrace and fan deposits c:Shikotsu Pumice Flow Deposits d:Pliocene to Early Pleistocene volcanic rocks e:Latest Miocene to Pliocene volcanic dykes and necks f:Nishino Formation( Latest Miocene to Early Pliocene) g:Otarunaigawa Formation h:Dip and strike of stratum i:Semi-dome and -basin structures j:Syncline k:Localities of geological columns l:Water wells(No.1～5,7,8) m:Sampling localities for FT-dating

No.6 shows test drilling for hot water resources. The broken line of A-B shows the line of geological section(Fig. Ⅶ-13).

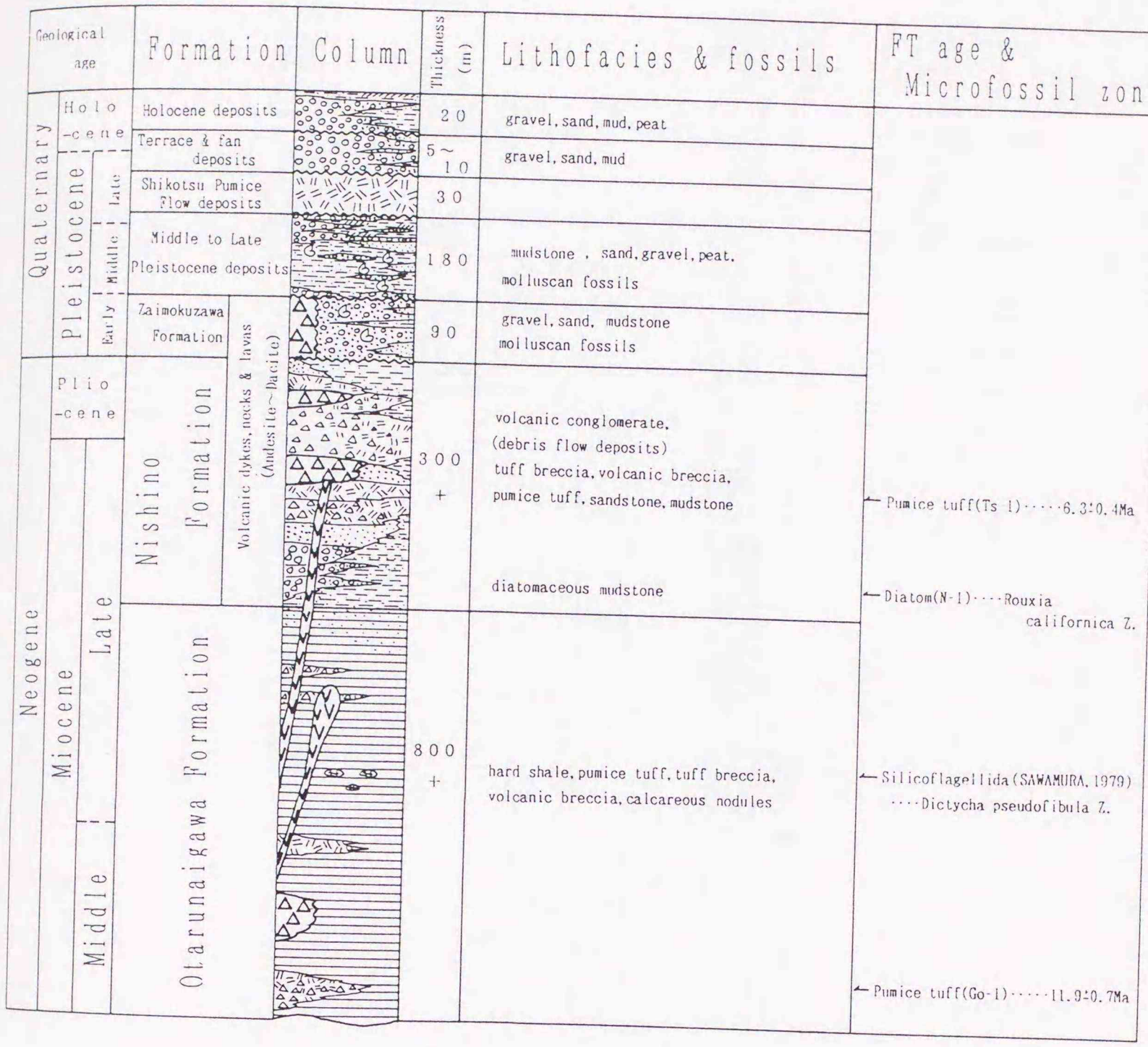



Fig. Ⅶ-11 Generalized columnar section of Central Sapporo and adjacent mountain areas (after Oka et al., 1991).

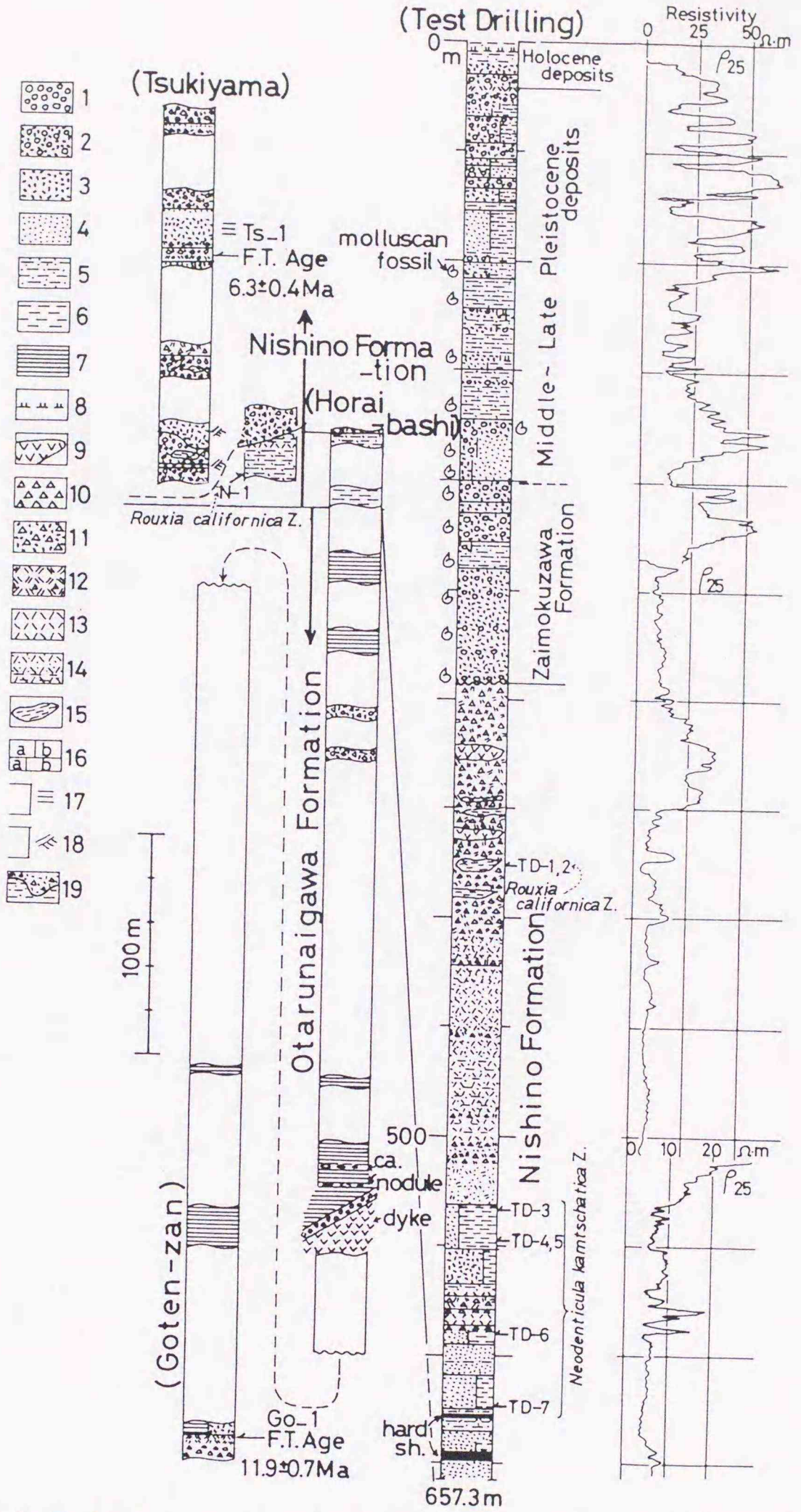



Fig. Ⅶ-12 Geological columns showing stratigraphic succession in the Tsukiyama and Horaibashi section in the Nishino area and in the test drilling [No.6 in Fig. Ⅶ-10](after Oka et al.,1991).

1:Gravel 2:Sand and gravel 3:Coarse to very coarse sand(stone) 4:Fine to medium sand(stone) 5:Sandy mud(stone) 6:Mud(stone) 7:Hardshale 8:Peat or lignite 9:Lava and dyke 10:Volcanic breccia 11:Debris flow deposits 12:Pumice tuff 13:Fine tuff 14:Tuffaceous sand(stone) 15:Mudstone block 16:Alternation of a and b facies 17:Parallel-lamination 18:Cross-lamination 19:Channel

$\rho_{25}$ indicates that electrode spacing is 25cm.

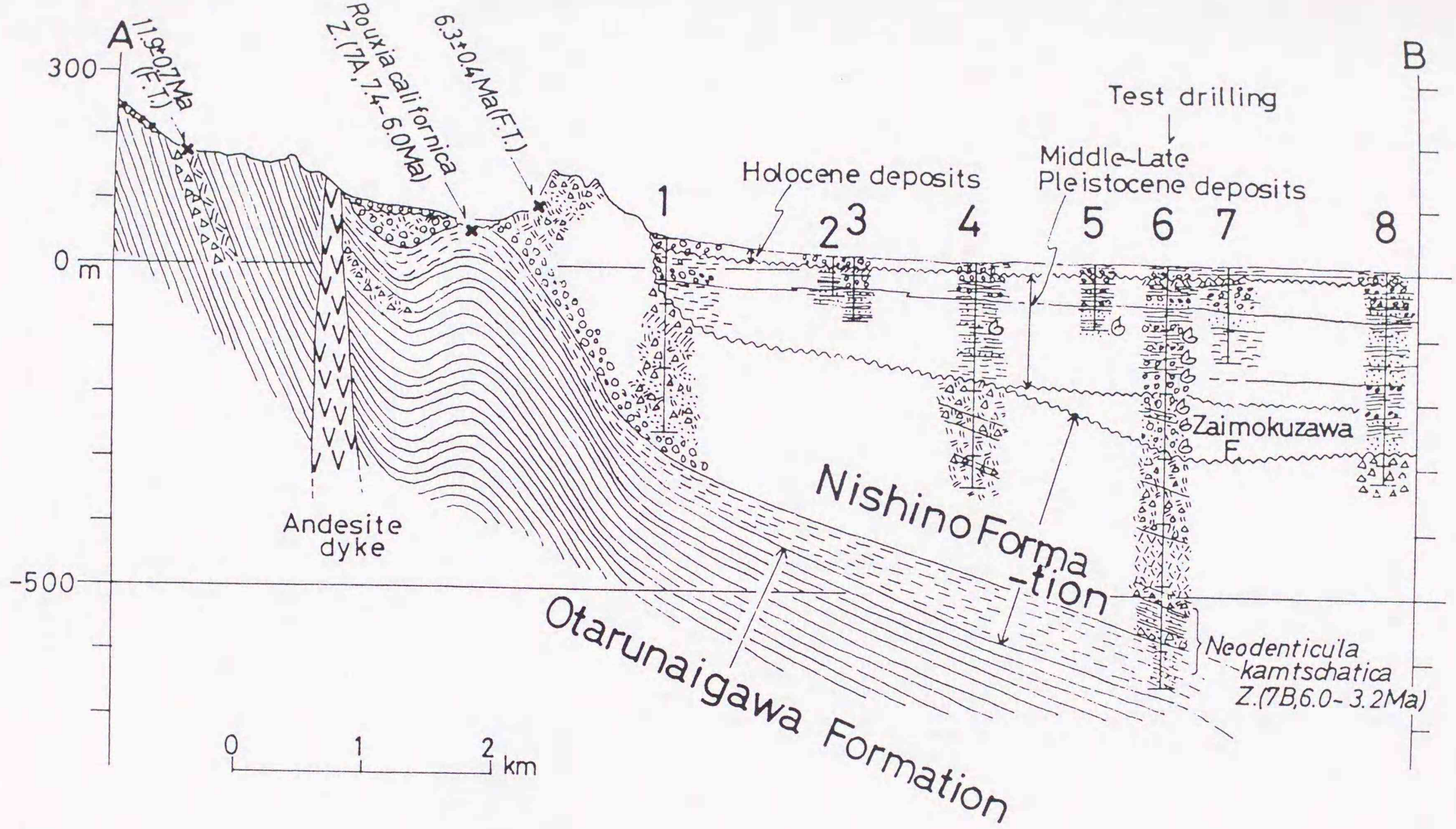



Fig. Ⅶ-13 Geological cross section from Nishino to the center of Sapporo City (after Oka et al., 1991).

| Geological age | | | Formation | | Column | thickness (m) | Lithofacies & fossils | FT age & microfossil zone |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Quaternary | Holocene | | Holocene deposits | Ho | | 40± | gravel, sand, mud, peat | |
| Quaternary | Pleistocene | Late | Middle terrace deposits | Tm | | 5~10 | Uppermost mud member<br>Upper sand & gravel member<br>Lower mud member Lowermost sand & gravel member | ←Tohya Ash (MACHIDA et al., 1987)<br>····0.13±0.03Ma[FT]<br>(OKUMURA & SANKAWA, 1984) |
| Quaternary | Pleistocene | Middle | Dateyama Formation (Higher terrace deposits) | Da | | 25~70 | gravel, sand, platy mudstone & sandy mudstone<br>←"Shishinai Fauna" (molluscan fossils) | |
| Quaternary | Pleistocene | Early | Zaimokuzawa Formation | Upper part | | 650+ | (OINOMIKADO, 1937; FUJIE, 1958; KAKIMI, 1958; AKAMATSU, 1984)<br>gravel, sand, sandy mudstone, mudstone | |
| Quaternary | Pleistocene | Early | Zaimokuzawa Formation | Za Lower part | | | platy mudstone / very fine~fine sandstone } alternation<br>slumping<br>←molluscan fossils ····Acila nakajimai etc. (AKAMATSU, 1984) | ←diatom fossils····<br>D. s. v. f. Z (SAGAYAMA, 1987) |
| Neogene | Pliocene | | Tohbetsu Formation | Upper part | erosion | 700 | very fine sandstone (muddy, bioturbated)<br>} very fine~fine sandstone (key bed) | diatom fossils····<br>T. o. Z. (SAGAYAMA, 1987) |
| Neogene | Pliocene | | Tohbetsu Formation | To Middle part | | | ←$K_3$-tuff very fine sandstone (muddy, bioturbated) | |
| Neogene | Pliocene | | Tohbetsu Formation | Lower part | | | sandy mudstone<br>mudstone<br>diatomaceous mudstone | diatom fossils····<br>R. c. Z. (OKA et al., 1991)<br>D. k. Z. (SAGAYAMA, 1987) |
| Neogene | Late Miocene | | Mohrai Formation | Mo | | 300+ | hard shale / diatomaceous mudstone } alternation<br>hard shale<br>concretions (molluscan fossils) | |

KOIZUMI (1985):
D. s. v. f. Z. (Denticulopsis seminae var. fossils Zone)····2.5~1.89Ma
T. o. Z. (Thalassiosira oestrupii Zone)····5.1~3.7Ma
D. k. Z. (Denticulopsis kamtschatica Zone)····6.6~5.1Ma

AKIBA (1986):
R. c. Z. (Rouxia californica Zone)····7.4~6.0Ma

Fig. Ⅶ-14 Generalized columnar section of the southern area of Ishikari Hills (after Oka, 1992).

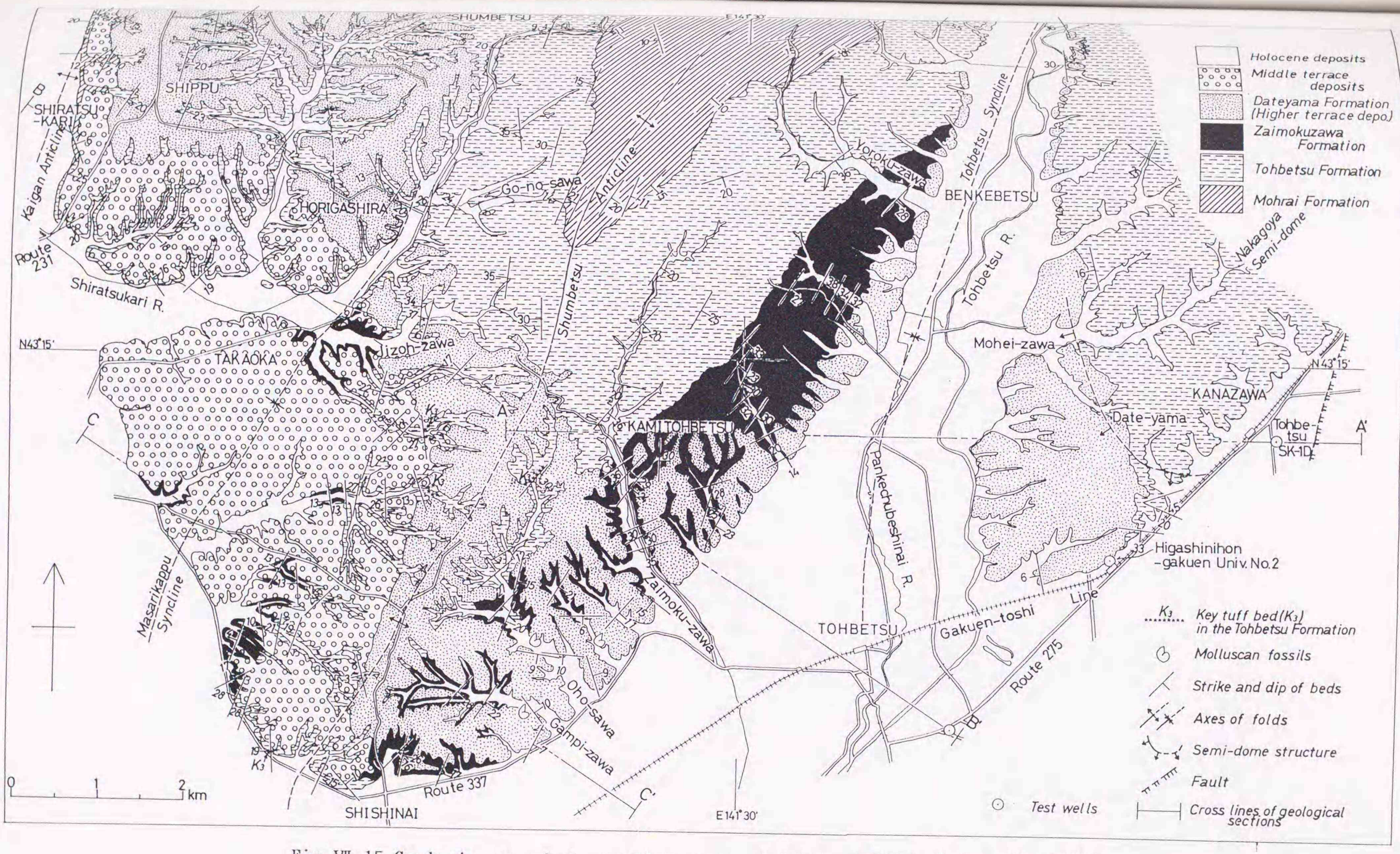



Fig. Ⅶ-15 Geologic map of the southern area of Ishikari Hills (after Oka, 1992)

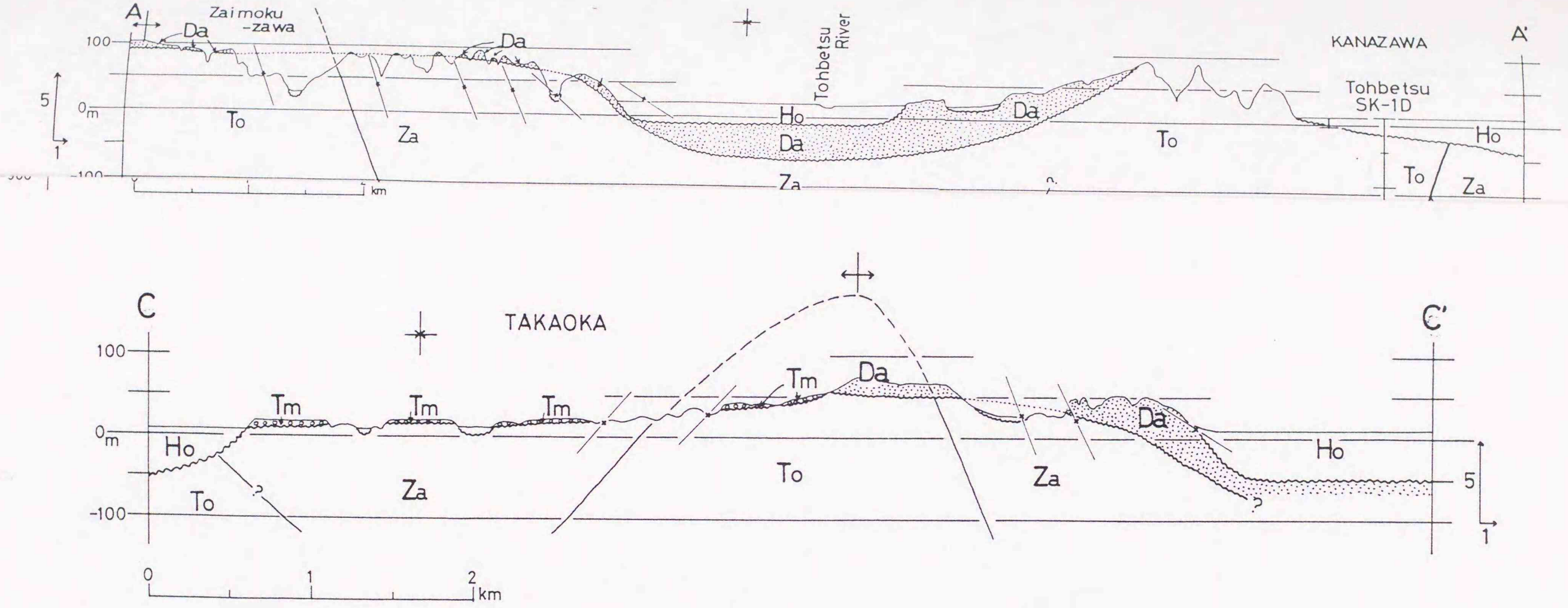
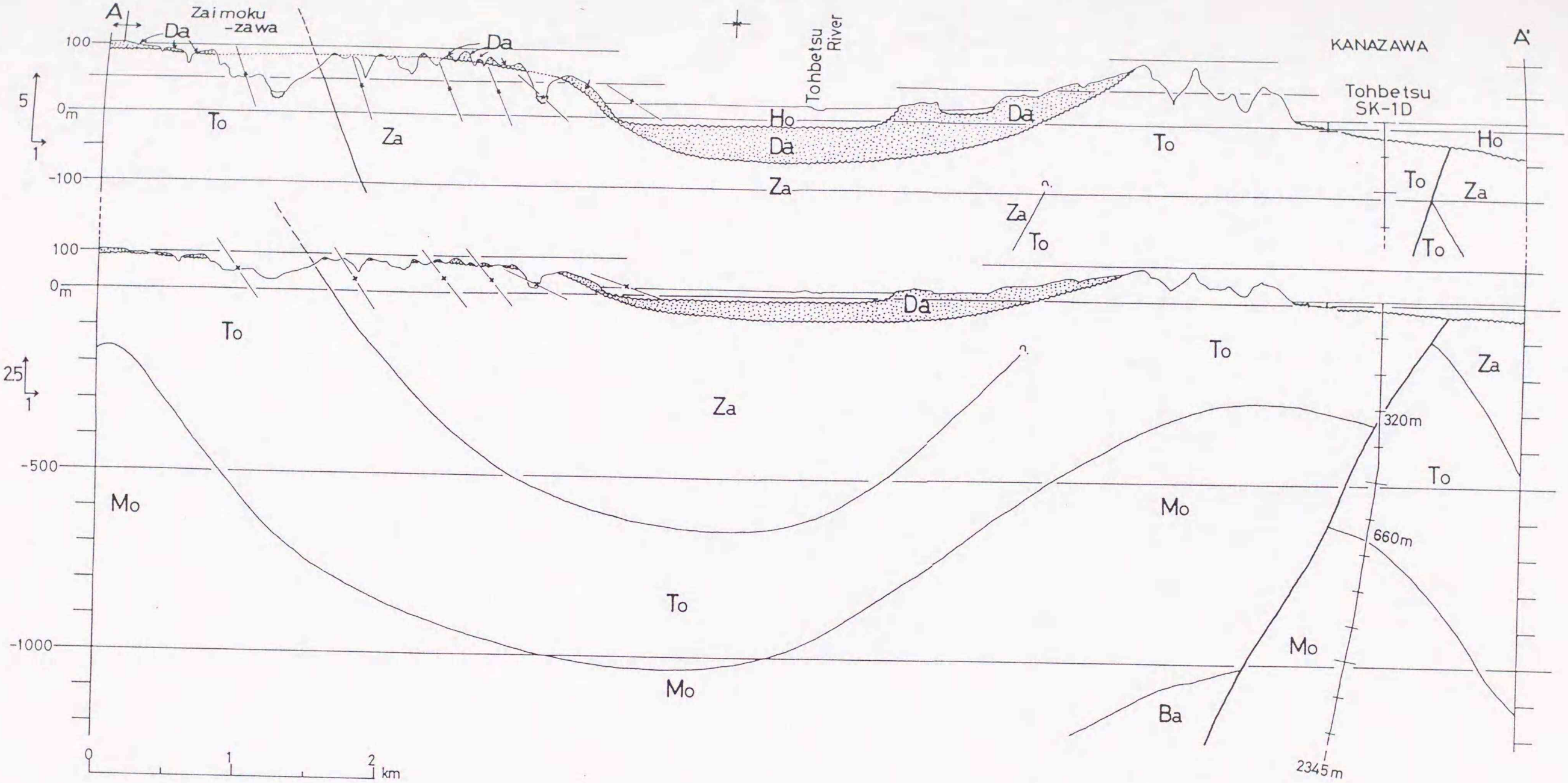
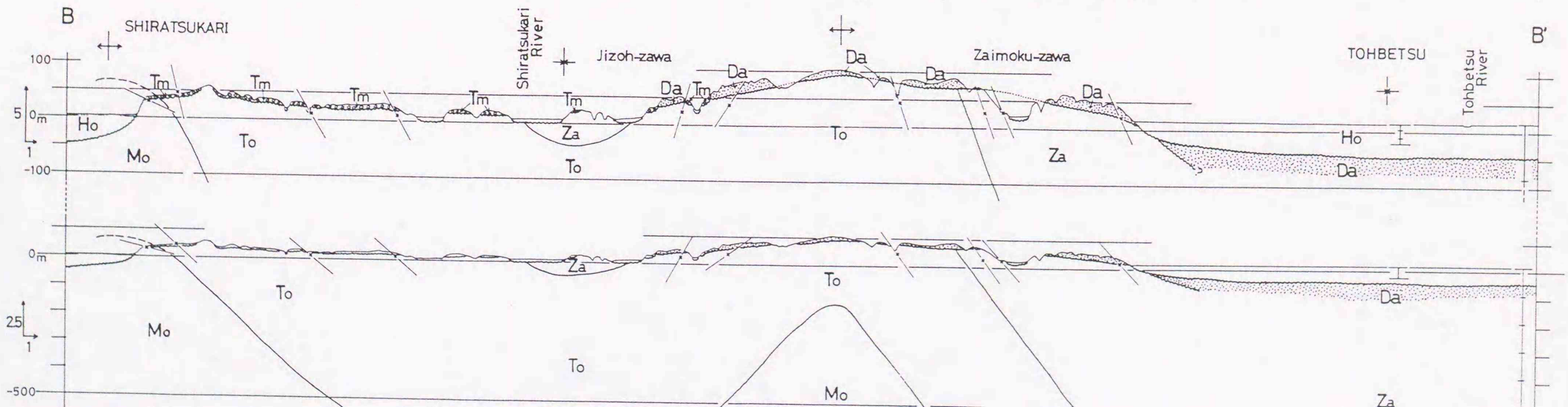


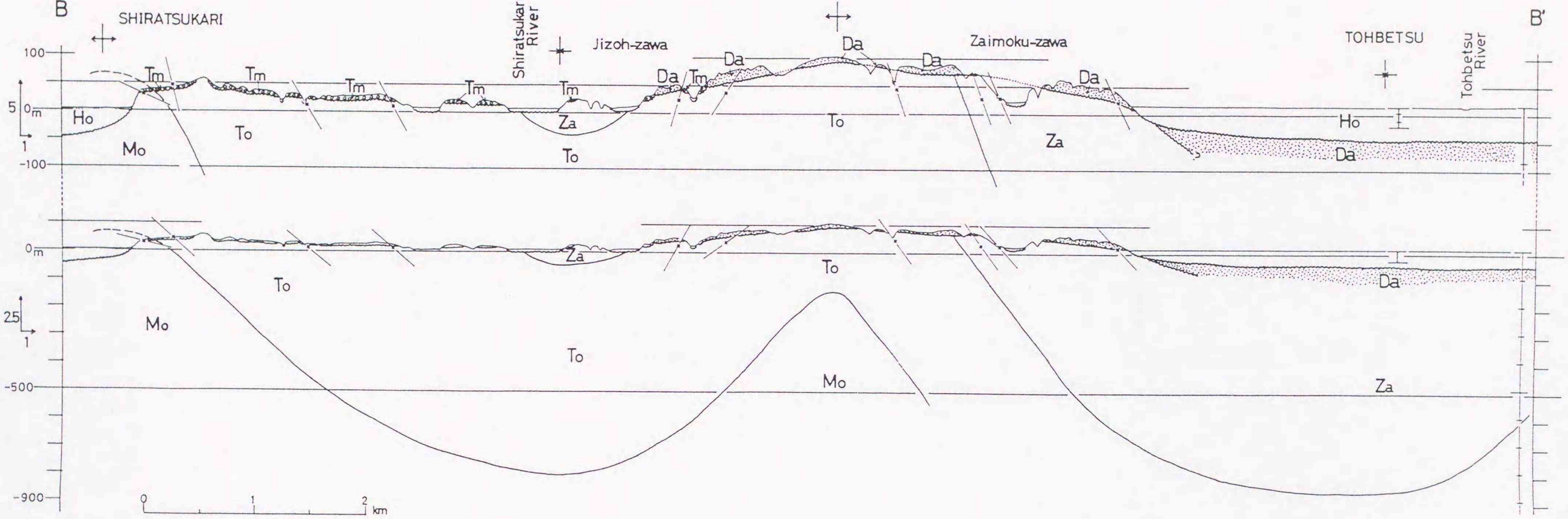

Fig. Ⅶ-16 Geological cross sections of the southern area of Ishikari hills (after Oka, 1992).




Ba: Bannosawa Formation  Mo: Mohrai F.  To: Tohbetsu F.  Za: Zaimokuzawa F.  Da: Dateyama F.

Tm: Middle terrace deposits  Ho: Holocene deposits  loclity of outcrop & stratification





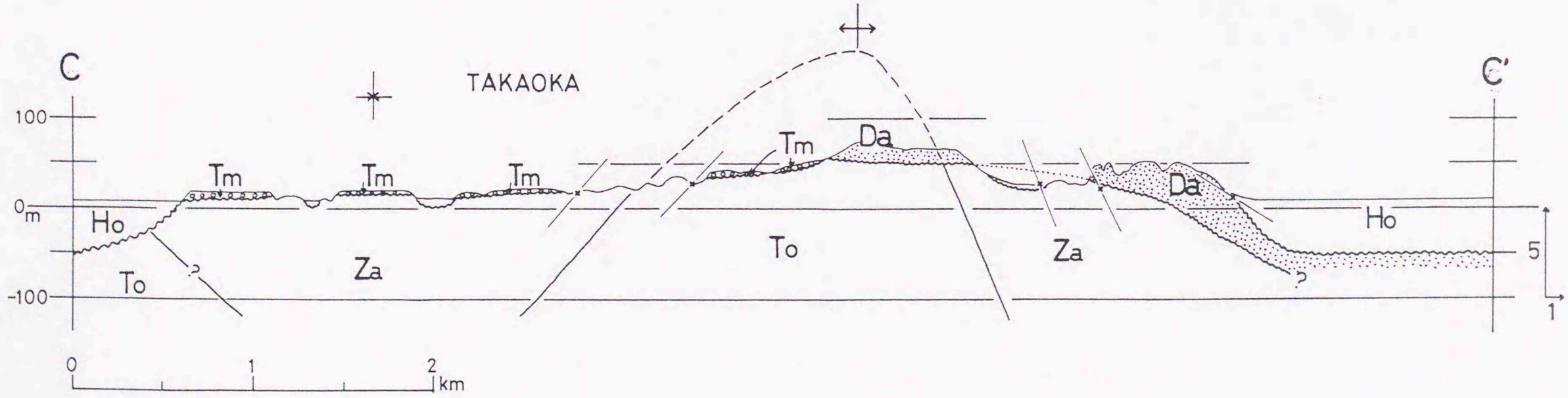




Fig. VII-16 Geological cross sections of the southern area of Ishikari hills (after Oka, 1992).

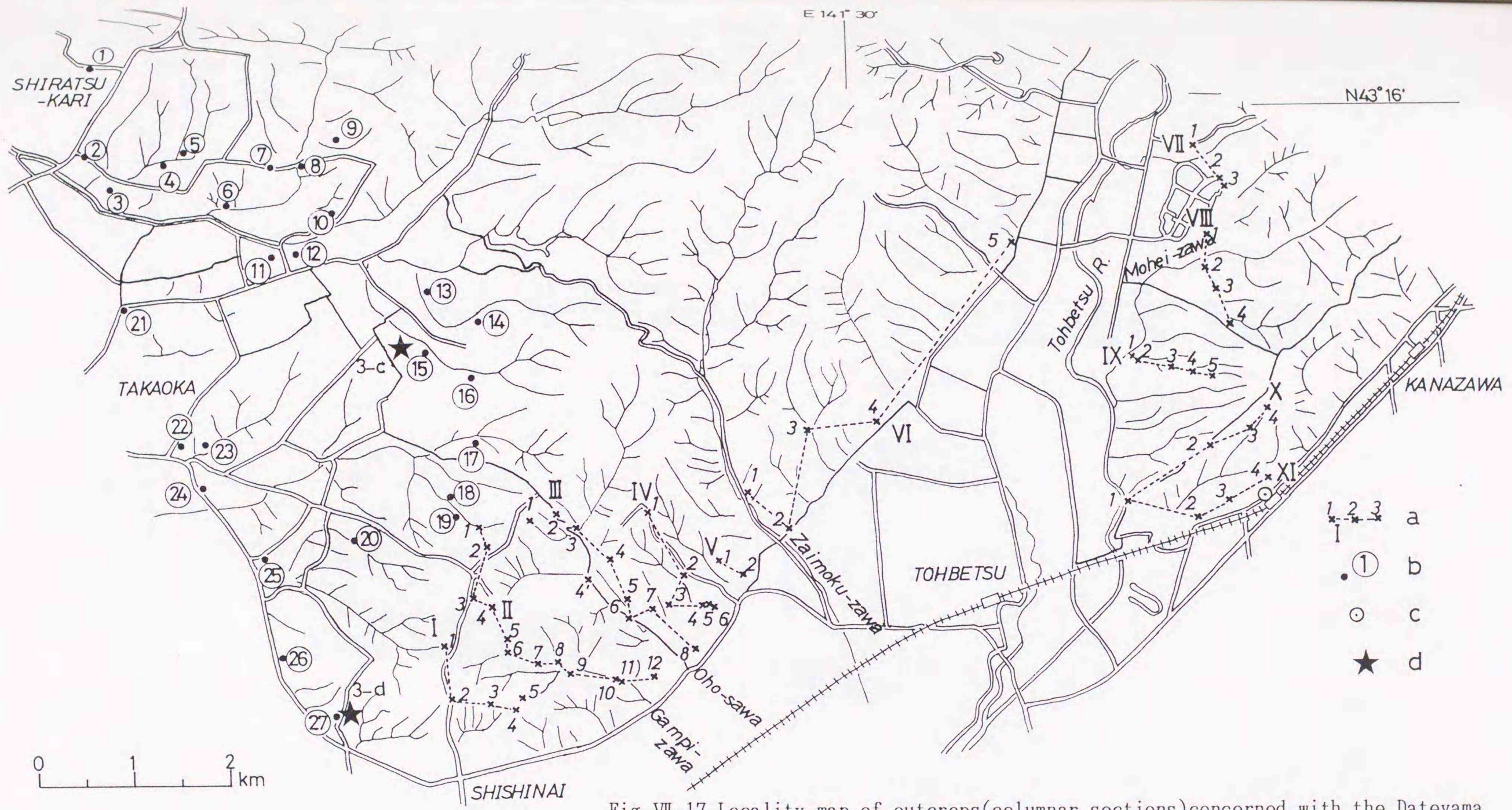



Fig. VII-17 Locality map of outcrops(columnar sections)concerned with the Dateyama Formatiomn and the middle terrace deposits (after Oka, 1992).
a:Outcrops of the Dateyamae Formation, their numbers and researching route number b:Outcrop of the middle terrace deposits and its number
d:Outcrop of the Thoya Ash(in Machida et al., 1984)

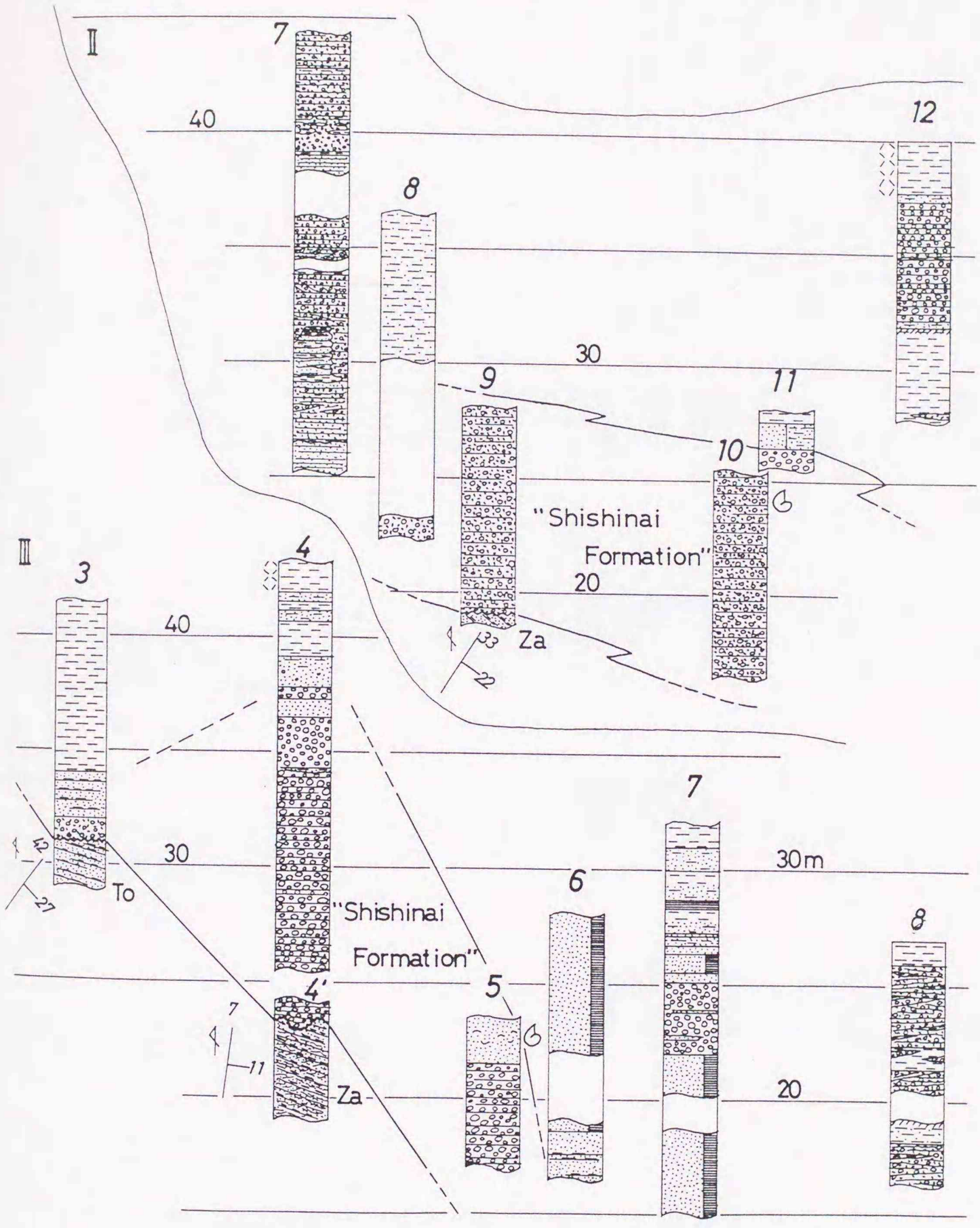



Fig. Ⅶ-18 Basal part, "Shishinai Formation", of the Dateyama Formation in the Ohosawa and Gampi-zawa (after Oka, 1992).

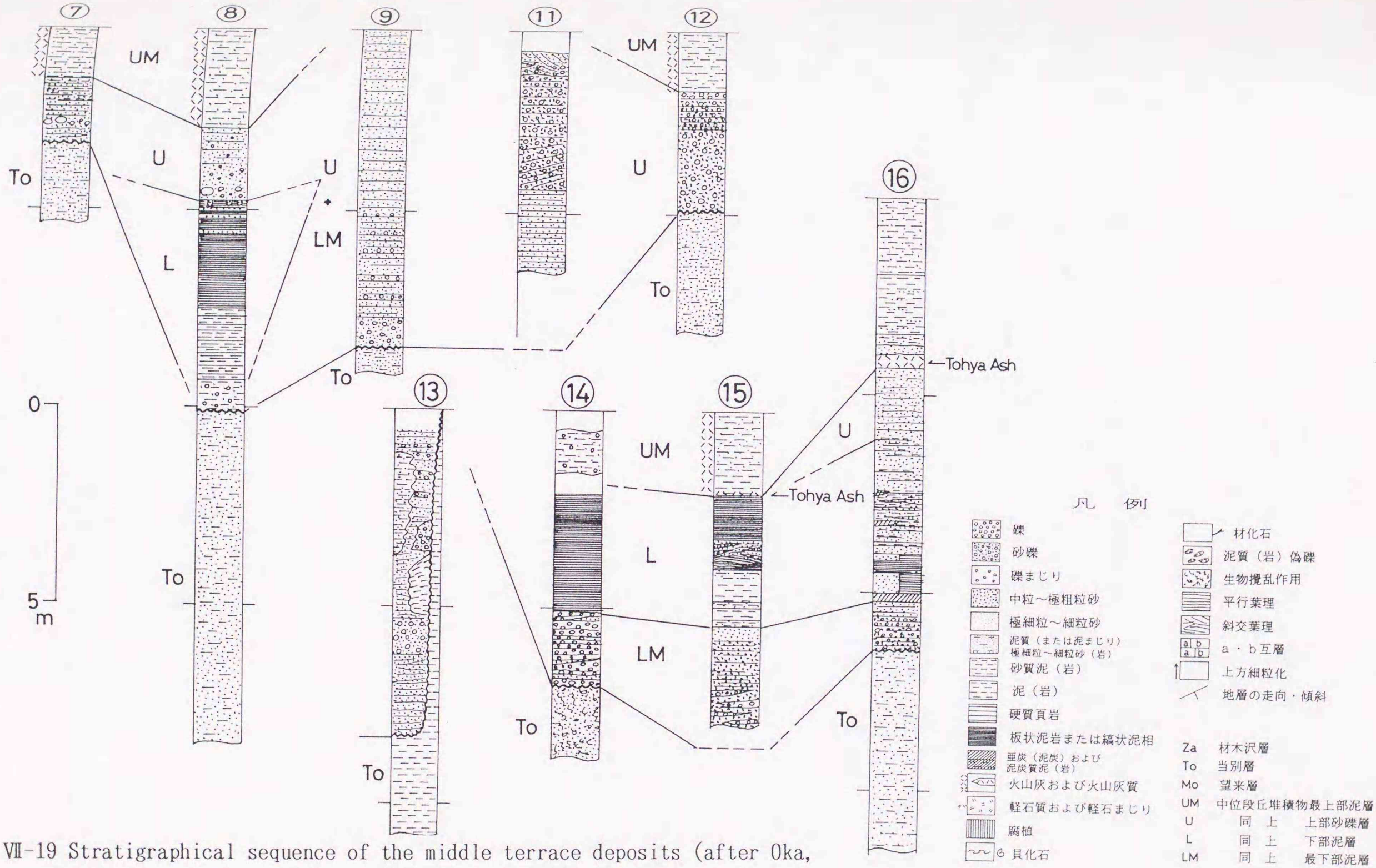
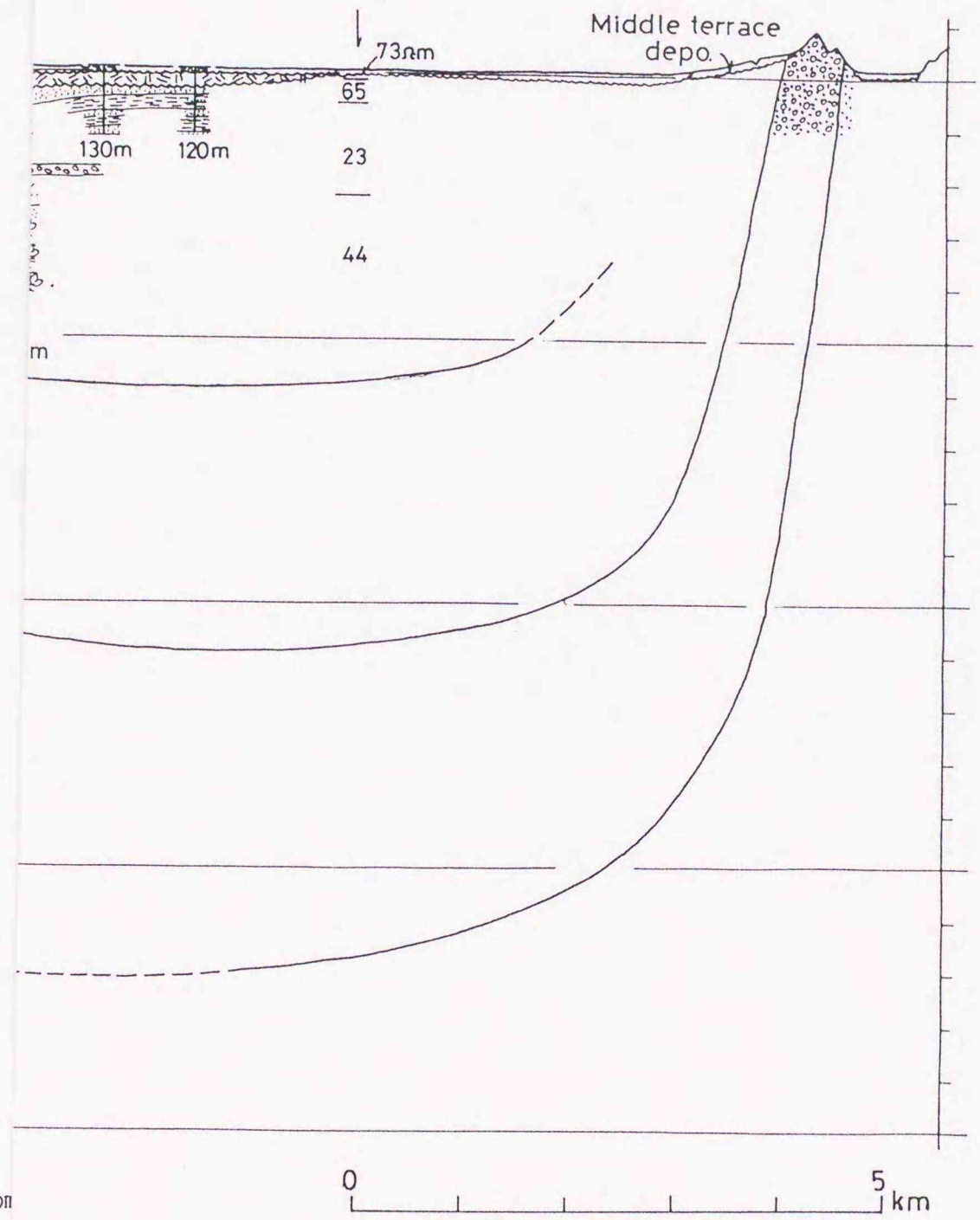
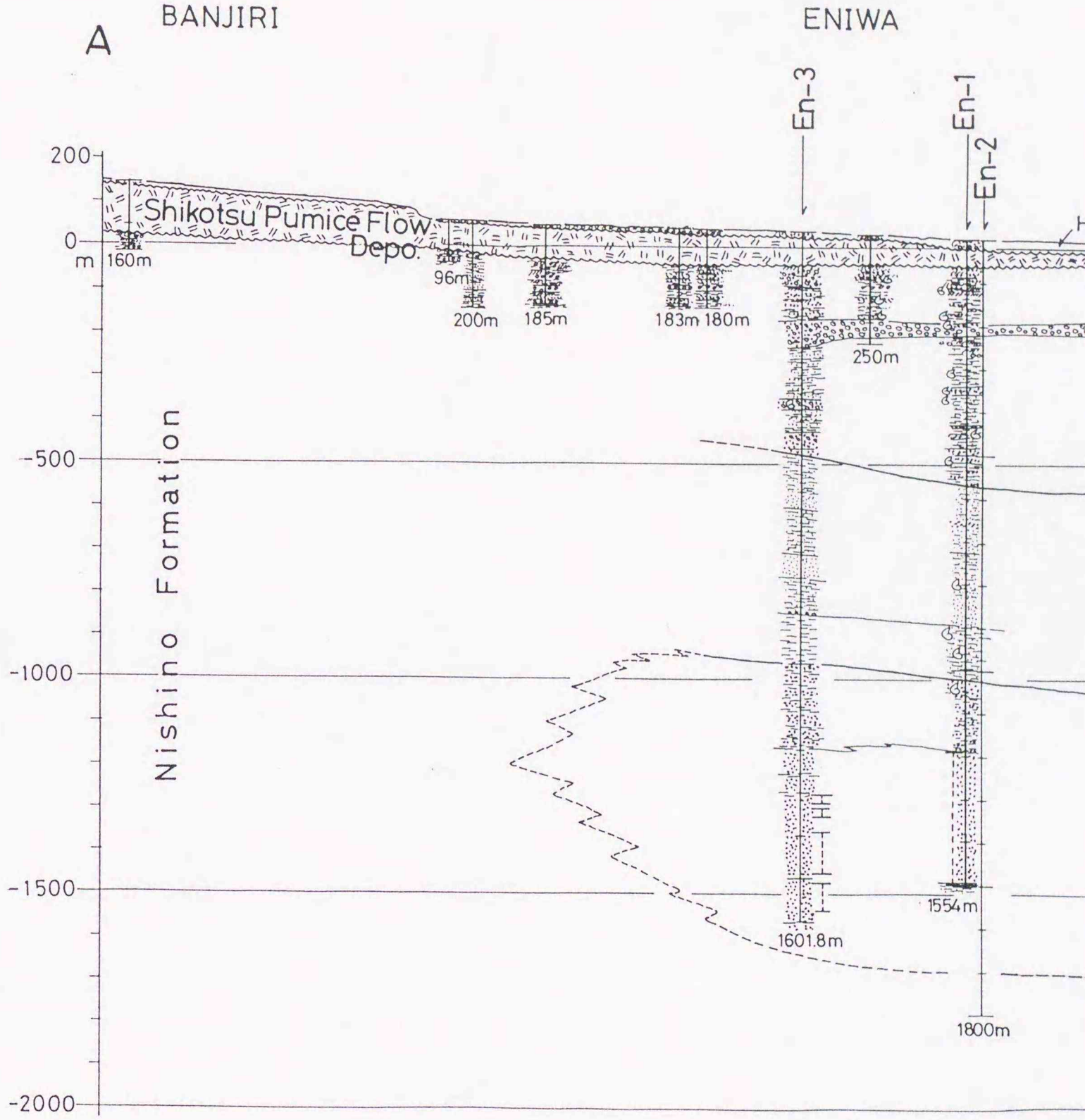



Fig. Ⅶ-19 Stratigraphical sequence of the middle terrace deposits (after Oka, 1992).

Toya Ash is presented in the base of uppermost mud member(UM).




section, A-A′ (from Banziri to Kyowa).




Conglomerate (gravel)

Sandy conglomerate (sand & gravel)

Coarse～very coarse sandstone (sand)

Very fine～medium sandstone (sand)

Muddy very fine～fine sandstone (sand)

Sandy mudstone (mud), alternation of sandstone(sand) and mudstone(mud)

Mudstone (mud)

Lignite(peat) and muddy lignite(peat)

Glassy tuff (ash) and tuffaceous

Pumice tuff and pumiceous

Volcanic breccia

Lava

Molluscan fossil

Fig. VII-20 Geologic

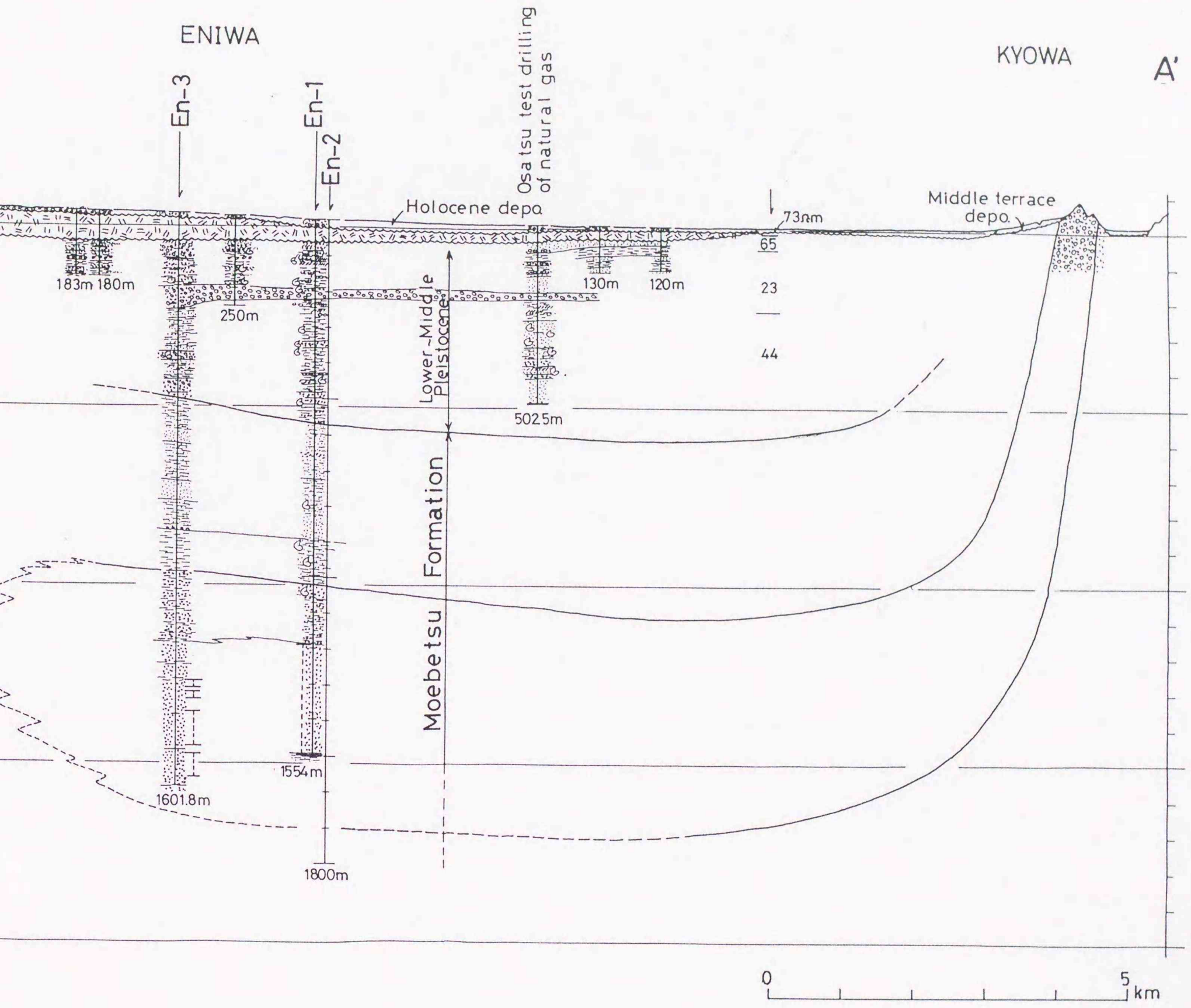
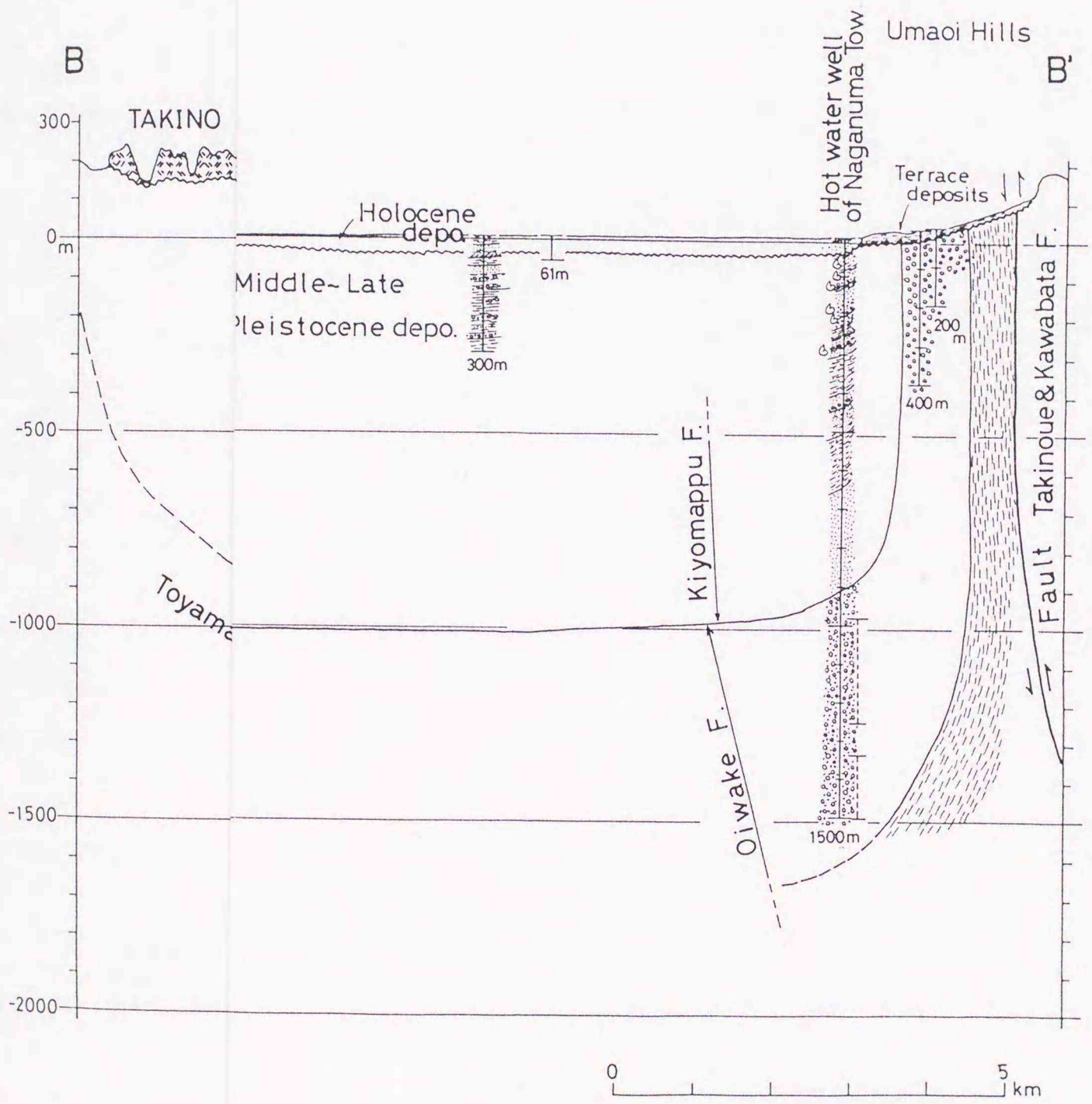



Fig. VII-20 Geological cross section, A-A' (from Banziri to Kyowa).


B
B'
TAKINO
Umaoi Hills
Hot water well of Naganuma Tow
300
0
m
-500
-1000
-1500
-2000
Holocene depo
Middle~Late
Pleistocene depo.
61m
300m
Terrace deposits
200 m
400m
1500m
Kiyomappu F.
Oiwake F.
Toyam
Fault Takinoue & Kawabata F.
0
5
km

numa-onsen).

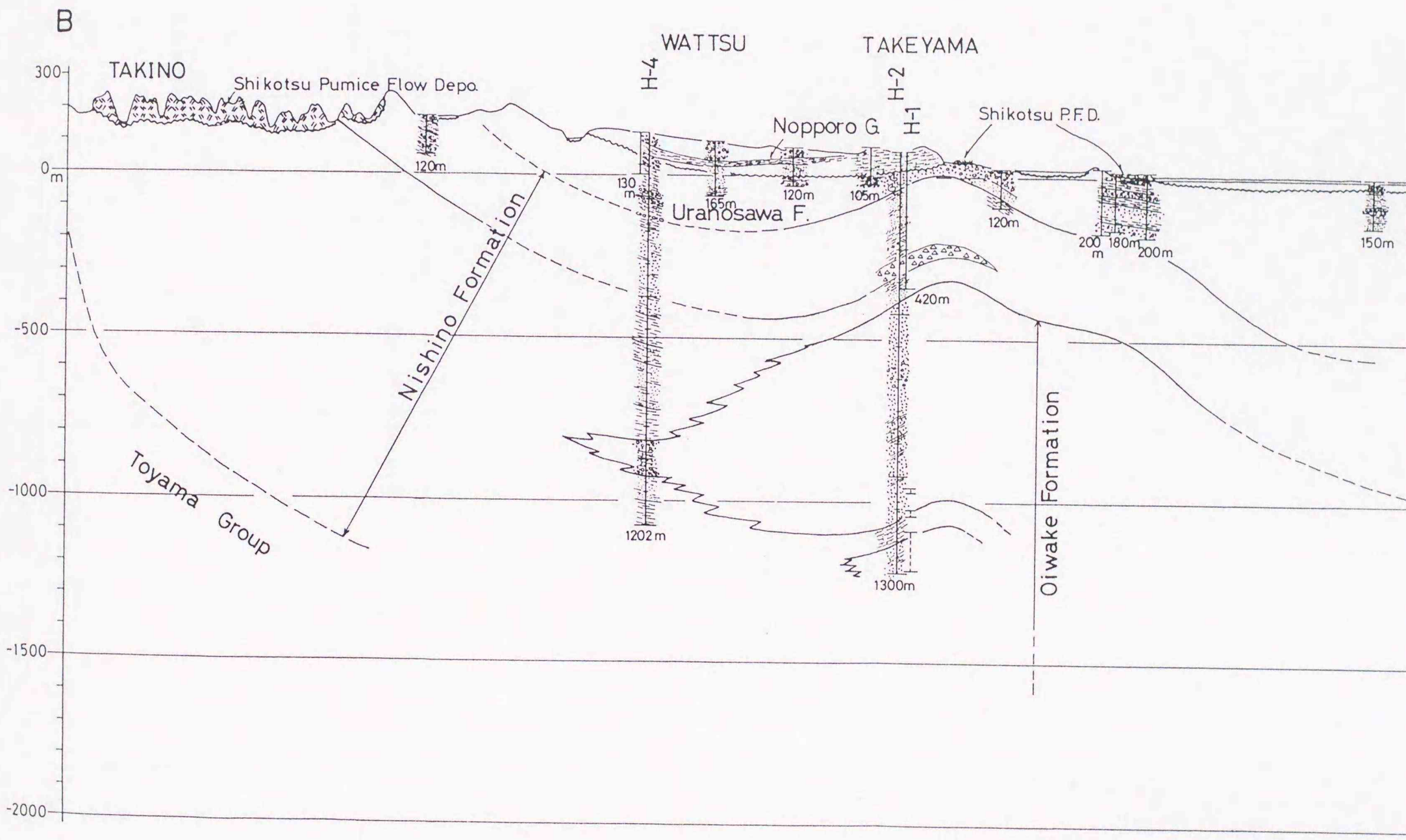
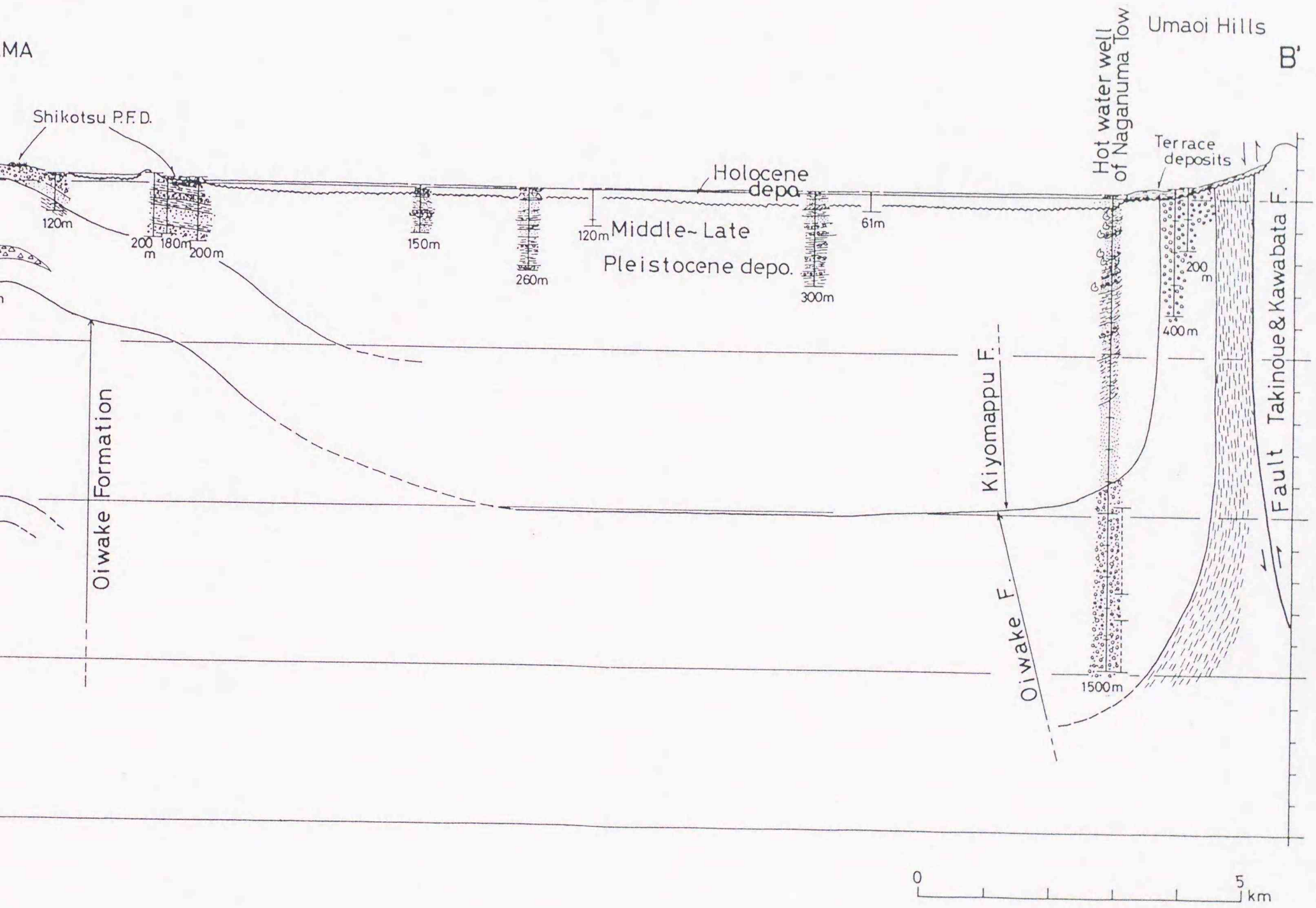
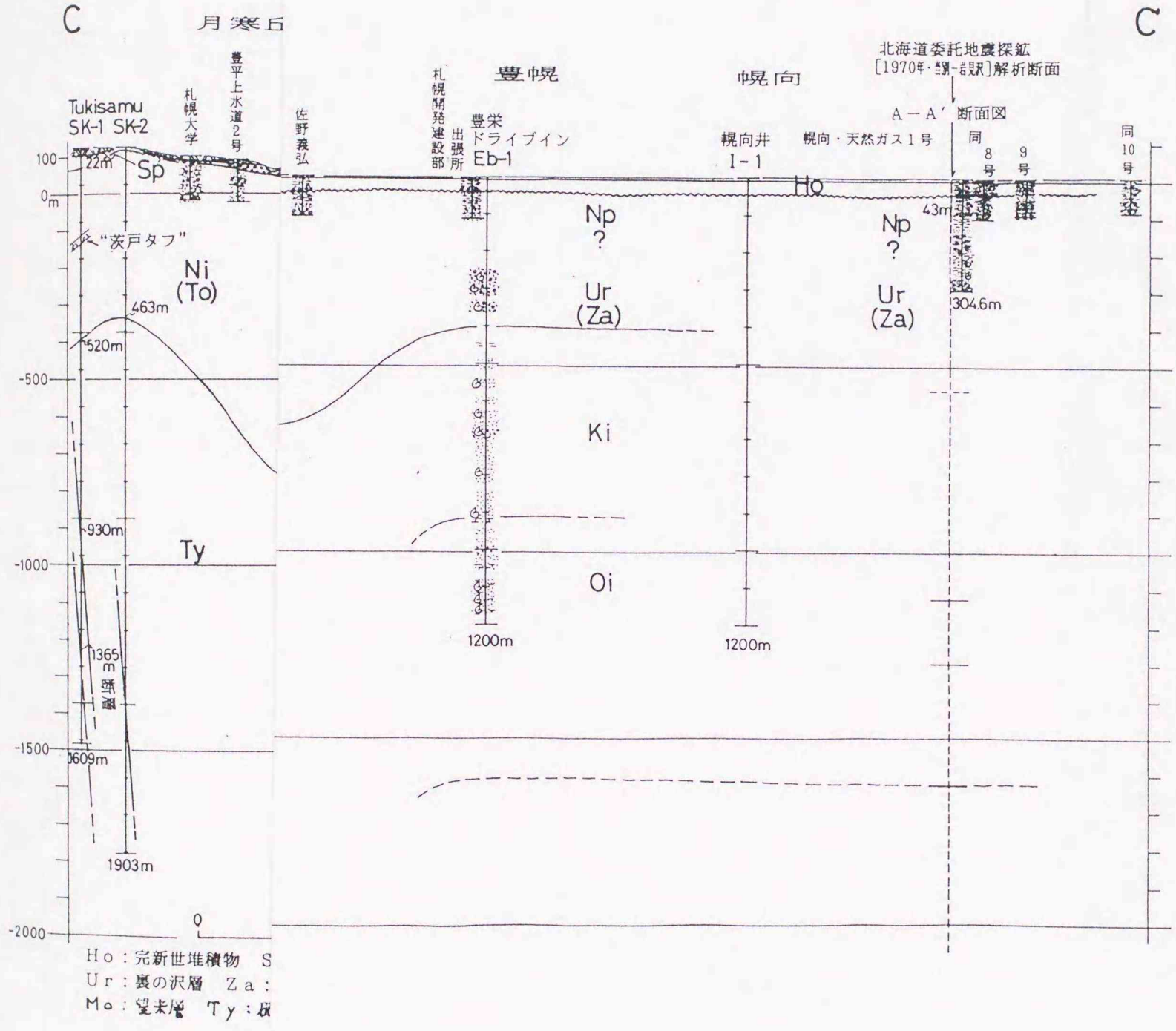



Fig. VII-21 Geological cross section, B-B′ (from Taki

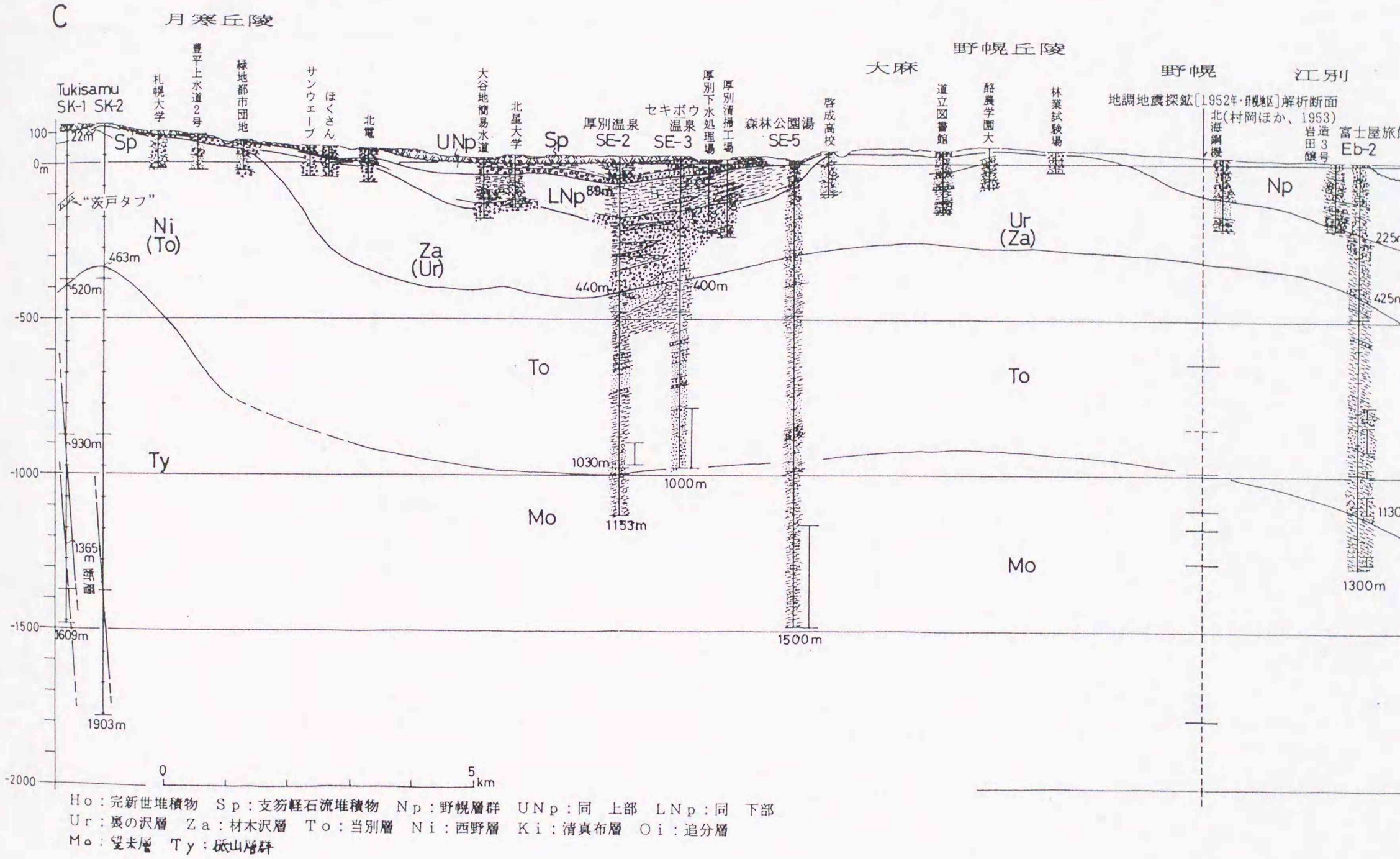



cross section, B-B′ (from Takino to Naganuma-onsen).



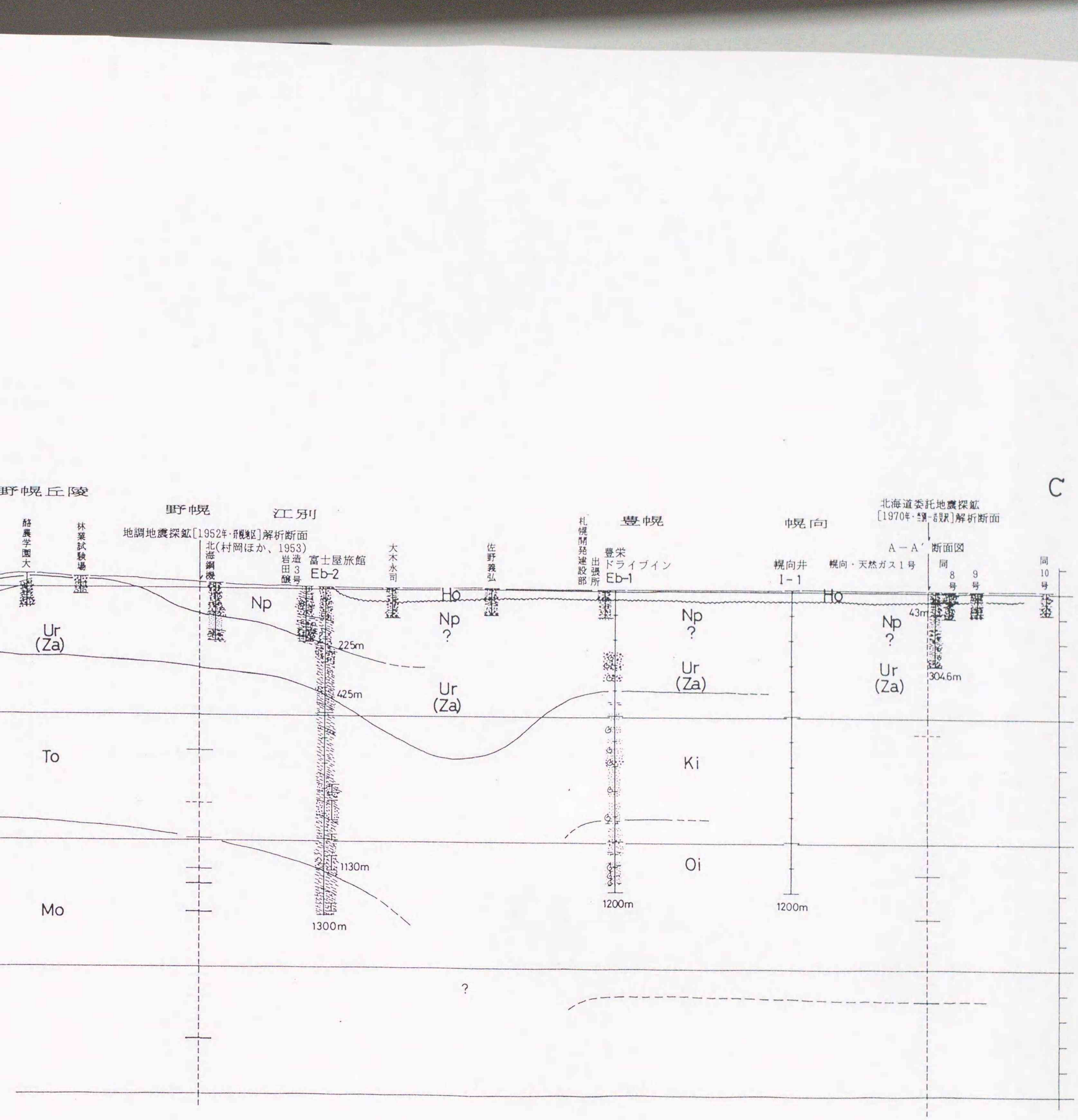

Ho：完新世堆積物　S
Ur：裏の沢層　Za：
Mo：望来層　Ty：

).



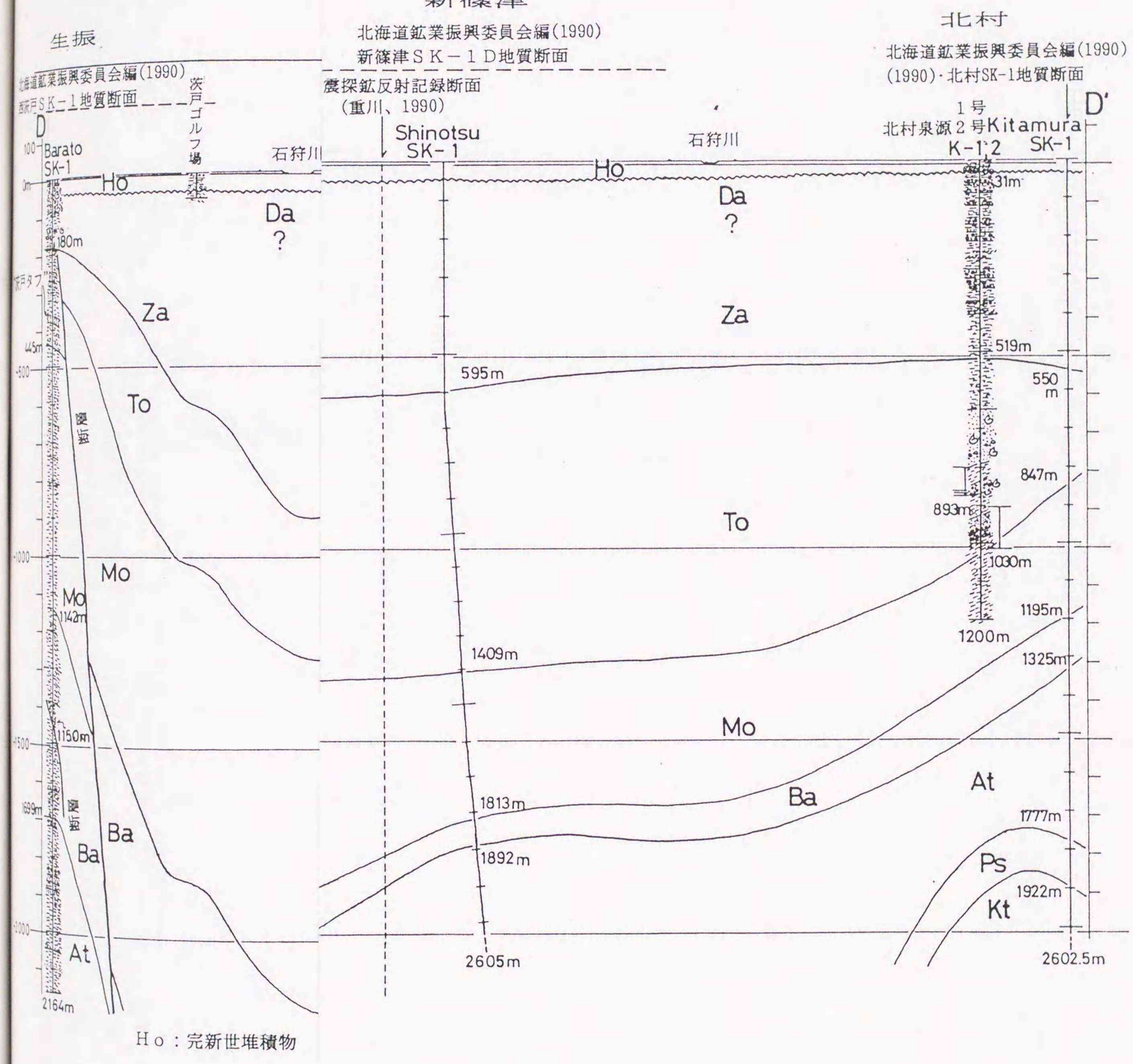

Ho：完新世堆積物　Sp：支笏軽石流堆積物　Np：野幌層群　UNp：同　上部　LNp：同　下部
Ur：裏の沢層　Za：材木沢層　To：当別層　Ni：西野層　Ki：清真布層　Oi：追分層
Mo：望来層　Ty：砥山層群

Fig. Ⅶ-22 Geological cross section, C-C' (from Nishioka t
This fig. is after Oka et al. (1992).

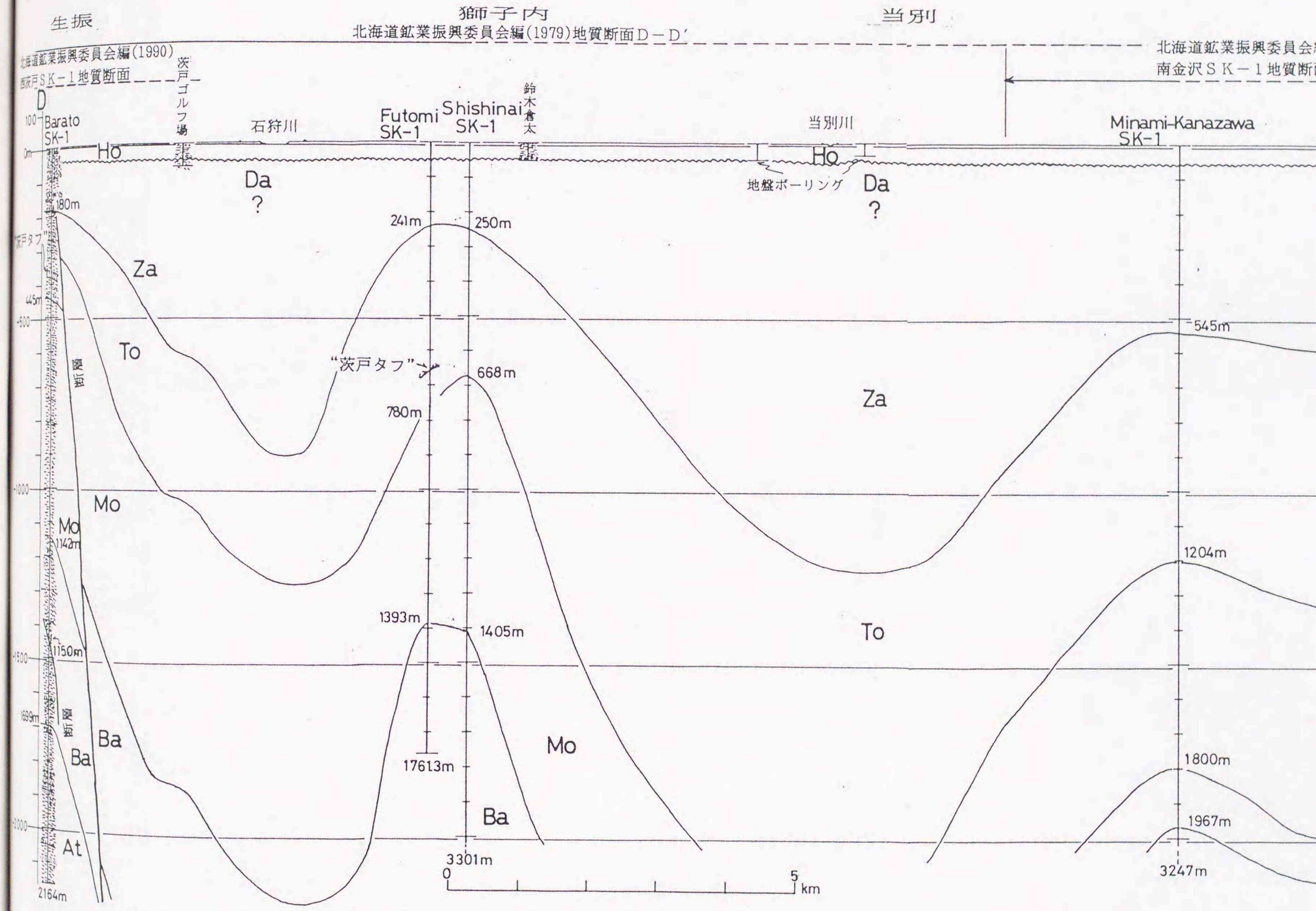



s section, C-C′ (from Nishioka to Horomui).

ter Oka et al. (1992).




o to Kita-mura).




Ho：完新世堆積物　Da：伊達山層　Za：材木沢層　To：当別層　Mo：望来層　Ba：盤の沢層　At：厚田層　Ps：奔須部都層　Kt：樺戸層

Fig. Ⅶ-23 Geological cross section, D-D′ (f

This fig. is after Oka et al.(1

別

北海道鉱業振興委員会編(1990)
南金沢ＳＫ－１地質断面

新篠津

北海道鉱業振興委員会編(1990)
新篠津ＳＫ－１Ｄ地質断面

ＳＫ地震探鉱反射記録断面
(重川、1990)

北村

北海道鉱業振興委員会編(1990)
(1990)・北村SK-1地質断面

D'

Minami-Kanazawa SK-1

Shinotsu SK-1

石狩川

1号
北村泉源2号Kitamura K-1,2

SK-1

Ho

Da
?

Za

545m

595m

519m

550 m

847m

893m

To

1030m

1204m

1195m

1200m

1409m

1325m

Mo

1813m

Ba

At

1777m

1800m

1892m

Ps

1922m

1967m

Kt

3247m

2605m

2602.5m

層　Ａｔ：厚田層　Ｐｓ：奔須部都層　Ｋｔ：樺戸層

gical cross section, D-D' (from Barato to Kita-mura).

fig. is after Oka et al.(1992).

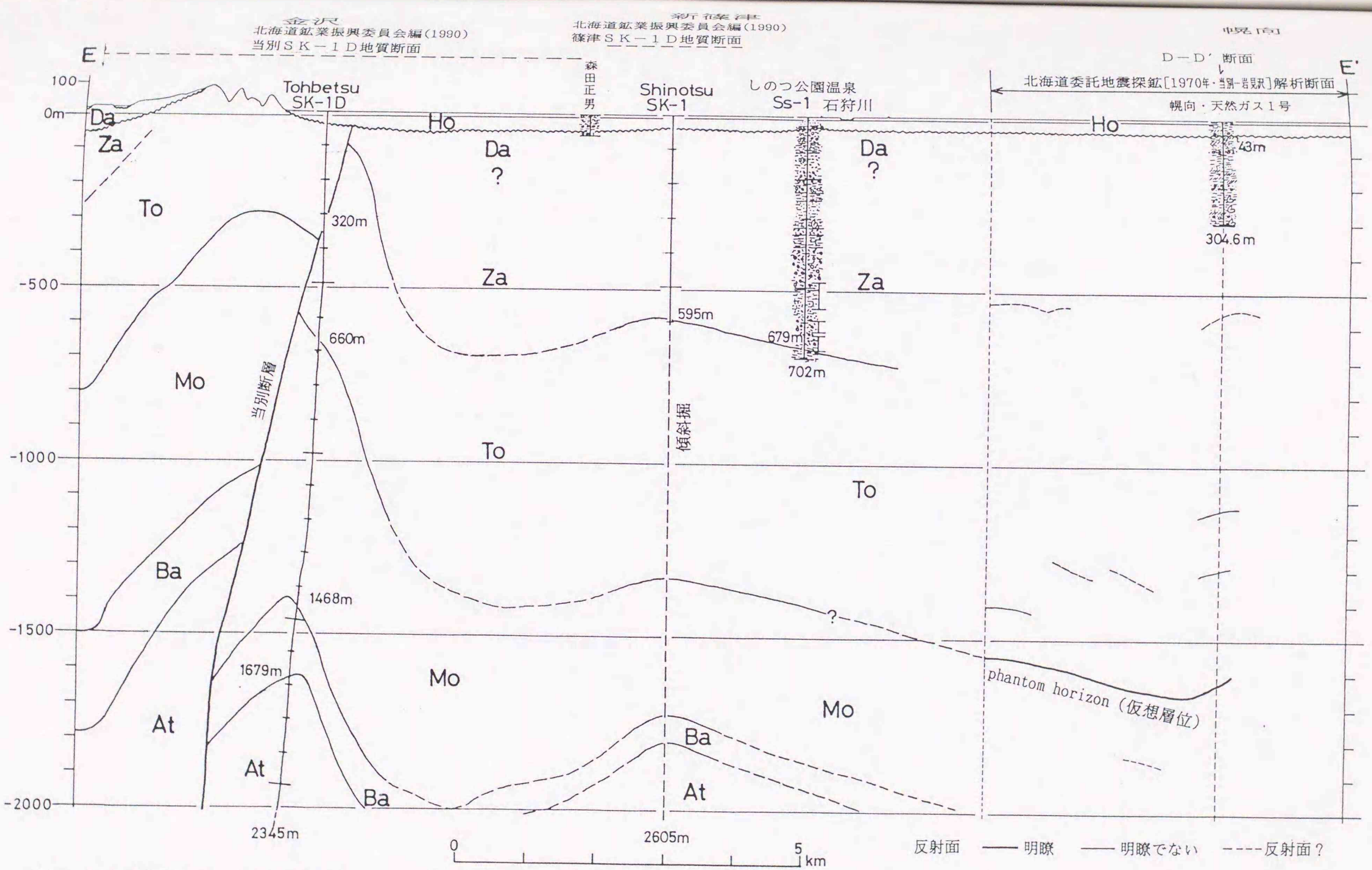



Fig. Ⅶ-24 Geological cross section, E-E' (from Kanazawa to Horomui).
This fig. is after Oka et al. (1992).

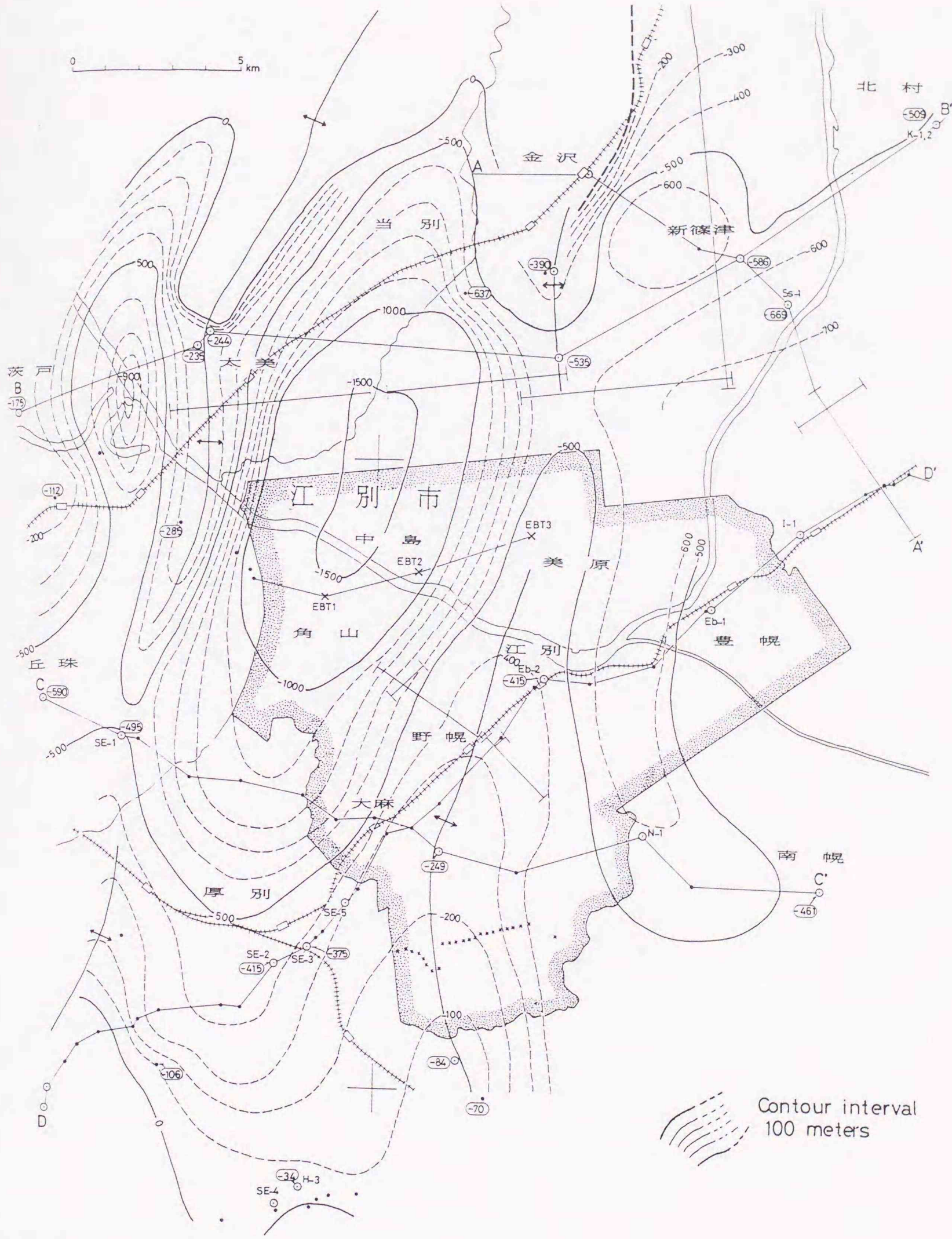



Fig. Ⅶ-25 Structural contour maps of the lower limit of Zaimokuzawa Formation (after Oka, 1986 and Oka et al., 1992).

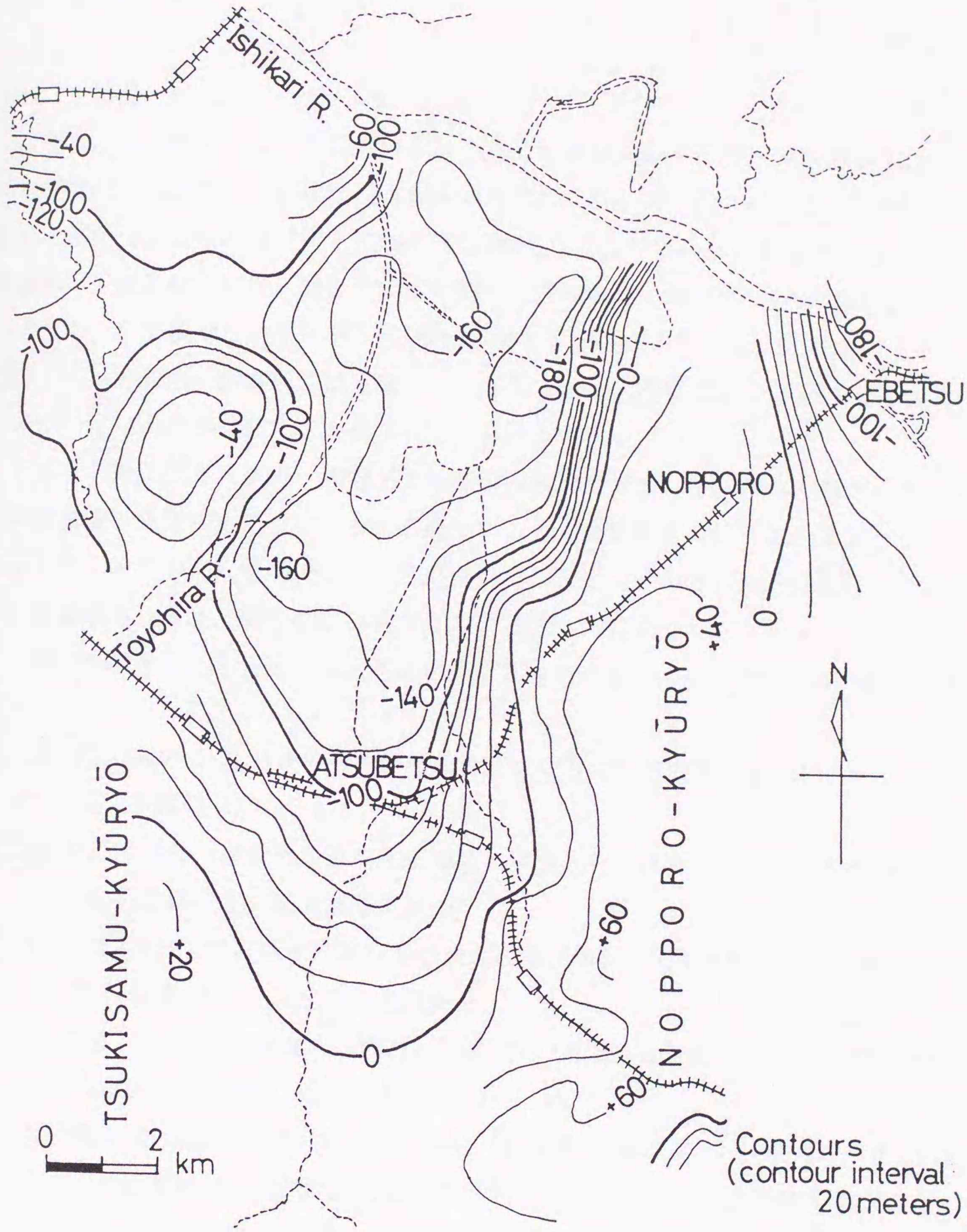



Fig. VII-26

Structural contour map of the lower limit of upper part of Nopporo Group (after Oka, 1978).

## Ⅷ. 天北堆積盆の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Tempoku Sedimentary Basin

### Ⅷ－１．概論　Outline

Ⅳ－２で述べたように，天北堆積盆は中央北海道構造区の石狩－天塩帯の留萌－稚内沿岸堆積盆列に属している。本堆積盆は神居古潭帯から石狩－礼文隆起帯にまで東西70kmの幅で，遠別付近より北方で南北方向に100km以上の広がりがある。地形的には東方より天塩山地の一部をなす宗谷丘陵とその南に続く丘陵性山地，サロベツ原野（低地）とその周辺の台地・丘陵地域および水深　m以浅の海域より構成されている。これらのうち，宗谷丘陵の一部は盆地（問寒別構造盆地）を構成している。本堆積盆の南部には天塩川が存在するが，上記の宗谷丘陵などを横切って，日本海へ注いでいる。

筆者は石油天然ガス探査や農地開発関連の表層地質調査などに関わる中で，天北堆積盆の地質および地質構造について解析を進めた。その解析結果は以下に示すような報告として取りまとめており，ここではこれらの報告をもとに，その他の未公表資料も活用しながら，地質構造，層序・編年およびテクトニクスについて述べる。

a．岡 孝雄 (1985)：北海道天北・問寒別構造盆地のネオテクトニクス. 活断層研究, 1, 19-29.

b．岡 孝雄 (1986a)：北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス. 地団研専報, 31, 295-320.

c．岡 孝雄 (1986b)：高レベル放射性廃棄物の地層処分と幌延の地質. 80年代と科学Ⅵ, 46-70, 日本科学者会議北海道支部.

d．岡 孝雄 (1989)：国営畑地帯総合土地改良区表層地質調査報告書. 49p.，北海道開発局農業水産部・北海道立地下資源調査所.

e．岡 孝雄 (1993)：北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新-更新統－とくに堆積相および花粉層序について－. 地質学雑誌, 99, 365-389.

f．野村隆文・高田忠彦・皿井博美・吉田憲司・岡 孝雄・八幡正弘・庄谷幸夫 (1993)：本道珪藻土の高度利用と資源評価に関する研究（平成４年度共同研究報告書）. 26p.，北海道立工業試験場・北海道立地下資源調査所.

### Ⅷ－２．天北堆積盆とその周辺の地質構造　Geological structure of the Tempoku Sedimentary Basin

天北堆積盆（Fig. Ⅷ-1, 2）は神居古潭帯から北上－石狩－礼文隆起帯の間に形成されたもので，古第三紀から現在まで続くもので，堆積物の累計の厚さは8, 500mに達する。古・新第三紀の地層群がその主体を占めることから天北第三紀堆積盆と呼ばれることもあるが（北海道鉱業振興委員会, 1979；山本, 1979），中期中新世の増幌層の堆積時については天

北ベーズンと呼ばれることもある（保柳ほか, 1986）。本堆積盆付近の範囲は－30mGalに達する顕著な負の重力分布域として注目されている（山本･森谷, 1989）。山本（1979）によれば本堆積盆の沈降軸は遠別沖から北に続き天塩川河口沖にまで達し，そこから北北西方向へ曲がり，浜勇知・稚咲内沖を通り稚内西方10kmの海域に至る。この沈降軸の西側（西翼部）は緩い単斜構造を形成し，北上－石狩－礼文隆起帯に向かって次第に上昇する層構造が音波探査結果から解明されている（山本, 1979）。一方，この沈降軸の東側（東翼部）は広く褶曲帯となり，幌延および大曲－豊富の２つの断層により，天北炭田，稚内－豊富の２つの断層により，東から天北炭田，稚内－豊富東部および天塩平野の２つの構造区に分けられる（Fig. Ⅷ-1, 2）。以下，これらの断層・構造区について述べる。

天北炭田区：小椋･掃部（1992）の天北脊梁区の西半部に相当する。中期中新世以前の地層である曲淵層（古第三紀漸新世）および宗谷夾炭層・鬼志別層・増幌層（中期中新世）が主に分布する。中・北部では，白亜系の上にこれらの地層が右雁行状のベーズン群を形成して分布し，西縁では曲淵層と宗谷夾炭層を中核とする右雁行背斜群が発達する。一方，南部では神居古潭帯寄りの部分に鮮新世後半以降に発達した問寒別－天塩中川構造盆地があり，その南には清川隆起帯が存在している。問寒別構造盆地内には声問層より連続して鮮新世中頃～前期更新世の勇知層・更別層が総計で最大1, 300mの厚さで分布し，さらにその東半部には高位・中位・低位段丘堆積物が分布し，問寒別川とその支流の諸河川沿いには現河川氾濫原堆積物が分布する（岡･五十嵐, 1993）。勇知層と更別層は地質構造的には全体が問寒別向斜と呼ばれる１つの複向斜構造を形作っており（根本ほか, 1979），この西翼と東翼では構造形態が大きく異なる。すなわち，西翼は東北東方向に40～70°の急傾斜をなしたり（南部），あるいは一般に20°以下の傾斜の波状褶曲構造を成し（北部），比較的単調な構造形態を取っている。これに対して，東翼は逆断層群と小規模の背斜・向斜構造が組み合わさって複雑な褶曲帯を形成し，全体が４つの雁行褶曲群に分けられる。このような地質構造は中～上部更新統（段丘堆積物）にもそのまま引き継がれ，数多くの活断層・活褶曲を出現させている。すなわち，東翼側はその全体が活構造帯となっている（岡, 1985）。

**幌延断層**：宗谷岬とサハリン南部のクリリオン岬を結ぶゾーンが白亜系の隆起帯となっており，そのゾーンの西縁に沿う断層であり，サハリン南部の西海岸へ続く。広岡（1962）は本断層付近を境にして，増幌層に著しい岩相の違いがあること，すなわちその東側では砂礫質岩が卓越するがその西側では泥質岩が卓越していることに注目して，本断層の活動が増幌層堆積時に端を発していることを指摘している。さらに，正谷ほか（1982）および小椋･掃部（1992）は基礎試錐「稚内」および増幌ＳＫ-1Ｄのボーリング結果から，古第三紀石狩層群相当層が本断層の西側に分布することおよび曲淵層が東側に比べて厚く発達することを明らかにし，本断層の活動が古第三紀までさかのぼることを指摘している。

**稚内－豊富東部区**：小椋･掃部（1992）のサラキトマナイー大曲区に相当する。南に狭

まるくさび形を示す地域で，中期中新世後半～鮮新世初頭の地層が分布する。稚内層（中期中新世後半～後期中新世初頭）を中核とし，北北西－南南東方向に延びる稚内，増幌，サラキトマナイ，目梨，北豊富，豊富および大曲などの雁行背斜群が存在する。北部は東西に幅が広がり，いくつかの背斜が東西に並んでおり，向斜部は地形的には低地帯となり，中期更新世以降の段丘を発達させる。南部は西急東緩の非対称背斜（豊富，大曲）が形成され，大曲背斜の中～南部では軸部が破壊されたスラスト性の構造となる。

**大曲－豊富断層**：逆断層であり，北北西－南南東方向に走り，雄信内付近では幌延断層と1km程に接近する。西側に西傾斜60～90°の急傾斜帯をともない，落差は1,500m以上に達する。北への延長は石油・天然ガス探査結果（北海道鉱業振興委員会,1979）によれば，目梨，北豊富およびサラキトマナイ背斜の西翼側で平行逆断層群となる。南へ延長すると，幌延断層と一体化して清川隆起帯の西縁断層（東野断層）に続く。

天塩平野区：小椋･掃部（1992）のサロベツ原野区と北川口－宇都区を合わせたものに相当する。鮮新世以降の地層群（勇知層，更別層，恵北層を含む段丘堆積物群，完新世堆積物）の分布域で，現在まで続く新しい堆積域である。南部では，南北方向の遠別－雄信内－ウブシの向斜系列，歌越別－本原野－ウッツ－更岸の背斜系列，六志内向斜および遠別沖－川口－幌延（サロベツ）の背斜系列が東から西へ並ぶ。これらのうち，遠別－雄信内－ウブシの向斜系列は羽幌東方より豊富市街付近まで続く，長さ約85kmの非常に長大な向斜構造で，大曲－豊富断層とその延長部の西側に並行することから，この向斜構造の発達はこの断層の活動と密接な関わりを持っていると判断される。特に，雄信内付近ではこの断層の影響を強く受け，雄信内川流域－ウブシ原野の構造谷状の低地帯を形成している。遠別沖－川口－幌延背斜系列は幌延西方で北北西方向に転ずる。なお，北部ではサロベツ原野を中心に波状褶曲構造が発達する。なお，本構造区内には天塩川下流に沿って北西－南東方向の天塩川断層または音類－雄信内－歌内断層が推定されているが（広岡,1962;山本,1979），少なくともこの付近に分布する鮮新世以降の地層群にはそのような方向の断層の影響は認められないことから，そのような断層の存在は確認できていない。

以上述べたような各構造区の地層分布状況から判断して，大局的にみると中期中新世から現在まで東から西への堆積場の移動（または縮小）が生じていることは確実である。小椋･掃部（1992）は石油・天然ガス探査のための地震探査とボーリングの結果から，本堆積盆内にⅰ）北川口型背斜（川口背斜），ⅱ）宇都型背斜（ウッツ背斜），ⅲ）力昼型背斜（羽幌南部），ⅳ）丸山型背斜（サロベツ原野中心部）を認め，本堆積盆の構造発達と油・ガス田構造の形成について論じている。すなわち，ⅰ）は背斜の軸部である層準の地層が肥厚化して浅部と深部の構造形態が異なっている背斜で，肥厚化の原因としては泥岩の流動化現象とそれに伴うスラストによるとし，増幌背斜，幌延背斜などをその事例としている。ⅱ）は深部ほど急傾斜で白亜系が垂直変位を受けている構造であり，ⅰ）の深部構造がスラストの下で安定した構造を示すのと対照的であり，更岸背斜・ロクシナイ背斜

(筆者の更岸背斜），豊富背斜，大曲背斜などをその事例としている。このような大きな垂直変位を起こす原因として伸張性の断層の活動を指摘しているが，筆者はテクトニクスの項で述べるように，これについては異論がある。iii）は深部構造が比較的緩傾斜の雄大な背斜であり，厚い古丹別層の堆積の影響による撓曲が背斜形成の原因としているが，その事例は天北堆積盆内にはない。iv）は構造的に低い位置（向斜状部）に形成された頂部が平らな箱型背斜で，主要な背斜系列にはその事例はなく，付随的なものであるが，背斜形成の原因としては泥岩流動が想定されている。小椋･掃部（1992）はこのような４つの型の背斜構造の系統的発生および成長により，天北堆積盆内の構造発達をとらえようとし，泥岩の流動化現象とスラストの活動により説明している。ただし，スラストの活動をもたらしたより広域的なテクトニクスについては言及されていない。

### Ⅷ－３．天北堆積盆の地質　Geology of the Tempoku Sedimentary Basin

天北堆積盆の地質については，５万分の１地質図幅調査が地質調査所，北海道立地下資源調査所および北海道開発庁により行なわれ，「遠別」（秦･対馬, 1969），「稚咲内」（三谷, 1981），「豊富」（長尾, 1961），「利尻島」（松井ほか, 1967），「抜海」（三谷ほか, 1965），「沼川」（高橋･石山, 1968），「稚内」（小山内, 1954），「宗谷および宗谷岬」（1959），「天塩中川」（長尾, 1962），「敏音知」（猪木, 1959），「上猿払」（田中, 1962），「鬼志別」（松下ほか, 1964），「知来別」（小山内ほか, 1957）の図幅が刊行されている。さらに，これらの図幅などをもとに，地質調査所は20万分の１地質図「天塩」（秦ほか, 1969），「稚内」（秦ほか, 1967）および「枝幸」（山口･須田, 1981）を編纂している。これらの他に天北炭田地域とその周辺については地質調査所の２万５千分の１天北炭田地質図（根本ほか, 1979）があり，５万分の１地質図幅未完の「雄信内」の一部と「遠別」図幅の範囲内については北海道開発局の５万分の１天塩平原地区表層地質図（岡ほか, 1989）がある。海域については海上保安庁の５万分の１沿岸の海の基本図「利尻島」（海上保安庁水路部, 1991）および同「利尻水道」（海上保安庁水路部, 1993）がある。陸域についてはこれらの他に，石油・天然ガス探査および石炭調査関係の数多くの報告・資料があり，地域的な地質調査報告および化石関係の報告類が多数存在するが，それらは地層の説明の中で，必要なものを紹介する。

天北堆積盆は基盤の白亜系の上に重なる古第三紀の石狩層群・幌内層群（曲渕層を含む），中期中新世前半の宗谷夾炭層・鬼志別層・増幌層，中期中新世後半～鮮新世前半の稚内層・声問層，鮮新世後半～前期更新世の勇知層・更別層および中期更新世以降の段丘堆積物群および完新世堆積物より構成されている。これらのうち，宗谷夾炭層，鬼志別層および増幌層は下位より陸成→浅海成→海成の順に変化する堆積相を示し，トラフ状堆積盆の発生・発展過程を反映した一連の堆積物であり，特に増幌層は礫岩・砂岩・泥岩から構成される，いわゆるタービダイト相である（保柳ほか, 1986）。さらに，稚内層・声問層

，勇知層および更別層は増幌層に不整合関係で重なり，海成→浅海→半陸成～陸成の一連の堆積物で，岩相的には稚内層・声問層が珪藻質泥岩または珪質頁岩，勇知層が極細粒～細粒砂岩，更別層が泥岩・砂岩・礫岩・亜炭などより構成されている。筆者は本堆積盆のネオテクトニクスに関心があるため，調査研究は主に勇知層以上の地層群を対象として行なった。しかし，必要に応じて部分的には稚内層および声問層も対象として取り上げた。今までの調査研究はサロベツ原野とその周辺，ウブシ原野および雄信内川とそれらの周辺，問寒別構造盆地について分けて行なってきており，それぞれ毎に説明し，最後に比較検討とまとめを行なう。なお，以上の報告地域全体の地質構造および柱状図などの位置については一括してFig. Ⅷ-3に示す。

**A．サロベツ原野とその周辺の地質**　Geology of Sarobetsu-genya and its vicinity

サロベツ原野とその周辺の地質について筆者は詳しい調査を行なってきたが，その成果は概要のみを公表したに過ぎない（岡, 1983;五十嵐ほか, 1986）。ここでは勇知層および更別層を中心に調査成果の全容を説明する。地層の分布はFig. Ⅷ-4の地質図に示すとおりであり，東部には大曲背斜，豊富背斜，北豊富背斜およびサラキトマナイ背斜の中核を成して稚内層が分布し，その周囲には声問層が分布する。大曲－豊富断層の西側では声問層以上の地層が分布し，サロベツ原野の周辺ではいくつかの緩い背斜構造を構成し，背斜軸部より周囲に向かって声問層，勇知層および稚内層の順序で堆積する。サロベツ原野の周囲を縁取るように恵北層（高位段丘堆積物）・利尻火山灰が分布し，原野の主体をなす低地には完新世堆積物が広く分布する。これら一連の層序はFig. Ⅷ-5の総合柱状図にまとめられる。

**稚内層および声問層**　Wakkanai Formation and Koitoi Formation

これらの地層は一連の海成堆積物である。稚内層は比較的硬く細かく割れやすい泥岩であり，古くから“硬質頁岩”と呼ばれ，声問層は一見すると無層理（塊状）であり，珪藻遺骸に富む軟質の泥岩であることから，“塊状泥岩”または“珪藻質泥岩”と呼ばれてきた。天北堆積盆の南部（「遠別」図幅）では稚内層は東野層，声問層は遠別層という名称で取り扱われている。従来の層序学的見解によれば，稚内層と声問層の概要は次のとおりである（福沢, 1985）。すなわち，稚内層は硬質頁岩から主に構成されるが，塊状泥岩・砂岩・凝灰岩などをはさみ，基底部に含礫（安山岩など）粗粒砂岩をともなう。一方，声問層は含珪藻凝灰質塊状泥岩から主に構成され，全層を通じて塊状で，一部では極めて珪藻に富み，上位に向かって次第に砂質になる傾向がある。下位の稚内層とは整合漸移関係であるが，一部では両層は指交関係にある。福沢（1982;1985;1987;1988）の堆積学的・岩石学的な研究によると，両層はいずれも珪藻質泥岩を主体とした堆積物であり，シリカ鉱物の累進的埋没続成作用化により珪藻質泥岩が陶器岩（porcellanite）に変化したもの，すなわち生物源シリカ鉱物（オパールＡ）がオパールＣＴ化したものが稚内層の“硬質

頁岩”である。稚内層の“硬質頁岩は”硬軟互層の形態をもち層状珪質岩（珪質頁岩・層状チャート）とも呼ばれ，堆積学的には５つの互層型が認められる。そして，それらの成因としては堆積陸源性砕屑粒子が継続的に堆積する間に珪藻殻の生産量が周期的に変化する（複合堆積説），珪藻殻の堆積量が一定で陸源性砕屑粒子が間欠的に流入する（泥質物流入説），陸源性砕屑物が一定に堆積する間に珪藻殻を多量に含む乱泥流が間欠的に流入する（珪質タービダイト説），珪藻殻と陸源性砕屑粒子が混合した初生的堆積物が二次的乱泥流として間欠的に流入し珪質・泥質薄層が順次分離して堆積する（堆積分化説）などの作用が考えられる。福沢（1985）および福沢ほか（1992）は声問層について，稚内層の上位に海緑石砂岩層を基底として始まる珪藻質泥岩（円礫点在，生物攪乱作用をこうむる）を主体とする，堆積シークエンスの異なる地層としてとらえている。

筆者はサロベツ原野周辺では，両層について豊富温泉付近で観察している（野村ほか, 1993）。豊富温泉付近には，地質図（Fig. Ⅷ-6）およびルート柱状図に示すように，豊富背斜の中軸部からその東翼部にかけて層厚650m+の稚内層と同じく350m+の声問層が分布している。ここではこれら両層について上位からＡ～Ｄの５つの岩相が認められる。Ａ相（厚さ350m+）は珪藻質泥岩よりなり，珪藻殻が保持されている。Ｂ相（100m前後）は珪藻殻がかなり消失した珪質頁岩よりなり，褐灰色および暗灰色のものが斑状または不規則に互層するのが特徴であり，チリ割れ状ではなくやや大きく割れる。Ａ相の泥岩のように塊状を呈することもあるが，それよりは硬さが増している。Ｃ相（160～240m）は全体として暗灰色で，チリ割れ顕著で薄板状層理明瞭な珪質頁岩である。Ｄ層（300m+）は暗褐灰色の珪質頁岩が主体で一般には層理は不明瞭であるが，所により暗灰色部が層状にはさまれることがあり，やや大きく割れるのが特徴でＢ相に類似した岩質である。このような様子からＡ相が声問層，Ｂ～Ｃ相が稚内層に同定できるが，Ｘ線回折によれば（野村ほか, 1994）Ａ相はオパールＡ帯，Ｂ～Ｃ相はオパールＣＴ帯となっている。豊富温泉街でのＲ－９号井のボーリング結果によれば，稚内層はさらに500m程度の層厚部分が加わり，全層厚は約1,100mとなり，増幌層の上に重なっている（Fig. Ⅷ-8）。ここでは声問層と稚内層の区別はオパールＣＴ化という鉱物的変化に対応するもので，福沢（1985）などの指摘するような声問層基底の砂岩層は確認できず，両層の関係は整合漸移の関係でとらえられる。なお，珪藻質泥岩のオパールＣＴ化にともない，珪藻殻の消失・比重上昇とともにサブミクロン～数ミクロン大の球状・針状またはそれらが集合した毬藻状構造が出現し，細孔の容量と比表面積が増大し，建材などの用途で注目される顕著な湿度調整機能が現われることが明らかにされている（野村ほか, 1993; 1994）。

声問層は上部に行くに連れ次第に砂質化するが，そのような岩相は豊富温泉南西ルート（Fig. Ⅷ-9）で観察できる。

サロベツ原野北方の抜海海岸の声問層の珪藻化石解析（秋葉, 1975）によれば，*Denticula seminae*（Koizumi, 1992の*Neodenticula koizumii*）の出現開始層準が，同層最上部で

確認されている。同層準は*N. koizumii+N. kamtschatica*帯／*Thlassiosira oestrupii*帯の境界面に一致し，3.7Maであり，一方，後で述べるように豊富温泉南東のパンケエベコロベツ川では同境界面が勇知層最下部で確認されており，これらのことからサロベツ原野周辺の声問層の上限は鮮新世中頃（4-3.5Ma）とみなされる。

勇知層　Yuchi Formation

豊富温泉南西ルート，下エベコロベツ川沿いルートおよび豊富市街北東丘陵ルートなどでその全容が観察できる（Fig. Ⅷ-9）。層厚約650mで，下位の声問層とは整合漸移の関係で，細粒砂岩の卓越する部分への移行部でもって下位層と区分した。全体に生物攪乱作用を受け，海棲貝化石を産する極細粒～細粒砂岩よりなり，部分的に泥質岩を挟むが，下部では泥質岩の割合が増している。このような岩相から本層は浅海成の堆積物であるとみなされる。

一般に，*Acila* sp.，*Yoldia* sp.，*Fortipecten takahashii*，*Spisula voyi*，*Chonchocele bisecta*，*Mya* sp.，*Macoma* sp.，*Turritella* sp.などのいわゆる“滝川－本別ファーナ”タイプの海棲海化石群を多産するが，最上部の貝化石群（豊富北東丘陵ルート）はこれと構成要素を異にしている。すなわち，*Umbonium akitanum*，*Pseudamiantis tauyensis*，*Peronidia* sp.，*Dosinia* sp.など十勝平野の池田層群札内累層（岡，1982）または長流枝内層上部，渡島半島の瀬棚層（鈴木，1989；1991）・富川層（坂上ほか，1966）の貝化石群（“瀬棚ファーナ”）に似た構成要素を示す。*Umbonium akitanum*を含む貝化石群は野田ほか（1982）および野田･天野（1985）によりサロベツ原野北方の抜海海岸の更別層基底および雄信内西方の勇知層中からも発見されている（Fig. Ⅷ- ）。“瀬棚ファーナ”の年代についてはUozumi et al.(1986)が北海道全域にわたる総括の中での2.0-0.7Maというほぼ前期更新世の年代を示していること，十勝平野の札内累層が1Ma前後に位置づけられていることなどから豊富市街北東丘陵ルートの勇知層最上部は前期更新世になることは確実である。珪藻化石についてはUjiie et al.（1977）が下エベコロベツ川支流ペンケエベコロベツ川（豊富温泉南東の向斜部）の勇知層最下部中に*Denticula kamtschatika+D. seminae v. fossilis*帯／*D. kamtschatica*帯の境界面（Koizumi，1992の*Neodenticula koizumi+N. kamtschatica*帯／*Thalassiosira oestrupi*帯の境界面に相当し，3.7Ma）を認めている。抜海海岸の本層については秋葉（1975）が６層準の試料について解析し，*Denticula kamtschatica*と*D. seminae*の共存するゾーンとしており，嵯峨山（1993）の本層下部での２層準の試料の解析結果では*Neodenticula koizumii+N. kamtschatica*帯（2.50-3.70Ma）である。花粉分析（五十嵐八枝子による）は最上部の１層準（豊富市街北東丘陵）について実施した結果では*Larix*を含むことから，これは十勝平野の十勝ガ丘・札内累層のいわゆる“*Picea-Larix*帯”（1Ma前後；Yoshida et al.，1981）に対比できる（Fig. Ⅷ-5；）。以上のことから，サロベツ原野付近の本層の年代はほぼ鮮新世中頃～前期更新世中頃（4-1Ma）とみなされる。

更別層　Sarabetsu Formation

本層は渡辺（1918）によりサロベツ原野周辺の丘陵・台地を構成する最上部新第三紀層として「サラペツ層」という名称で定義され，その後，漢字をあて「更別（さらべつ）層」と呼ばれるようになった。下エベコロベツ川ルートと豊富市街ルートを中心にサロベツ原野周辺丘陵の多くのルートで観察できる（Fig.Ⅷ-10）。層厚650m+で，下位の勇知層との関係は整合漸移で，砂礫を挟むようになる所から本層とした。下部は厚さ20m前後の小堆積サイクル現象が顕著であり，その堆積サイクルはFig.Ⅷ-11に示すように模式的に下位よりＡ相（侵食面で始まり，葉理が顕著で淘汰の進む砂～砂礫），$B_1$相（同様な粗粒～極粗粒砂），$B_2$相（平行葉理が顕著で，淘汰の進む細粒砂岩，砂鉄層を挟む），Ｃ相（粘土・シルト・極細粒砂の細かい互層よりなる板状泥岩，ときに含貝化石），Ｄ相（生物攪乱作用をこうむった塊状の極細粒～細粒砂岩）およびＥ相（夾亜炭相）で構成されている。なお，Ｃ相は本層上部へ移行する部分で，*Tapes* sp.，*Corbicula japonica*，*Ostrea* sp.など鹹度の低い環境を示す種類の卓越する含貝化石層となつていることが注目できる。上部は粗粒砂～砂礫，極細粒～細粒砂岩（ときに泥質で生物攪乱作用をこうむる），板状泥岩（ときに前者との細互層で亜炭～泥質亜炭を挟む）の不規則な互層である。以上のような岩相から下部はラグーン成，上部が湿原～河川成の堆積物で，特に下部はユースタチックな海水面変動を反映していると判断される。

本層下部の最上部から上部にかけて８層準の試料について花粉分析した結果（五十嵐八枝子による）では，*Tsuga*が旺盛であり，十勝平野の池田層群音更累層（岡，1976）または渋山層の花粉化石群集（Yoshida et al.，1981）に極めて類似している。このことと勇知層の編年結果を総合化すると，本層の年代は前期更新世後半（1Ma以降）とみなされる。なお，抜海海岸の本層基底の砂礫層からは豊富市街北東丘陵の勇知層最上部に類似した“瀬棚ファーナ”タイプの貝化石群を含む。

恵北層（中位段丘堆積物）　Keihoku Formation (Middle terrace deposits)

本層の名称は稚内市恵北の台地を模式地として，主にサロベツ原野の周辺に分布する台地を構成する地層に更別グループほか（1966）が名付けたものである。稚内市の沼川周辺には類似の地層で沼川層と呼ばれた地層がある（飯塚，1936）。同層は「豊富」図幅でも福永川上流部に分布するとされている。その後，「沼川」図幅では声問川，増幌川およびサロベツ川上流の，地質構造的な向斜状部に広く分布する台地構成堆積物を更別グループ（1966）の恵北層の名称を適用している。「抜海」および「稚咲内」図幅の兜沼層し，鳥居（1981）のアチヤル層に相当する。更別グループは「沼川」・「豊富」図幅などに分布する台地構成物の大部分は低位段丘堆積物として恵北層とは別のものとしているが，これらの図幅内には低位段丘堆積物が別に報告されており，その判断には問題がある。筆者はこれらの図幅内の台地構成堆積物については低位・中位段丘に対応する２つの段丘堆積物があると考えているが，その詳しい調査は今後の課題である。なお，筆者はかって恵北層

が所によつては現河床からの比高が数10mにも達することがあることから高位段丘堆積物として取り扱った（岡, 1986b; 1989）。しかしながら，その後の調査では中位段丘堆積物の存在が確認できないこととその上部は利尻火山噴出物と関連が深いことなどから，本層を中位段丘堆積物として取り扱うことにした。以下にサロベツ原野付近における筆者の調査結果にもとづいて本層の説明を行なう。

主にサロベツ原野の周辺において台地を構成して分布する。その他，下エベコロベツ川，福永川およびサロベツ川の流域に河岸段丘状をなして分布する（Fig. Ⅷ-3, 4）。層厚は10～15m前後で，下位の更別層，勇知層および声問層などとは一般に斜交不整合関係を示す。いくつかの代表的な露頭の柱状図（Fig. Ⅷ-12）に示すように，下部砂礫層，中部板状泥岩層および上部塊状泥層に大まかに３分され，上位に利尻火山噴出物が重なる。下部砂礫層は厚さは一般に2m前後であるが，ときに5m以上に達し，中部板状泥岩層と指交関係になり，一般に斜交葉理が発達することから河川成の堆積物とみなされる。中部板状泥岩層は厚さは5m前後であり，ときに欠如している。粘土・シルト・極細粒～細粒砂の細かい互層で，最上部に泥炭が挟まれることがあり，ラグーンまたは蛇行河川の流れるような湿原の堆積物とみなされる。上部塊状泥層は厚さ2m前後で淡灰色～淡褐色の火山灰質の雑粘土状の泥よりなる。利尻火山噴出物に類似した火山岩片・軽石を取り込むこともあり，同噴出物の初期のもの（ワンコの沢軽石層）との関連がある。ただし，更別グループほか（1966）はこのような火山噴出物を取り込む堆積物は低位段丘堆積物とみなしている。

これら一連の地層の連なりは，河川→ラグーン→陸域という１つのシークエンスを意味しており，ユースタチックな海進－海退を示す堆積物とみなされる。後で述べる上位の利尻火山噴出物の年代などを考慮すると最終間氷期から最終（ウルム）氷期初期にかけての堆積物とみなされる。なお，藤（1966）は本層の泥炭について花粉分析を実施している。豊富・幌延町境で採取された試料は恐らく中部板状泥層の上部に挟まれる泥炭であろうと思われるが，*Larix*などの針葉樹の花粉に富むかなり寒冷な気候が示唆されている。

本堆積物をともなう台地地形はサロベツ原野に向って傾いており，原野の低地面との境界が不明瞭となることもある。後で詳しく示すように，本層に関連する台地面（中位段丘面）は新第三系・前期更新統の褶曲構造に見合うように変位しており，これらの褶曲構造が活構造（活褶曲）であることを示している。

**低位段丘堆積物**　Lower terrace deposits

本堆積物は主にサロベツ原野周辺の丘陵地内の諸河川に沿って分布し，厚さは数mで，主に砂礫よりなる。本堆積物に関連する低位段丘面は現河床からの比高が数mであるが，中位段丘面の高度が低くなる所では，中位段丘面との区別が不明瞭になることがある。地形面の変位が少ないことなどから判断して完新世初期の堆積物みなされる。

**利尻火山噴出物**　Rishiri Volcanic Ejecta

本堆積盆の西縁部に存在する利尻火山（利尻島）の地質については，「利尻島」図幅お

よび北川･小林（1985）および小林（1987）で詳しい報告が行なわれている。特に，小林（1987）は利尻火山の活動を２万年前を境に古期（成層火山）と新期（側火山）に区分し，古期が３，新期が２つ，計５つの活動期に分け，噴出岩石は玄武岩から流紋岩まであるが，量的には安山岩が卓越しているが，新期に限ると玄武岩が圧倒的に多く，デイサイトがそれに次ぐとしている。このうち第４期の沓形溶岩については20,800±1,000y.B.P.という$^{14}$Ｃ年代が報告されている（「利尻島」図幅）。

利尻火山の噴出物は偏西風に乗り，その東方の北海道北端部（天北地域）に分布しており，従来，それらはサロベツ原野西部の稚咲内付近を模式地として，下位よりワンコの沢軽石層および豊徳火山灰層と呼ばれた（更別グループほか,1966）。佐々木ほか（1971）は，前者について14,800±1,000y.B.P.，後者について5,240±100y.B.P.という$^{14}$Ｃ年代を報告している。その後，北川･小林（1985）はサロベツ原野北部のアチヤル台地南端の露頭（Fig.Ⅷ-12）で，下位より古期テフラ層，ワンコの沢軽石層および豊徳火山灰層という総計約9mの堆積物を識別している。さらに，小林（1987）は，ワンコの沢軽石層について，それが従来，降下軽石層，ローム質粘土層，火山砂層などを一括したもので，長期にわたるテフラあるいは二次堆積物の総称であるが，最下位の降下軽石層のみをこの名称で呼ぶことにした。小林（1987）の狭義のワンコの沢軽石層はデイサイト質であり，模式地（ワンコの沢）では厚さが約1.5mで，５つのフォールユニットが識別されている。豊徳火山灰層については，従来のワンコの沢軽石層の上位のスコリア質の火山灰層として定義し，ワンコの沢付近で約2.5mの厚さがあるとしている。一方，三浦（1991）は天北地域全体の利尻火山噴出物について総括し，ローム層を挟んで下位より利尻－アチャル軽石（Rs-Ac），利尻－兜沼軽石・スコリア層（Rs-Kb），利尻－豊徳／ワンコの沢テフラ（Rs-Ho/Wn）が重なるとした。そして，Rs-Kbの直上に阿蘇火山灰（Aso-4,約７万年前）が，Rs-Ho/Whの直下に支笏降下軽石（Spfa-1,約3.2万年前）が挟まれることを報告した。柳田･清水（1992）はサロベツ原野北部の兜沼北西でRs-Wnの直下の有機質シルト２試料についてについて＞48,800y.B.P.という$^{14}$Ｃ年代を得ている。

以上のように本噴出物については，より厳密に区分が行なわれるようになり，従来のワンコの沢軽石層・豊徳火山灰層より古いテフラも発見されているが，分布域全体での詳細な区分の結果は示されていないので，ここでは上位にあり，スコリア質で識別の容易な豊徳火山灰層をまず区分し，それ以下のものは従来通り，一括してワンコの沢軽石層として取り扱うことにする（Fig.Ⅷ-12）。ワンコの沢軽石層については，先に述べたように恵北層の上部塊状泥層（火山灰質）とほぼ同一のものとしてとらえられる場合もある。なお，本噴出物の分布はワンコの沢軽石層は利尻島と鬼志別，浜頓別を結ぶ範囲に，豊徳火山灰層はそれよりかなり広く，天塩と稚内の間をさらに東方へ扇形に広げた範囲にある（更別グループ,1966）。本噴出物の年代については上で述べた年代的データと下位の恵北層の中部板状泥層を最終間氷期の最盛期ととらえるならば，それ以降，約10万年前以降～数

千年前まで（後期更新世後半～完新世前半）とみなされ，そのうち豊徳火山灰層は完新世前半とみなされる。

**完新世堆積物**　Holocene deposits

本堆積物はサロベツ原野に主に分布し，その他，周辺台地・丘陵地内の河川沿いに樹枝状の分布がある。サロベツ原野の本堆積物については，地下水調査などの関連で調べられている（鳥居, 1981など）。下限の解析結果によればサロベツ原野の南部ではペンケ・パンケ沼を中軸とする谷状地形が，北部では円山の地形的高まりなどで分岐した谷状地形が示される。そして，その深さは谷状部の中軸では南部では地表下40～60m，北部では同10～40mになるとされている（鳥居, 1981）。しかしながら，この解析は$^{14}$C年代測定や化石研究に裏付けられたものではないため問題があったが，近年，五十嵐（1988）はサロベツ原野西部の豊徳付近（Fig. Ⅷ-3）でのボーリングに関連して地表下11m付近までのコア16層準についての花粉化石を解析している。まず，地質構成は深度5m付近まで泥，以下，貝化石を含む細礫まじり粗粒砂を主とし，9～11m間に植物遺体に富む泥がはさまれる。隣接地点のボーリングでは深度11m付近に含まれる貝化石（Ostrea）について，11,910±220y. B.P.の$^{14}$C年代が報告されており（北川･赤松, 1980），その他の隣接地点でのボーリングコアの花粉解析を含めて深度11m付近以浅の部分がほぼ12,000年前以降の最終氷期直後の寒の戻り（剣淵亜氷期；小野･五十嵐, 1991）を含むほぼ完新世の堆積物であることを明らかにしている。最終氷期以降の海進，現在より海面が高かった縄文海進などを反映して内湾・ラグーン・湿原などの堆積環境の変遷があったと判断され，現在は広い範囲が湿原（泥炭地）となっている。周辺台地・丘陵内の本堆積物は後背湿地を含む河川（蛇行河川）的な堆積環境の産物である。

日本海沿岸には砂丘が数列ほど発達し，その堆積物が存在する。なお，低位段丘堆積物も本堆積物に含まれるが別に説明した。

**B．問寒別構造盆地の地質とその周辺の地質**　Geology of the Toikanbetsu Tectonic Basin and its vicinity

本盆地の地質については，岡（1993）で詳しく説明しているので，概要を示すにとどめる。本盆地の地質分布と層序を図でまとめるとFig. Ⅷ-13および14のようになり，代表的なルートの柱状図はFigⅧ-15（a，b）に示した。

本盆地周辺の地質については，まず東側のパンケ山－知駒岳山塊は中生代の蛇紋岩類，塩基性噴出岩類・チャート（“空知層群”）および堆積岩類（白亜紀“蝦夷累層群”）よりなり，これらは互いに断層関係で接している（「敏音知」図幅;加藤ほか, 1979）。蛇紋岩体は加藤･中川（1986）の解釈によればテクトニック・メランジであり，この形成には，i）白亜紀の斜め沈み込みによる前弧域でのストライク・スリップ，ii）古第三紀の衝突テクトニクスに関連した衝上運動およびiii）中新世の右横ずれ成分をもつ衝上運動の３

つの構造運動が関わっているとされるが，天北堆積盆ではこれらにさらにiv）鮮新世中頃以降の問寒別構造盆地の形成に関連した上昇運動が付け加わる。これについては，後で説明する。西～北側山地は中期中新世の宗谷夾炭層・鬼志別層・増幌層よりなる雁行背斜群が北北西－南南東の軸方向を取って発達し，それらの周囲を不整合関係で重なった稚内層（層厚600m）および声問層（同800m）が取り巻いている（「敏音知」図幅；根本ほか, 1979;福沢, 1985）。盆地との境界部における稚内・声問層の珪藻化石層序については荒戸裕之の修士論文研究の内容を福沢（1985）が再検討し，稚内層（A層）がKoizumi (1977) の*Denticulopsis hustedtii*帯，声問層（B層）が同じく*D. kamtschatica*帯から*D. seminae v. fossilis*+*D. kamtschatica*帯の下部に相当するとした。この検討結果に従えば，稚内層の堆積年代は中期中新世～後期中新世前半，声問層のそれは後期中新世後半～鮮新世前半ということになる。南側の国府付近は清川隆起帯と呼ばれる複背斜構造（広岡, 1962;岡, 1989）の北部に相当し，本隆起帯は問寒別構造盆地側に半ドーム状に張り出し，下部より稚内・声問・勇知・更別層の一連の堆積が認められる。本隆起帯の西側には問寒別構造盆地と天塩平野側（雄信内向斜）を結ぶように鮮新－下部更新統の向斜構造が存在し，同じく東側には天塩中川構造盆地が存在する。

問寒別構造盆地内では，下位より声問層，勇知層，更別層，段丘堆積物群，現河川氾濫原堆積物が分布する。

声問層　Koitoi Formation

本盆地の南西側のヌカナン付近での観察（Fig. Ⅷ-13, 15b）によれば，50～60°の東傾斜で珪藻質泥岩からなり，塊状・無層理で生物攪乱作用を被る。上位へ次第に粗粒化し，上部では砂質泥岩となるが，この中には粘板岩などの円磨粗粒砂・細礫を散点状に含む。最上部15mは極細砂岩と砂質泥岩との互層で，上位の勇知層へ移行する。本盆地内では北部の問寒別川東側丘陵において，背斜構造の中軸部を占めてわずかな分布があり（パンケルペシュペ川下流），層厚60m+で塊状砂質泥岩である。

勇知層　Yuchi Formation

主に問寒別川西側丘陵に分布し，層厚は約400mで下位層とは整合漸移の関係であるが泥質極細粒砂岩の出現をもって本層の始まりとする。主に塊状の泥質極細粒砂岩および極細粒～細粒砂岩よりなり，ほぼ全体に生物攪乱作用を受け“滝川－本別ファーナ”と呼ばれる海棲貝化石群を産出する。その他，問寒別川東側丘陵において背斜構造の中軸部から西翼部を占めてき狭長に分布する。ヌカナンルート（Fig. Ⅷ-15b）では約20種を産出し，各層準の化石組み合わせ・卓越種により下位より，*Acila－Turritella*帯，*Mya*帯および*Mercenaria－Dosinia*帯が区別され，代表種*Fortipecten takahashii*は*Mya*帯の中から産出する。さらに，福沢（1985）はケナシポロ川の２露頭で*F. takahashii*, *Anadara* sp. など７種類の二枚貝化石，根本ほか（1979）は同じ川で*Mya cuneiformis*など３種類の貝化石の産出を報告している。７層準から試料を得て花粉分析を行なった結果では下部（YU-Ⅰ帯）

が冷温帯広葉樹林から亜高山帯下部の植生で，上部（YU-Ⅱ）は周北極要素の*Sellaginella selaginoides*を含む亜高山帯の植生で，現気候と比較するとより温暖・湿潤からやや冷涼へ移行したと推定でる。

本層の年代については，放射年代測定などは行なっていないので確実には設定できないが，下位の声問層最上部にKoizumi (1977) の*Denticulopsis kamtschatica*帯と*D. seminae v. fossilis+D. kamtschatica*帯の境界面（3.7Ma）が存在するとみなされること（福沢, 1985），産出貝化石群は“滝川－本別ファーナ”でより新しい“瀬棚ファーナ”タイプのものは含まれないこと，貝化石群や花粉層序を道内他地域（滝川・洞爺湖東部・十勝平野）と比較することおよび上位の更別層との関係などを総合的に判断すると，鮮新世中頃～後期（3.5～2.4Ma）とみなされる。

**更別層**　Sarabetsu Formation

本盆地のほぼ全域に分布し，層厚は最大900mに達し，礫岩・砂岩・泥岩・亜炭の互層よりなり，礫～砂礫岩の出現をもって勇知層と区別する。下位層との関係は勇知層の示す浅海的堆積環境から内湾的堆積環境へ漸移的に変化していることことから整合（一部同時異相）である。岩相状況および含貝化石の有無から上・下部に大きく２分できる。すなわち，上部は陸成的環境が強まり，下部のような海水～汽水棲貝化石を含まない。なお，上・下部の区分は全域において追跡できていないため地質図（Fig. Ⅷ-13）では両者を区別していない。ヌカナン－無名沢ルート（Fig. Ⅷ-15ｂ）ではN8°Wの走向で40～50°E傾斜であるが，無名沢入口付近では10°以下の緩傾斜に移行する。このように，このルートでは構造が単傾斜で乱れず，露頭条件が比較的整っており全層が地表に分布することから模式ルートになりえる。一方，問寒別川の東側丘陵では断層を伴って複雑に褶曲しており，本層の全容はとらえずらいことから，ヌカナン－無名沢ルートを中心に説明する。

**下部：**最下部は主に海浜成の中粒～極粗粒砂岩と礫質砂岩・礫岩よりなる。すなわち，葉理が発達し淘汰が進み，碁石状の円礫に富み，ときに高角度の斜交葉理となり，礫は先第三系の岩種で径は主に2cm大以下である。層厚7mまでの厚薄さまざまな泥岩～砂質泥岩層を挟むが，その一部はラグーン成の板状泥岩となり貝化石を含む。産出貝化石は*Anadara* sp., *Macoma tokyoensis*, *Macoma* sp., *Patinopecten* sp. を産出するが，特に*Anadara* sp. が卓越する。主部は主にラグーン成の板状泥岩で，一部が葉理のある中粒～極粗粒砂岩と含礫砂岩・礫岩である。板状泥岩は一部では平行葉理のある極細粒砂岩を挟み細互層状となり亜炭（層厚最大0.8m）および火山灰薄層（層厚5～20cm）を挟み，ときに貝化石を含む。火山灰薄層は極細粒・ガラス質で少なくとも５層が認められる。貝化石は多くの層準で産出を確認できるが，*Corbicula japonica*単一種で構成され明らかに汽水成の特徴を示す場合，*Potamocorbula amurensis*（ヌマコダキガイ，塩分の多少混じる水域に棲む）が卓越する場合，*Macoma tokyoensis*・*Mytilus* sp.・*Mya* sp. などいくつかの種類で構成されやや鹹度の高い場合などがあるが，いずれにしても汽水または汽水に近い水が支配

した環境を示す。ときにはチャンネル構造があり，樹幹・木片を含む。東側丘陵でも以上と似た岩相状況であるが，礫～砂礫岩の割合が増している。礫～砂礫岩は明らかに河川堆積物とみなされ，上位に行くに連れ稚内層などの頁岩・泥岩礫の割合が多くなる。

上部：下部の主部の岩相に類似し，板状泥岩を主とし礫～砂礫岩と亜炭～泥質亜炭（層厚最大135cm）を挟むが，貝化石などは確認できない。下半部の礫～砂礫岩は主に径2cm大以下の先第三系岩石と新第三紀火山岩類の円礫よりなる。一方，上半部の礫岩は径10cm大までの礫よりなり，稚内層などに由来する頁岩・泥岩礫を30～50％含む。下・上半部間で礫種構成が変化する背景としては，特に西側の新第三紀層がバリヤとして次第に上昇を始め，侵食域に転化したことが考えられる。ときに，斜交葉理が顕著で泥岩偽礫などを含むことから明らかに河川成とみなされる礫岩層を挟む。東側丘陵では北大演習林河東１・２班林道ルート（Fig. Ⅷ-15ａ，270mの層厚部分）でほぼ全容を把握することができる。それぞれ厚さ10m以下の泥岩～砂質泥岩と礫岩の互層で，泥岩～砂質泥岩はその大半が板状泥岩で，厚さ40cmまでの亜炭・炭質泥岩を頻繁に挟む。礫岩については一般に礫径が5cm以下で，白亜系堆積岩類（硬質砂岩・泥岩）および神居古潭帯の蛇紋岩・チャート・珪岩・緑色岩などの角～亜角礫より構成され，泥質の基質を有し，塊状・無層理である。ときに礫径が20cmに達することもあり，泥岩・砂岩ブロックを乱雑に含むこともある。以上の岩相は扇状地～河川成の特徴を示し，礫岩が河川の河道堆積物，板状泥岩が後背湿地の堆積物を示すものと判断される。

特に，東側丘陵の更別層上部については，パンケ山～知駒岳山塊からもたらされた蛇紋岩などのやや角張った大～巨礫に富み，不淘汰な礫岩が卓越し，全体として扇状地～河川成の堆積物と判断できる。松井（1961;1963）はこのような地層をヌポロマッポロ層と呼び，問寒別層に不整合（軽微な削剥）関係で重なるものとしている。筆者の観察では東側丘陵に更別層下部の存在が認められ，上・下部間に地質構造差が認められないことおよび花粉分析結果から上部は西側丘陵にも認められることから，上部に相当するヌポロマッポロ層と下部に相当する問寒別層は整合関係であると判断する。

花粉分析はヌカナンー無名沢ルート（Fig. Ⅷ-15ｂ）で52層準，東側丘陵の北大演習林河東１・２班林道ルート（ａ）で42層準など計101層準の試料について行ない，ｂルートで（更別層の全体）でⅠ～Ⅸの９花粉帯，ａルート（同層上部の上半部）でＡ～Ｈの８花粉帯を識別できた。これらの花粉帯は一般に冷温帯広葉樹林帯から亜高山帯にかけての植生変化を反映しており，寒冷－温暖・湿潤の周期的な古気候変化を示す。特に，Ⅷ（Ｅ）帯は冷温帯広葉樹のほかTaxodiaceae，*Abies*，*Tsuga*も減少し，*Larix*（北方系カラマツ属とみなされる）が急増しており，勇知層・更別層を通して最も寒冷・乾燥化した気候・時代を示すことで注目される。

本層の年代設定に関しては勇知層と同様に放射年代・古地磁気測定は実施されていないが主に花粉層序から検討できる。*Fagus*が減少し，*Picea*・*Abies*が増加する勇知層上部YU-

Ⅱ帯から更別層下部のⅠ帯への花粉化石群の変化は十勝平野の十勝層群池田層（筆者の池田層群にほぼ一致，第Ⅹ章参照）下部中の同様な変化に対応する。よって，十勝層群の古地磁気層序（Yoshida et al., 1981）から判断して，その時期はガウス正帯磁期・松山逆帯磁期境界にほぼ一致する。その後，更別層下部～上部下半部では寒・暖の気候変化の繰り返しが認められる。このような気候変化は洞爺湖東方のレルコマベツ層の上部でも明らかになっており（八幡ほか, 1989），ユースタチックな海水面変動を意味する十勝層群のサイクロセム現象（岡, 1976;1982）に対応すると考えられる。周北極要素の*Sellaginella selaginoides*は勇知層のYU-Ⅱ帯からはじめて産出するが，レルコマベツ層でもガウス・松山期境界直前に認められ（八幡ほか, 1989），注目される。さらに，更別層上部のきわめて寒冷な“*Larix*帯”（Ⅷ帯またはE帯）は十勝層群池田層上部の上半部（ハラミロ事変付近）に対比できる。さらに，このことから更別層上部の上半部は十勝層群の最終堆積物・渋山層（基底の火砕流には0.7～0.96MaのK－ArおよびFT年代４点あり）に対比が可能である。以上のことから本盆地の更別層の年代は鮮新世後期～前期更新世末（2.4～0.7Ma）と結論付けられる。

**段丘堆積物群**　Terrace deposits

高位・中位・低位の地形面に対応して堆積物が存在する。主に，問寒別川の東側丘陵に分布する。

高位面は標高60～110mで近接の沢面からの比高は30～50mで，ときに面の変位を反映して，80mに達する。堆積物は厚さ20～25mで，礫相と泥相の互層で最上部に砂まじりの白褐色粘土をともなう。礫相は主に蛇紋岩・白亜系堆積岩などの中～大礫よりなり，東側山地に接近すると角張った巨礫を含むようになる。泥相はいわゆる板状泥相で泥炭や材化石に富む。

中位面は標高25～75mで近接の沢面との比高は10～15mで変位のため変化する。堆積物は厚さ3～10mで礫相と板状泥相よりなり，最上部に砂まじりの白褐色粘土をともなう。なお，豊神付近では本堆積物を切る活断層露頭がある（岡, 1985）。

低位面は変位を反映して近接の沢面との比高は数mから10数mの変化を示す。堆積物は厚さ5m内外でおもに礫相よりなり，所により頁岩礫が半分を占める。最上部に泥相をともなう。

これらの堆積物は河川堆積物であるが，，年代について調査・研究が不十分なため明確には定まらないが，いずれにしても中期中新世以降とみなされる。

**現河川氾濫原堆積物**　Holocene fluvial deposits

天塩川・問寒別川とその支流に沿って分布し，一般に礫・砂・泥よりなり，ときに泥炭をともなう。

C．ウブシ原野とその周辺の地質　Geology of the Ubushi-genya and its vicinity

ウブシ原野とその周辺地域の地質については，岡（1986b;1989）で明らかににしたが，そのうち，ウブシ原野とその近傍の地質図・断面図をまとめるとFig.Ⅷ-16･17のようになる。地質構成とと編年についてはサロベツ原野の周辺と類似しているので，具体的な説明は省き，FigⅧ-15にいくつかのルート柱状図を示すにとどめる。ルートの位置はFig.Ⅷ-3に示したが，東雄信内がｃ，ｄおよびｅの３ルート，泉源がｆの１ルート，東雄信内がｇおよびｈの２ルート，北川口がｉおよびｊの２ルートである。なお，柱状図の作成は筆者自身の調査にもとづいているが，この地域においては筑波大学の北方科学調査報告で，菅野ほか（1980），増田ほか（1981），野田ほか（1982;1983;1984）および野田･天野（1985;1986）の貝化石群および堆積相の解析報告があり，それらも参考にした。

## Ⅷ－４．天北堆積盆のテクトニクス　Tectonics of the Tempoku Basin

A．日本海東縁部変動帯の中での天北堆積盆の位置付け　Setting of the Tempoku Basin in the Eastern Marginal Active Zone of Japan Sea

Fig.Ⅷ-18の断面図に示すように日本海東縁部の利尻舟状海盆，礼文舟状海盆および天北堆積盆（天塩沖堆積盆・ウブシ原野・問寒別構造盆地）を西から東へ並べてとらえると，いずれの堆積盆も第四紀堆積物が厚く発達し，東翼側にはスラスト性の大きな断層をともない，東急西緩の非対象な構造をもつのが特徴であり，これらが同一の応力場（東西圧縮）の中で発達してきたものであることを示している。海域の部分は近年，Ｍ＝7前後の大規模な地震の発生などから関心がもたれ調査検討が進んだ結果，そこが新生代末期の顕著な地殻変動帯（日本海東縁部変動帯）であるとみなされるようになってきた。最も変動の激しいのは奥尻海嶺であるが，その北方への延長は利尻舟状海盆付近にくるとみなされている。利尻舟状海盆に天北堆積盆は近接しており，同堆積盆は日本海東縁変動帯の中に位置付けるべきものである。

B．更別層下限の等深線図と第四紀地殻変動量 Structural contour map of the lower limit of Sarabetsu Formation and vertical movement of the crust during Quaternary

天北堆積盆の中で更別層（鮮新世末～前期更新世）の分布域をFig.Ⅷ-1・3に示した。Fig.Ⅷ-19には同層下限の等深線図を示したが，内陸の問寒別構造盆地ではその下限の年代は2.4Ma頃であるのに対して，サロベツ原野～ウブシ原野では１Ma頃である，よってこの図から直ちに第四紀の地殻変動量とらえることはできないが，下限の深度は問寒別構造盆地で最大900m，ウブシ原野で700m，サロベツ原野で800mである。第四紀始まりを1.7Maとして第四紀開始層準の深度を算定すると次のようになる。問寒別構造盆地では900mの層厚部が全て更別層とし，その上限の年代を0.7Maとすると，900m×(1.7-0.7)Ma/(2.4-0.7)Ma＝530mである。ウブシ原野およびサロベツ原野では勇知層最上部に第四紀の始まりがあるとし，仮に200m程度の層厚部を付加すると，それぞれ900m，1,000m程度の第四紀開始層準の深度となる。恐らく実際の地殻変動量には変位測定基準となる盆地や原野の低地面からみて，上位の地層の傾斜分の変位も付加され，例えば，ウブシ原野東側では更別層は45

。程度の西傾斜をもっており，さらに100m程度の変位を付加する必要がある。これらから，代表例として，ウブシ原野の第四紀地殻変動量を1,000mとすると，平均変位速度は0.59m/1,000年である。

C．ネオテクトニクス　Neotectonics

サロベツ原野～ウブシ原野地域では活断層はあまり認められないが，中位段丘面（恵北層に相当する堆積物をともなう）の顕著な傾動現象（活褶曲）が原野周辺のほぼ全域の台地で認められる。その最も典型的事例は雄信内付近の天塩川沿いで大曲断層を横断して認められる（FigⅧ-17）。ここでは中位段丘堆積物の傾動による垂直変位は100m以上に達するが，中位段丘堆積物（恵北層）の年代を最終間氷期とすると，垂直変位量100mあまりを13万年で割ると，約１m/1,000年の平均変位速度となる。

問寒別構造盆地はそのほぼ全体が活構造帯である（岡,1985）。この活構造帯は４つの雁行褶曲群より構成され，高・中・低位の段丘面の傾動（活褶曲）や活断層（地溝状凹地・低撓曲崖・断層露頭など）が存在する。褶曲の配列や形態はこのような雁行褶曲群をもたらした動きが，全体としては左ずれを主体とし，南部では右ずれとなっていることを示している。

現在の地殻変動を直接示すものとして地震活動，とりわけ浅発地震活動があげられる。天北堆積盆を含む北海道北部の西半部からサハリン島南部にかけての範囲は浅発地震活動（一般にＭ＝６を越えない）が活発で，その東側の北見山地～オホーツク沿岸地域ではその活動が低調であることと対照をなすことから，注目されている（森谷,1974;1976;1986;1987;島村・森谷,1994）。さらに，いくつかの地震のメカニズム解から推定される応力場も東西圧縮とされている（森谷,1986;1987）。

D．天北堆積盆の構造発達　Geotectonic development of the Tenpoku Basin

天北堆積盆はその起源を古第三紀にまでたどることができることから，天北第三紀堆積盆なとも呼ばれることがある。しかし，ここでは古い時代に言及することは本意ではないので，中期中新世前半の天塩トラフから説明する。天北堆積盆地域を含む北海道北部付近の15Ma以降の古地理変遷はFigⅨ-13に示した。福沢（1987）の堆積場の変遷解析結果も参考にしながら説明すると次のようになる。天塩トラフに引き続き，中期中新世後半から後期中新世にかけてもこの地域にはトラフ状海域（天北トラフ）が継続したが，その堆積域は幌延断層付近より西側に限られているが，大曲－豊富断層はまだ衝上運動を開始してはいない。実際にこの断層付近で稚内・声問層は総計で1,500m以上に達し（FigⅧ-8），トラフの中心部で堆積したとみなされる陸源堆積物の挟みの少ない典型的な珪藻質泥岩（珪藻土）とそれがオパールＣＴ化した珪質頁岩より構成されている。鮮新世になり勇知層が堆積を開始する頃から，サロベツ原野（現日本海沿岸部）と内陸の問寒別構造盆地の間にバリヤが形成され始め，更別層堆積時には完全に両地域を分化させた。このバリヤの形成に大曲－豊富断層とそれに付随する褶曲構造も大きな役割を果したことは，更別層の堆積がこの断層の西側に限定されていることから明らかである。

問寒別構造盆地，ウブシ原野－雄信内川流域（雄信内向斜部）およびサロベツ原野地域などで鮮新世末～前期更新世の更別層が極めて厚く，稚内・声問層とは大きく堆積域を狭

めて堆積していることを考慮すると，これは新生代末期の新たな堆積盆の出現ととらえるべきであろう。そして，そのような狭長な堆積盆の出現は周囲（東側）のスラスト性の大断層の活動と一体のものであり，東西圧縮応力場の出現に対応している。そして，このようなテクトニクスは従来，考えられていたような北海道中軸部の日高造山運動の余波では説明できないことは，同時期に中央低地帯が静穏であったことから明らかであり，日本海東縁部での西からの圧縮テクトニクスに結びつけてとらえるべきである。

［第Ⅷ章関連文献］


秋葉文雄(1975):北海道空知・日高地域と天北地域新第三系のDenticula属を中心とした珪藻化石層序による対比と問題点.石油資源開発技研所報,18,197-236.

藤 則雄(1966):北海道北部の恵北層の花粉分析について.第四紀研究.5,7-11.

福沢仁之(1982):北海道天北－羽幌地域の新第三紀珪藻質堆積岩の堆積機構と続成作用.地球,4,492-501.

――――(1985):北海道天北－羽幌地域の上部新第三系層序の再検討－とくに“稚内”・“声問”層について－.地質学雑誌,91,833-849.

――――(1987):北海道北部，新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場.地質学雑誌,93,37-55.

――――(1988):新第三紀層状珪質岩の堆積機構－北海道北部，上部中新統稚内層を例として－.地質学雑誌,94,669-688.

――――・保柳康一・秋山雅彦(1992):北海道中央北部の新第三系の層序と古環境.地質学論集,37,1-10.

秦 光男・津島坤六(1969):5万分の1地質図幅「遠別」および同説明書.33p.,地質調査所.

――――・植田芳郎・松田武雄・杉本友紀(1967):20万分の１地質図「稚内」.地質調査所.

――――・――――・――――・――――(1969):20万分の１地質図「天塩」.地質調査所.

広岡悦郎(1962):北海道天北地方の石油地質学的研究.石油技術協会誌,27,323-344.

北海道鉱業振興委員会編(1979):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和43～51年）－.205p.

保柳康一・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈(1986):“衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス－中新世・中央北海道の例－.地団研専報,31,265-284.

五十嵐八枝子(1988):北海道における晩氷期以降の気候変遷－花粉化石群集からの解析－.総研(A)「日本における沖積平野・沖積層の形成と第四紀末期の自然環境とのかかわりに関する研究」報告書,31-38.

――――・岡 孝雄・高木俊男(1986):天北地方の勇知層および更別層の層序と年代について－とくに花粉化石，貝化石よりの考察.地団研第40回総会札幌支部プレシンポジウム講演要旨録,17-19.

猪木幸男(1959):5万分の1地質図幅「敏音知」および同説明書.41p.,地質調査所.

飯塚保五郎(1936):北海道宗谷油田（大日本帝国油田 石油第30区）地質図説明書.45p.,地質調査所.

海上保安庁水路部(1991):5万分の1沿岸の海の基本図「利尻島」および同海底地形地質調査報告.58p.

――――――(1993):5万分の1沿岸の海の基本図「利尻水道」および同海底地形地質

調査報告書.58p.
菅野三郎·野田浩司·天野和孝·間島隆一·伊藤 慎(1980):北海道天塩町周辺の地質及び古生物概論　その１.筑波大学北方科学調査報告,1,5-21.
加藤孝幸·中川 充(1986):神居古潭構造帯超苦鉄質岩類の由来,地団研専報,31,119-135.
———·新井田清信·渡辺暉夫(1979):神居古潭構造帯，知駒岳周辺の蛇紋岩メランジ帯.地質学雑誌,85,279-285.
北川芳男·赤松守雄(1980):北海道における完新世の海進.総研(Ａ)「完新世における海水準の認定とその年代に関する研究」報告書,31-44.
小林哲夫(1987):利尻火山の地質.地質学雑誌,93,749-760.
———(1985):利尻火山の活動史とテフラ.続北海道５万年史(郷土と科学No.93-96),53-63.
————(1977):Diatom biostratigraphy in the North Pacific region.In Saito,T. and Ujiie,H.eds.,*1-CPNS,Tokyo 1976.Proc.*,235-253.
正谷 清·藤田 実·新保 久弥·秋葉文雄·工藤修二·青柳宏一·小村精一(1982):日本の石油・天然ガス資源－第Ｉ編北海道編.新版－技術報告書,3-92.,天然ガス鉱業会·大陸棚石油開発協会.
増田富士雄·天野和孝·桂 雄三·伊藤 慎(1981):北海道天塩町北西部および南東部における新第三系・第四系の浅海堆積相（北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報，その２）.筑波大学北方科学調査報告,2,1-41.
松井和典·一色直記·秦 光男·山口昇一·吉井守正·小野晃司·佐藤博之·沢村孝之助(1967):5万分の1地質図幅「利尻島」および同説明書.25p.,北海道開発庁.
松井 愈(1961):地質調査における航空写真の援用－天塩郡問寒別南部地域の１例－.新生代研究,33,825-832.
———(1963):天塩国幌延町問寒別地域北海道大学天塩第二演習林の地質・土壌調査報告.北大演習林業務資料,6,60p.
松下勝秀·三谷勝利·石山昭三·小山内 熙(1964):5万分の1地質図幅「鬼志別」.31p.,北海道開発庁.

三谷勝利(1981):5万分の1地質図幅「稚咲内」および同説明書.26p.,北海道立地下資源調査所.
———·魚住 悟·藤江 力(1965):5万分の1地質図幅「抜海」および同説明書.20p.,北海道開発庁.
三浦英樹(1991):天北原野のテフラ層序からみた利尻火山の噴火史.地球惑星科学関連学会合同大会日本火山学会固有セッション講演予稿集(1991年度),11.
森谷武男(1974):北海道およびその周辺の浅発地震活動と北海道北部の地殻変動.地震予知連絡会会報,12,7-9.
———(1976):北海道内陸部における浅発地震活動.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,70-82.
———(1986):浅い地震活動と起震歪力から見た北海道のテクトニクス.地団研研専報,31,475-485.

———(1987):北海道およびその周辺における地震活動の特徴.北海道における地震災害の地域特性に関する調査研究,15-26.

長尾捨一(1960):5万分の1地質図幅「豊富」および同説明書.42p.,北海道地下資源調査所.

———(1962):5万分の1地質図幅「天塩中川」および同説明書.39p.,北海道立地下資源調査所.

根本隆文·佐川 昭·植田芳郎·織田精徳·松井 寛·三梨 昂(1979):天北炭田地質図および同説明書.日本炭田図,8,122p.,地質調査所.

野田浩司·天野和孝·間島隆一·伊藤 慎·菅野三郎(1982):北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報 その３;抜海南部から産出した鮮新世貝化石.筑波大学北方科学調査報告,3,1-15.

———·———·———·———·———(1983):北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報 その４. 鮮新統“勇知層”下部産貝化石.筑波大学北方科学調査報告,4,1-12.

———·———·———(1984):北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報 その５. 鮮新統“勇知”層産エゾイガイ.筑波大学北方科学調査報告,5,1-11.

———·———(1985):北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報 その６. 鮮新統“勇知”層産玄能石とその共産貝類化石.筑波大学北方科学調査報告,6,1-12.

———·———(1986):北海道天塩町周辺の地質及び古生物概報 その７. 鮮新統“勇知”層産*Anadara*(*Anadara*)*uozumii*と若干の共産貝化石.筑波大学北方科学調査報告,7,1-12.

野村隆文·高田忠彦·皿井博美·吉田憲司·岡 孝雄·八幡正弘·庄谷幸夫(1993):本道珪藻土の高度利用と資源評価に関する研究（平成４年度共同研究報告書）.26p.,北海道立工業試験場·北海道立地下資源調査所.

———·———·———·———·———·———(1994):本道珪藻土の高度利用に関する研究（平成５年度共同研究報告書）.35p.,北海道立工業試験場·北海道立地下資源調査所.

小椋伸幸·掃部 満(1992):天北・羽幌地域の石油地質－深部構造特性と炭化水素ポテンシャル－.石油技術協会誌,57,32-44.

岡 孝雄(1976):十勝平野の鮮新・洪積統について（その１）－居辺台地南部地域の池田層群上部－.地質学雑誌.82,241-258.

———(1982):十勝平野の鮮新・更新統について（その３）－幕別台地の池田層群－.地質学雑誌,88,79-100.

———(1983):天北地域の鮮新-更新統について.北海道地質構造発達史の解明をめざすシンポジウム(その７)講演要旨録,地団研札幌支部,8-12.

———(1985):北海道天北・問寒別構造盆地のネオテクトニクス.活断層研究,1,19-29.

———(1986a):北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス.地団研専報,31,295-320.

———(1986b):高レベル放射性廃棄物の地層処分と幌延の地質.80年代と科学Ⅵ,46-70,日本科学者会議北海道支部.

———(1989):国営畑地帯総合土地改良区パイロット事業計画地「天塩平原地区」表層地質調査報告書.49p.,北海道開発局農業水産部·北海道立地下資源調査所.

———·五十嵐八枝子(1993):北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新-更新統－とくに堆積相および花粉層序.地質学雑誌,99,365-389.
小野有五·五十嵐八枝子(1991):北海道の自然史.224p.,北海道大学図書刊行会.
小山内 熙(1954):5万分の1地質図幅「稚内」および同説明書.34p.,北海道地下資源調査所.
———·三谷勝利·石山昭三(1957):5万分の1地質図幅「知来別」および同説明書.44p.,北海道開発庁.
———·———·北川芳男(1959):5万の分1地質図幅「宗谷および宗谷岬」および同説明書.52p.,北海道立地下資源調査所.
嵯峨山 積(1993):Fortipecten takahashii(Yokoyama)の産出層準の地質年代－北日本から南サハリンまで－.石井次郎教授追悼論文集,169-176.
坂上澄夫·高野 尚·佐々木昭雄·西陰敏夫·市戸靖二·尾関俊介·篠原 弘·田中隆一·下川部英明·高橋靖志·高下慶雄·林 俊彦(1966):北海道渡島半島上磯付近の富川層の化石について.北海道教育大学紀要（第二部Ｂ）,17,78-91.
更別グループ·藤 則雄·朝比奈正二郎(1966):稚内・サロベツ地域の第四系.第四紀研究,5,1-11.
佐々木竜雄·片山雅弘·富岡悦郎·佐々木清一·矢沢正士·山田 忍·矢野義治·北川芳男(1971):北海道における腐植質火山灰の編年に関する研究.第四紀研究,10,117-123.
島村英紀·森谷武男(1994):北海道の地震.224p.,北海道大学図書刊行会.
鈴木明彦(1989):西南北海道黒松内地域の瀬棚層の貝類化石群.地球科学,43,277-289.
———(1991):西南北海道美利河-花石地域の瀬棚層の堆積環境.地質学雑誌,97,329-344.
高橋功二·石山昭三(1968):5万分の1地質図幅「沼川」および同説明書.46p.,北海道開発庁.
田中啓策(1960):5万分の1地質図幅「上猿払」および同説明書.65p.,地質調査所.
鳥居栄一郎(1981):サロベツ原野地域及び天塩沿岸地域の地形と水理地質.北海道地理,55,8-16.
Ujiie,H.,Saito,T.,Kent,D.V.,Thompson,P.R.,Okada,H.,Klein,G.deV.,Koizumi,I.,Harper,H.E.Jr.and Sato,T.(1977):Biostratigraphy and sedimentology of Late Cenozoic sediment in Northwestern Hokkaido,Japan.*Bull.Natn.Sci.Mus.,Ser.C (Geol.)*,3,49-102.
Uozumi,S.,Akamatsu,M.and Takagi,T.(1986): Takikawa—Honbetsu and Tatsunokuchi Faunas (*Fortipecten takahashii*-bearing Pliocene faunas).*Paleont.Soc.Japan,S.P.*211-226.
渡辺久吉(1918):中部及東部北海道第三紀層.地質要報,25,159-221.
山口昇一·須田芳朗(1981):20万分の１地質図「枝幸」.地質調査所.
山本明彦·森谷武男(1989):北海道の重力異常と地下構造.地球,11,377-385.
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.石油技術協会誌,44,206-267.
柳田 誠·清水長正(1992):利尻－ワンコの沢軽石層の年代資料.第四紀研究,31,37-39.
Yoshida,M.,Fujiwara,Y.,Honma,M.,Igarashi,Y.,and Tonosaki,T.(1981):Magnetostratigraphy and chronology of the late Neogene and Quaternary deposits in Tokachi district,Hokkaido,Japan.Rock Mag.Paleogeophys.,8,106-109.

八幡正弘·五十嵐八枝子·Gautum, P.·和田信彦(1989):西南北海道洞爺湖東方の鮮新-更新統について－堆積相・花粉層序・古地磁気層序－. 地球科学, 43, 261-276.

[第Ⅷ章図表説明]

Fig. Ⅷ-1 Map showing Bouguer anomalies and geological structure of the Tempoku region(adapted from Oka, 1986).

Fig. Ⅷ-2 Map showing the structural divisions of the Tempoku Sedimentary Basin and the sedimentary area of Early Pleistocene Sarabetsu Formation( adapted from Oka, 1993).

Fig. Ⅷ-3 Geologic map of the Sarobetsu-genya area, Ubushi-genya area, Toikanbetsu Tectonic Basin and those vicinity areas.

Fig. Ⅷ-4 Geologic map of the Sarobetsu-genya area and its vicinity.

Fig. Ⅷ-5 Generalized columnar section of the Sarobetsu-genya area and its vicinity.
Pollen stratigraphy was studied by Yaeko Igarashi.

Fig. Ⅷ-6 Geologic map of the Toyotomi Hotspring area(after Nomura et al., 1993).

Fig. Ⅷ-7 Route columns of the Wakkanai and Koitoi Formations in the Toyotomi Hotspring area and locality map of researched outcrops (after Nomura et al., 1993).

Fig. Ⅷ-8 Column of the b-route and R-9 well.
Showing abilities controlling humidity concerned with mudstones of the Masuporo, Wakkanai and Koitoi Formations.

Fig. Ⅷ-9 Route columns of the Yuchi Formation in Toyotomi town—Toyotomi Hotspring area.

Fig. Ⅷ-10 Route columns of the Sarabetsu Formation in the surronding hills of Sarabetsu-genya.
Captions of facies patterns are presented in Fig. Ⅷ-9.

Fig. Ⅷ-11 Detailed columns of the Sarabetsu Formation.
Showing model sedimentary facies: A, $B_1$, $B_2$, C, D and E-facies.

Fig. Ⅷ-12 Columns of representative outcrops of the Keihoku Formation and the Rishiri Volcanic Ejecta.

Fig. Ⅷ-13 Geologic map of the Toikanbetsu Tectonic Basin (after Oka, 1993).
1:Holocene deposits 2:Lower terrace deposits 3:Middle terrace deposits 4:Higher terrace deposits 5:Sarabetsu Formation 6:Yuchi Formation 7:Koitoi Formation 8:Cretaceous sedimentary rocks 9:Serpentinite 10:Strike and dip of stratum 11:Horizontal stratum 12:Vertical stratum 13:Overturned stratum 14:Anticlinal axis 15:Synclinal axis 16:Semi-dome and semi-basin structure 17:Basin structure 18:Fault

Fig. Ⅷ-14 Generalized columnar section of the Toikanbetsu Tectonic Basin (after Oka, 1993).

Fig. Ⅷ-15 Columnar sections of representative routes of Plio-Pleistocene in the Tempoku sedimentary Basin.

Fig. Ⅷ-16 Geologic map of the Ubushinai-genya and its adjacent areas(after Oka, 1986b).
1:Holocene deposits 2:Lower terrace deposits 3:Middle terrace deposits 4:Sarabetsu Formation 5:Yuchi Formation 6:Koitoi Formation 7:Wakkanai Formation 8:Masuporo Formation 9:Dip and strike of stratum 10:Fault 11:Anticlinal axis 12:Synclinal axis
A:Horonobe Fault B:Omagari-Toyotomi Fault C:Omagari Anticline D:Onobunai Syncline E:Sarakishi Anticline.
I-I is geological cross section line.

Fig. Ⅷ-17 Geological section acrossing the Onobunai Syncline and Omagari Fault (after Oka, 1986b).

Fig. Ⅷ-18 Geological section acrossing the Tempoku Sedimentary Basin.

Fig. Ⅷ-19 Structural contour map of the lower limit of Sarabetsu Formation.

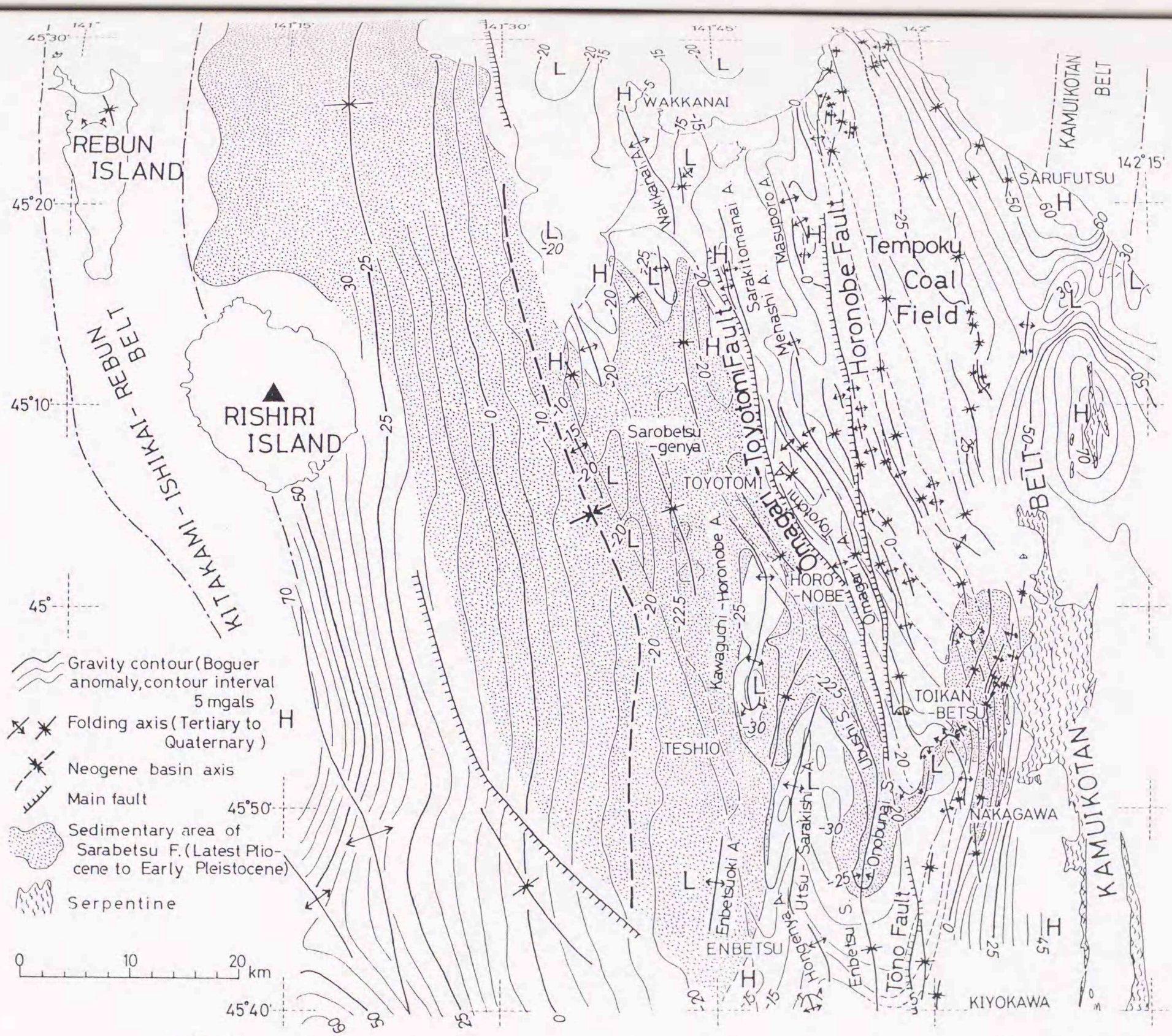



Fig. Ⅷ-1 Map showing Bouguer anomalies and geological structure of the Tempoku region (adapted from Oka, 1986).

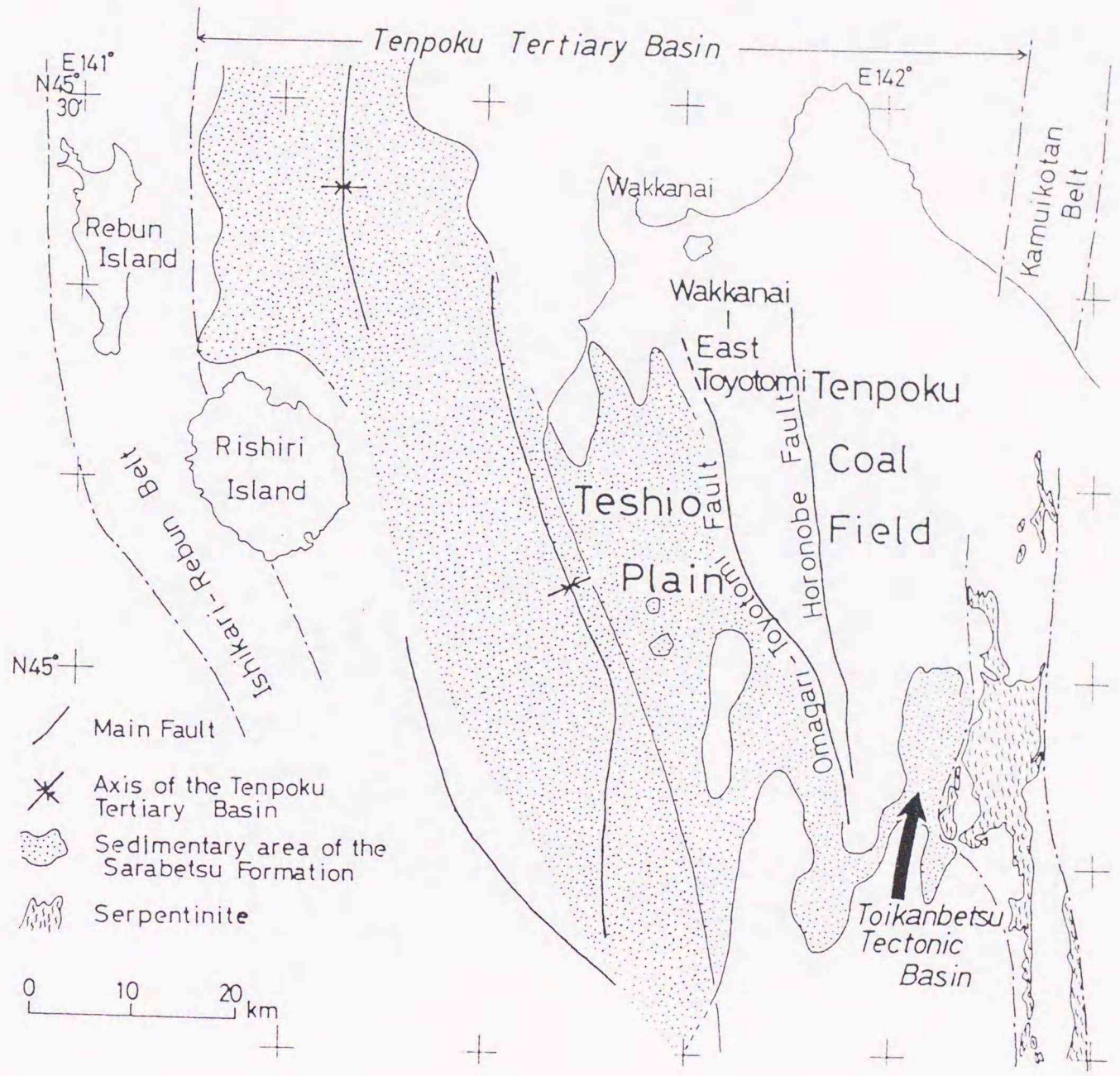



Fig. Ⅷ-2

Map showing the structural divisions of the Tempoku Sedimentary Basin and the sedimentary area of Early Pleistocene Sarabetsu Formation( adapted from Oka, 1993).

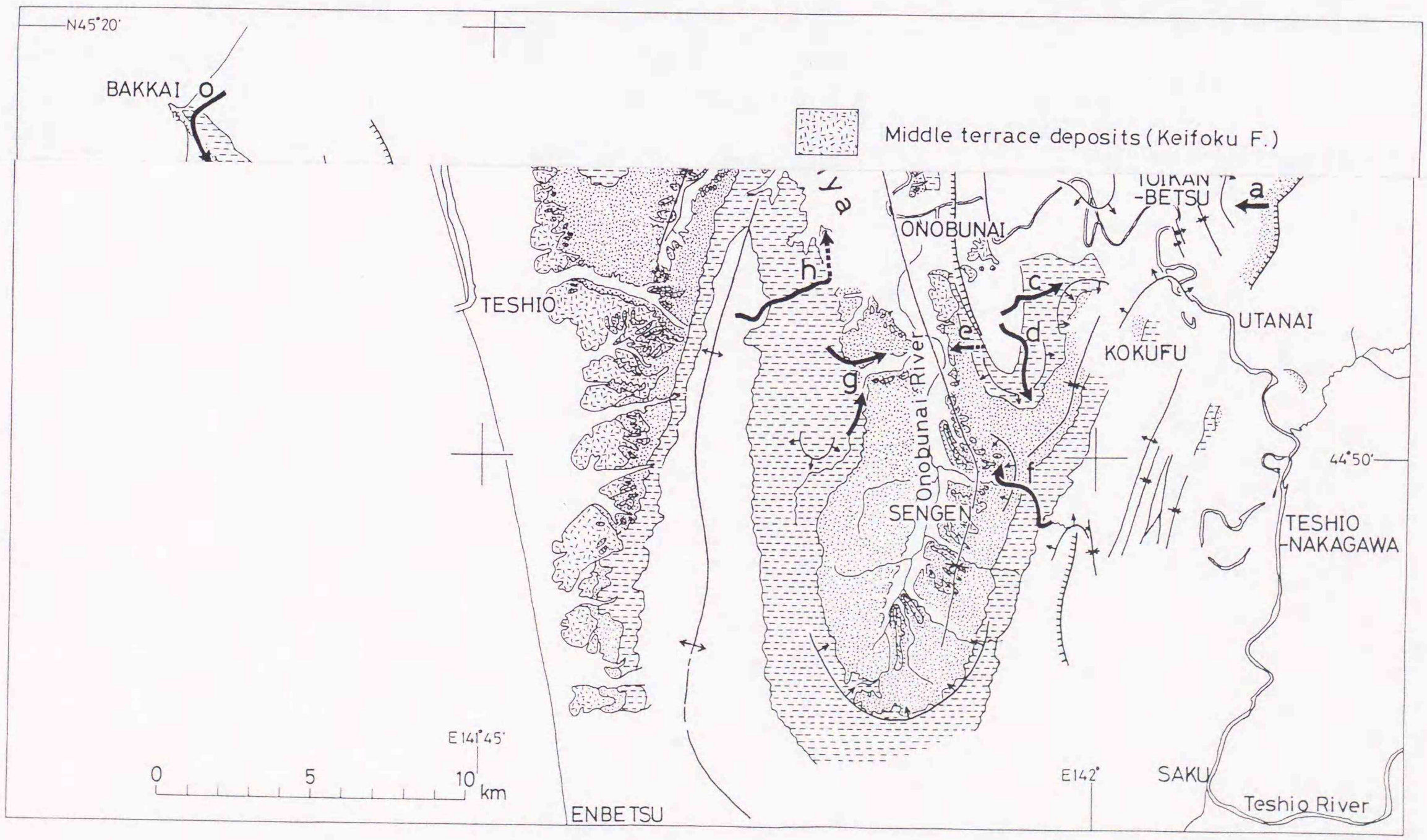



Fig. Ⅷ-3 Geologic map of the Sarobetsu-genya area, Ubushi-genya area, Toikanbetsu Tectonic Basin and those vicinity areas.

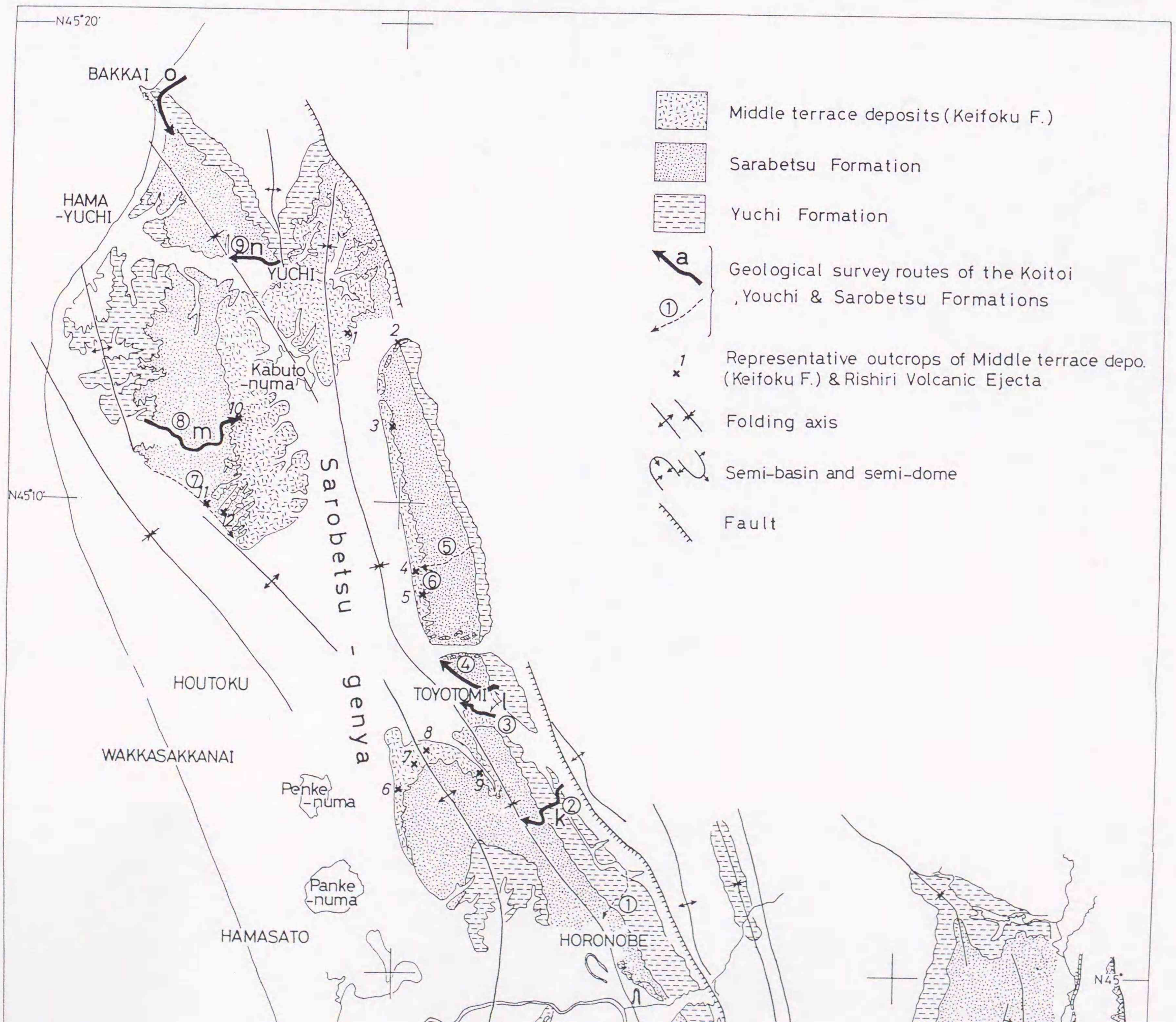

N45°20'
BAKKAI O
HAMA
-YUCHI
⑨n
YUCHI
Kabuto
-numa
⑧m
⑦l
N45°10'
Sarobetsu - genya
HOUTOKU
WAKKASAKKANAI
Penke
-numa
Panke
-numa
HAMASATO
TOYOTOMI
HORONOBE
⑤
⑥
④
③
②k
①
N45°
Middle terrace deposits (Keifoku F.)
Sarabetsu Formation
Yuchi Formation
a
①
Geological survey routes of the Koitoi , Youchi & Sarobetsu Formations
1
Representative outcrops of Middle terrace depo. (Keifoku F.) & Rishiri Volcanic Ejecta
Folding axis
Semi-basin and semi-dome
Fault




Fig. Ⅷ-3 Geologic map of the Sarobetsu-genya area, Ubushi-genya area, Toikanbetsu Tectonic Basin and those vicinity areas.

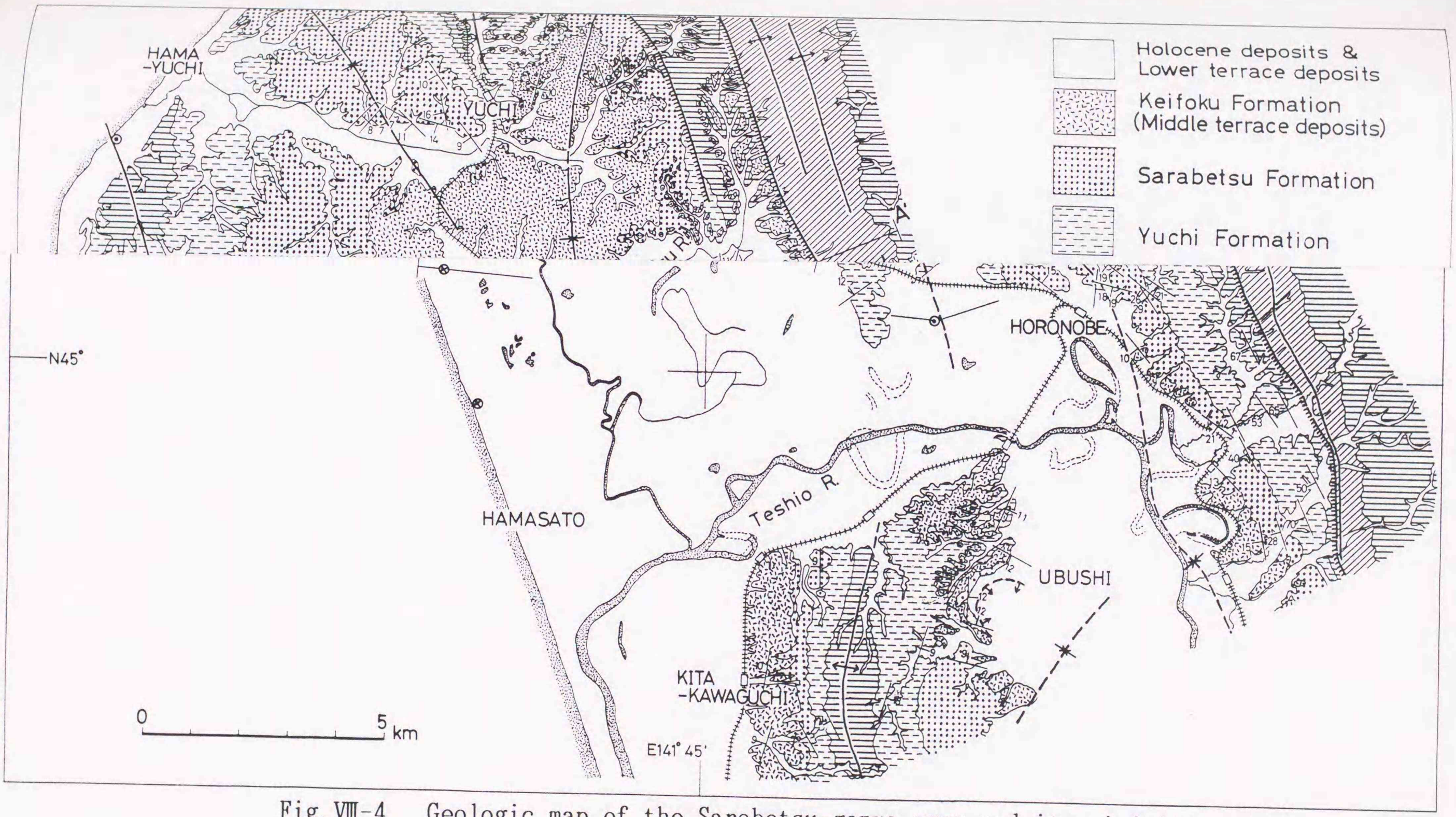
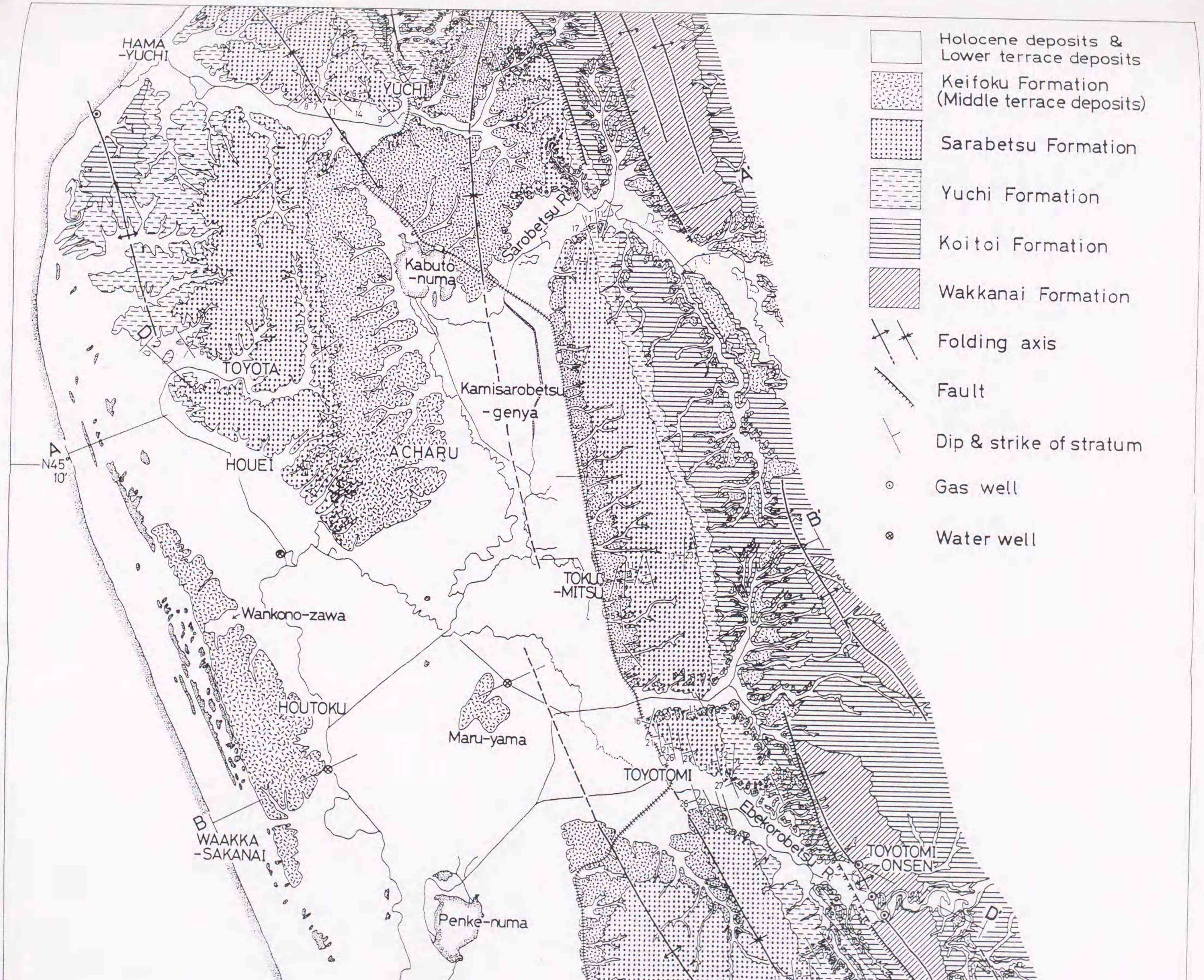



Fig. Ⅷ-4 Geologic map of the Sarobetsu-genya area and its vicinity.


HAMA
-YUCHI
YUCHI
Kabuto
-numa
Sarobetsu R.
A
A'
D
D'
TOYOTA
Kamisarobetsu
-genya
A
N45°
10'
HOUEI
ACHARU
B
B'
TOKU
-MITSU
Wankono-zawa
HOUTOKU
Maru-yama
TOYOTOMI
Ebekorobetsu R.
TOYOTOMI
ONSEN
WAAKKA
-SAKANAI
Penke-numa
Holocene deposits &
Lower terrace deposits
Keifoku Formation
(Middle terrace deposits)
Sarabetsu Formation
Yuchi Formation
Koitoi Formation
Wakkanai Formation
Folding axis
Fault
Dip & strike of stratum
Gas well
Water well

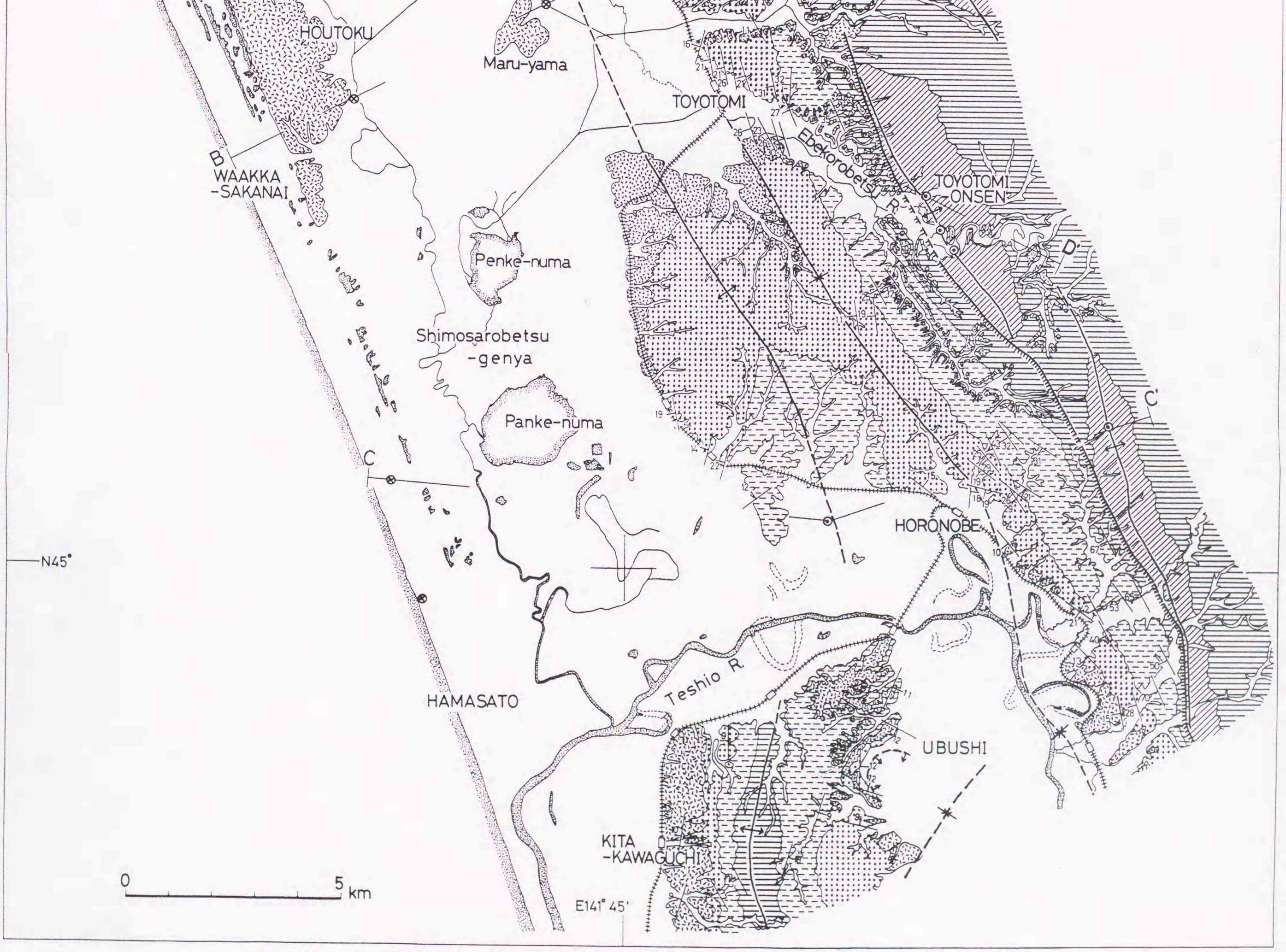



Fig. Ⅷ-4 Geologic map of the Sarobetsu-genya area and its vicinity.

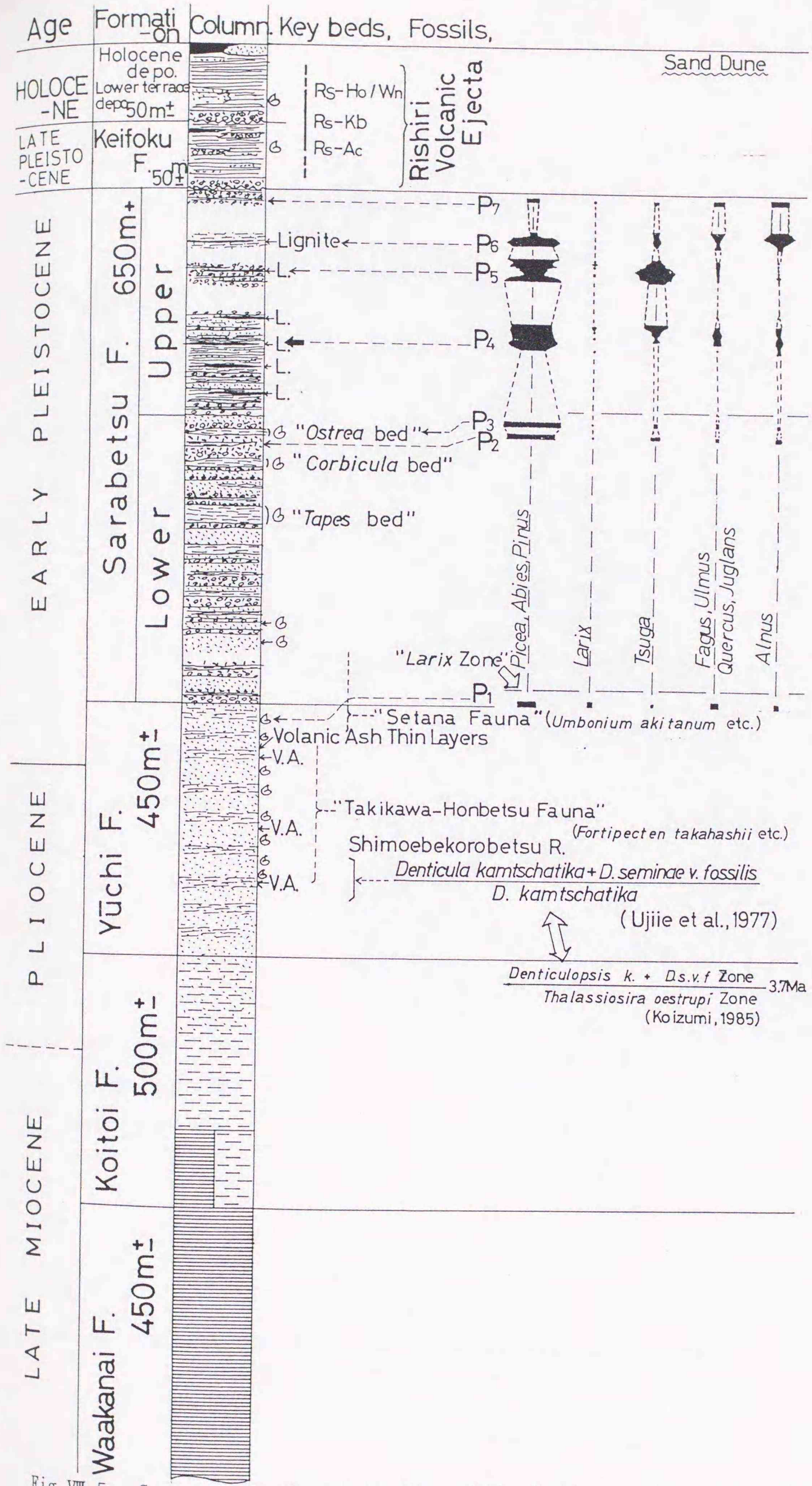



Fig. Ⅷ-5 Generalized columnar section of the Sarobetsu-genya area and its vicinity.

Pollen stratigraphy was studied by Yaeko Igarashi.

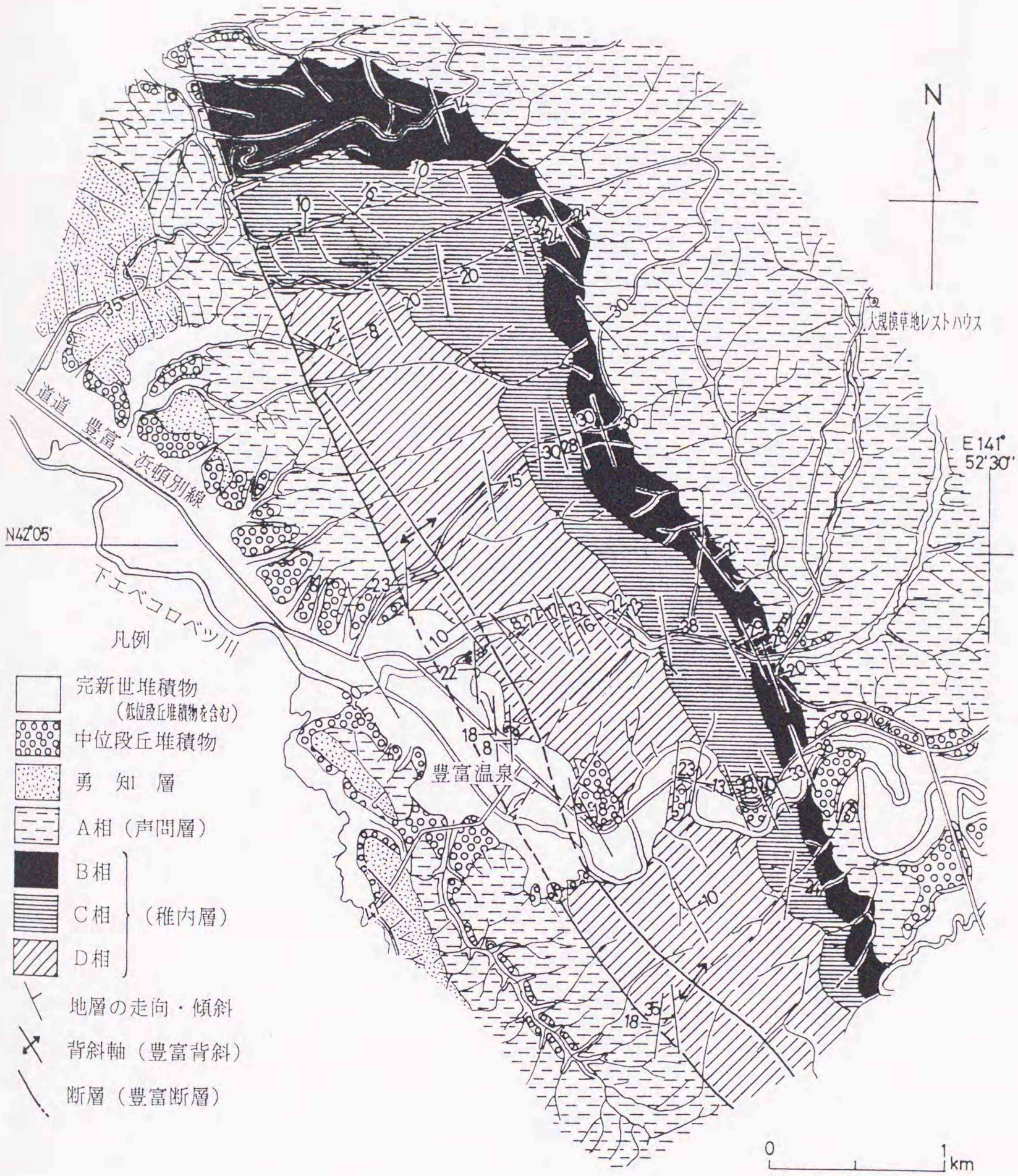



Fig. Ⅷ-6

Geologic map of the Toyotomi Hotspring area(after Nomura et al.,1993).

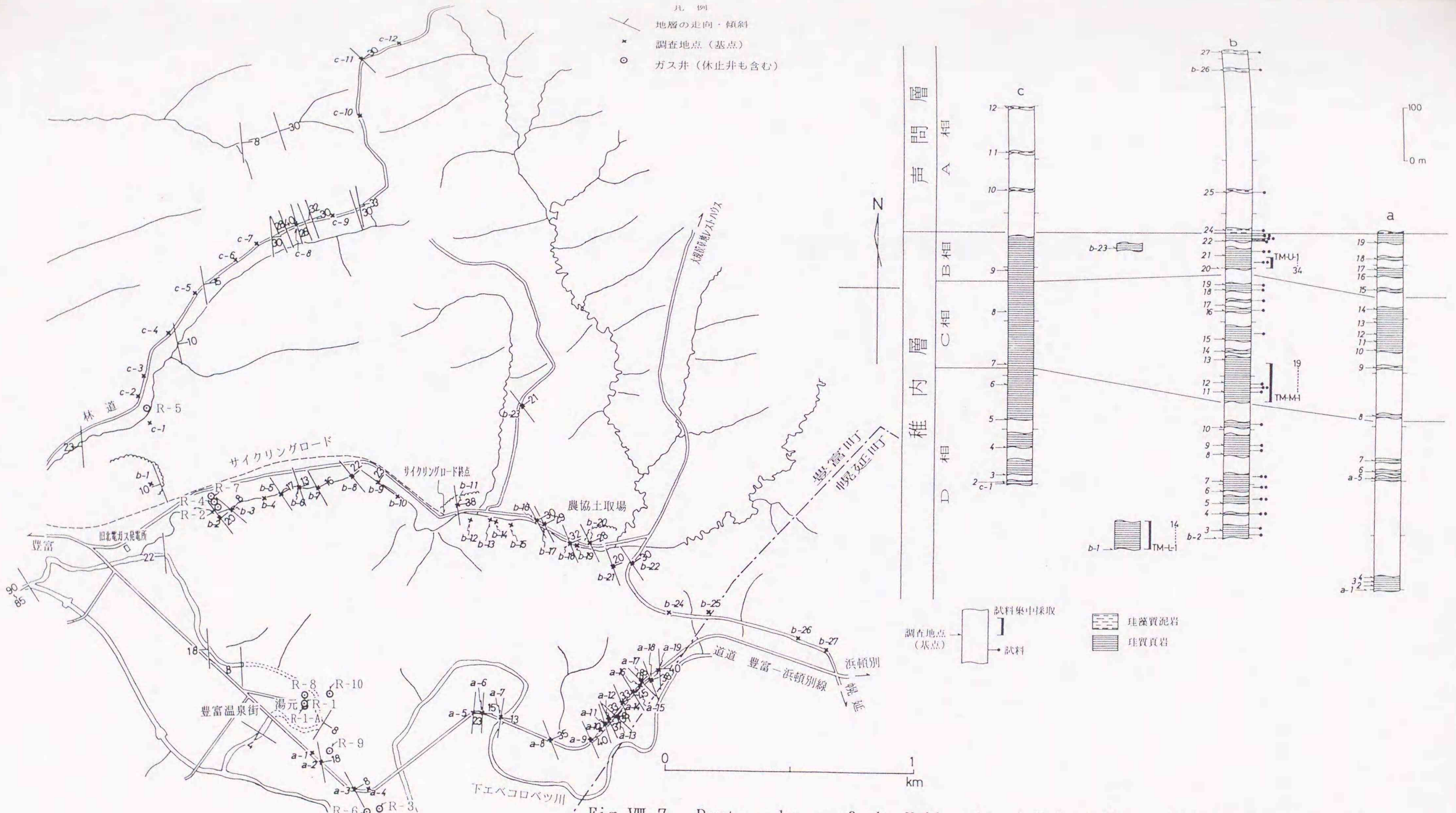
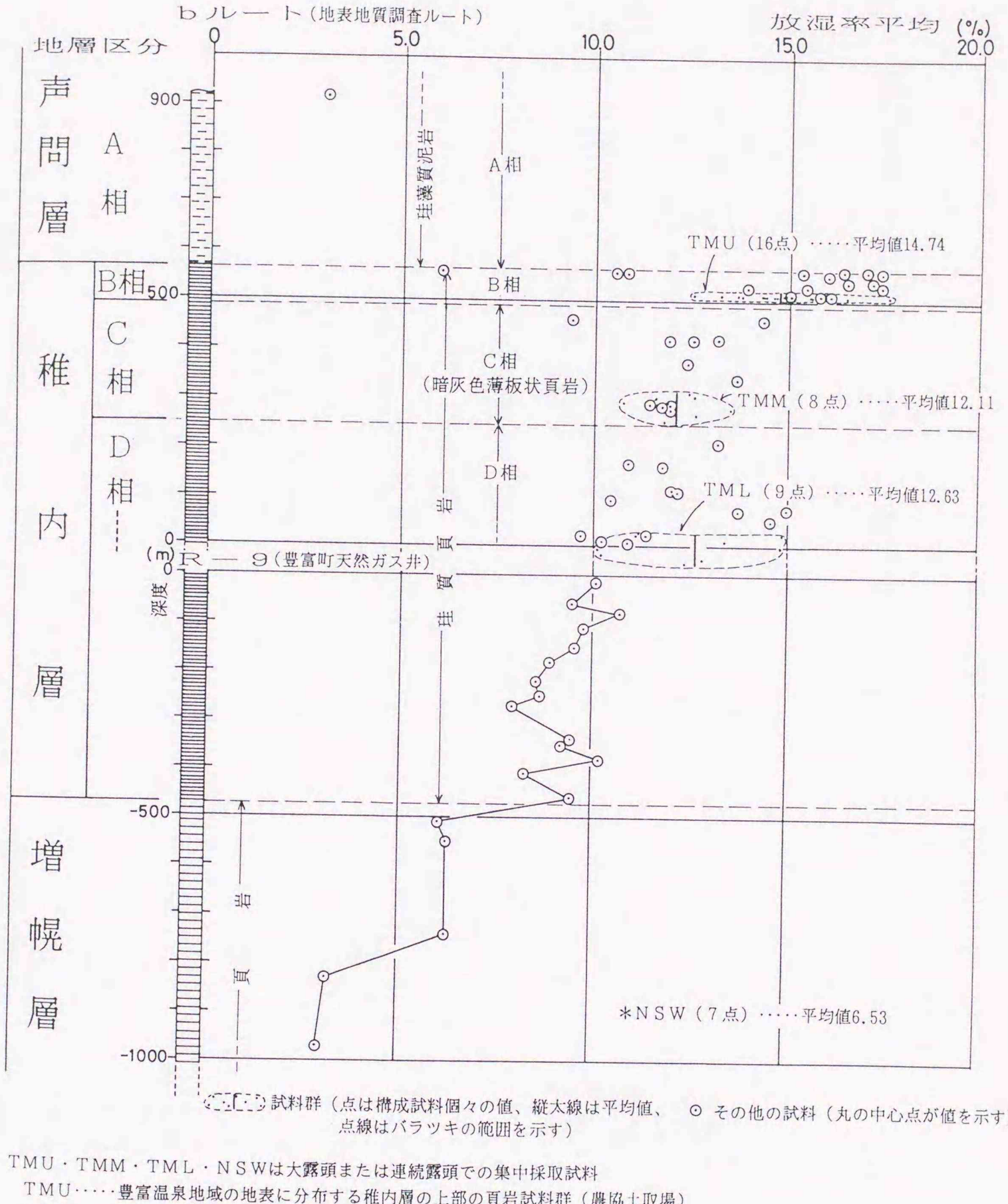


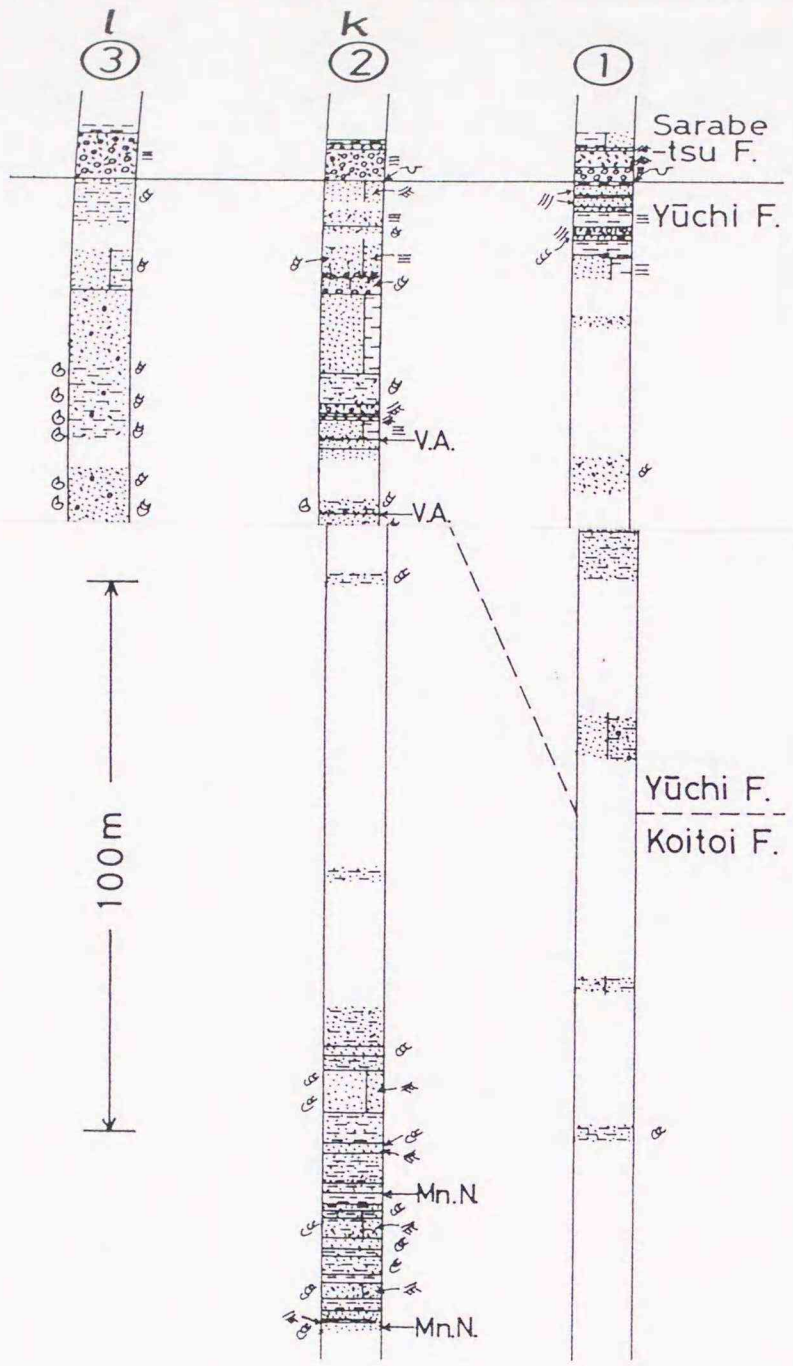

Fig. Ⅷ-7 Route columns of the Wakkanai and Koitoi Formations in the Toyotomi Hotspring area and locality map of researched outcrops (after Nomura et al., 1993).

豊富温泉地域の声問層・稚内層・増幌層の吸放湿データ




TMU・TMM・TML・NSWは大露頭または連続露頭での集中採取試料
TMU……豊富温泉地域の地表に分布する稚内層の上部の頁岩試料群（農協土取場）
TMM……同上　稚内層の中部の頁岩試料群（サイクリングロード終点付近の露頭）
TML……同上　稚内層の下部の頁岩試料群（旧ガス発電所付近の大露頭）
NSW……旧日曹炭鉱の西方の山砂利採取場の増幌層の頁岩試料群

Fig. Ⅷ-8　Column of the b-route and R-9 well.
Showing abilities controlling humidity concerned with mudstones of the Masuporo, Wakkanai and Koitoi Formations.




Alternation

Molluscan fossil

Woody fossil

Bioturbation

Sand pipe

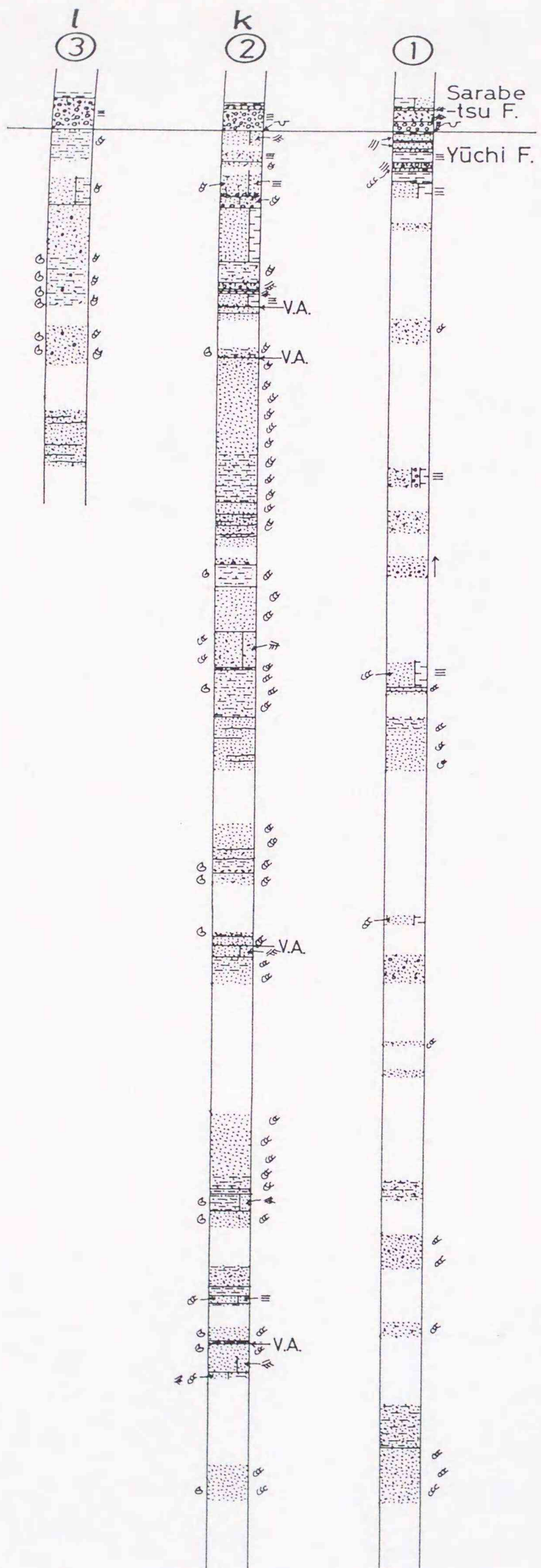
Pallalel-lamination

Cross-lamination

Scouring or channeling

Fining-upward

Fig. Ⅷ-9 Route columns of the Yuchi Formation in Toyotomi town—Toyotomi Hotspring area.




Conglomerate (gravel)

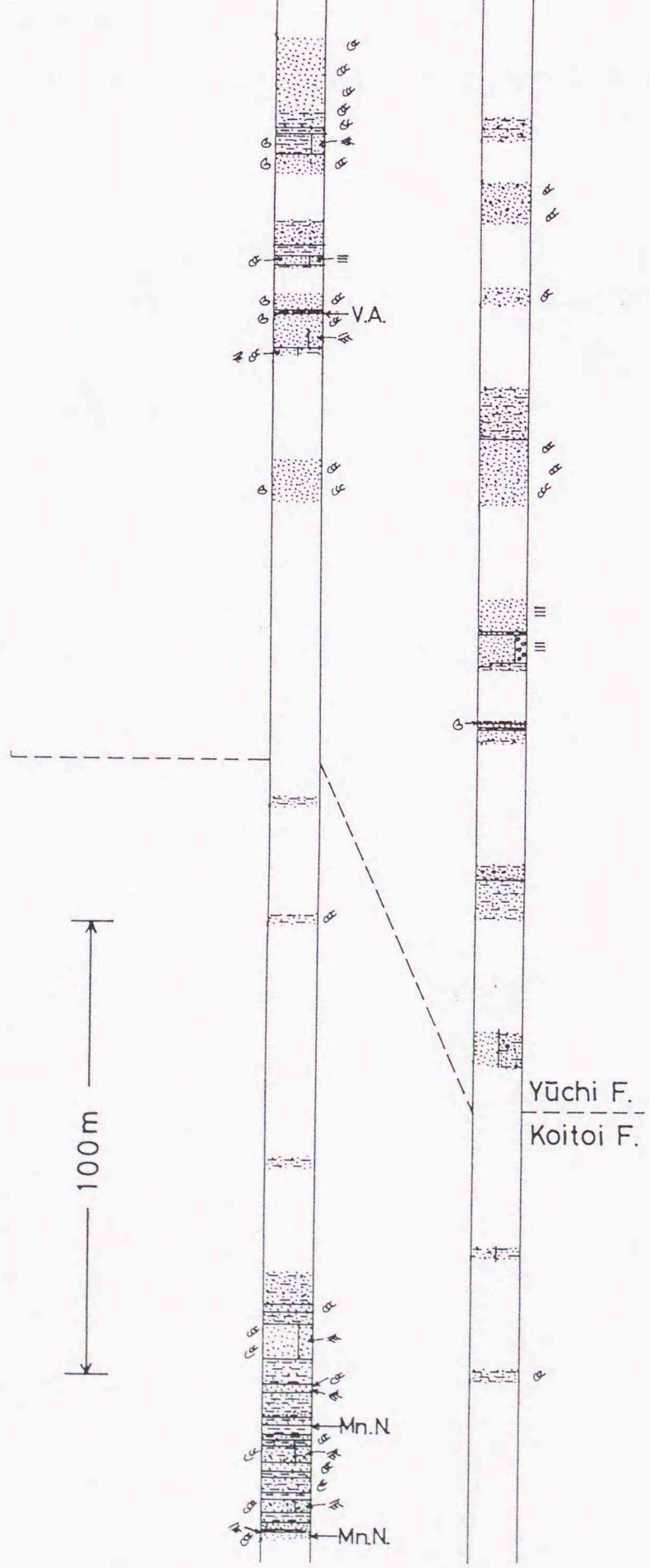
Sandy conglomerate (sand & gravel)

Coarse～very coarse sandstone (sand)

Very fine～medium sandstone

Muddy very fine～fine sandstone

Sandy mudstone




Conglomerate (gravel)

Sandy conglomerate (sand & gravel)

Coarse～very coarse sandstone (sand)

Very fine～medium sandstone

Muddy very fine～fine sandstone

Sandy mudstone

Mudstone

Platy mudstone

L Lignite and muddy lignite

P Peat and peaty mudstone

AL Volcanic ash layer

Alternation

Molluscan fossil

Woody fossil

Bioturbation

Sand pipe

Pallalel-lamination

Cross-lamination

Scouring or channeling

↑ Fining-upward

Fig. Ⅷ-9 Route columns of the Yuchi Formation in Toyotomi town—Toyotomi Hotspring area.

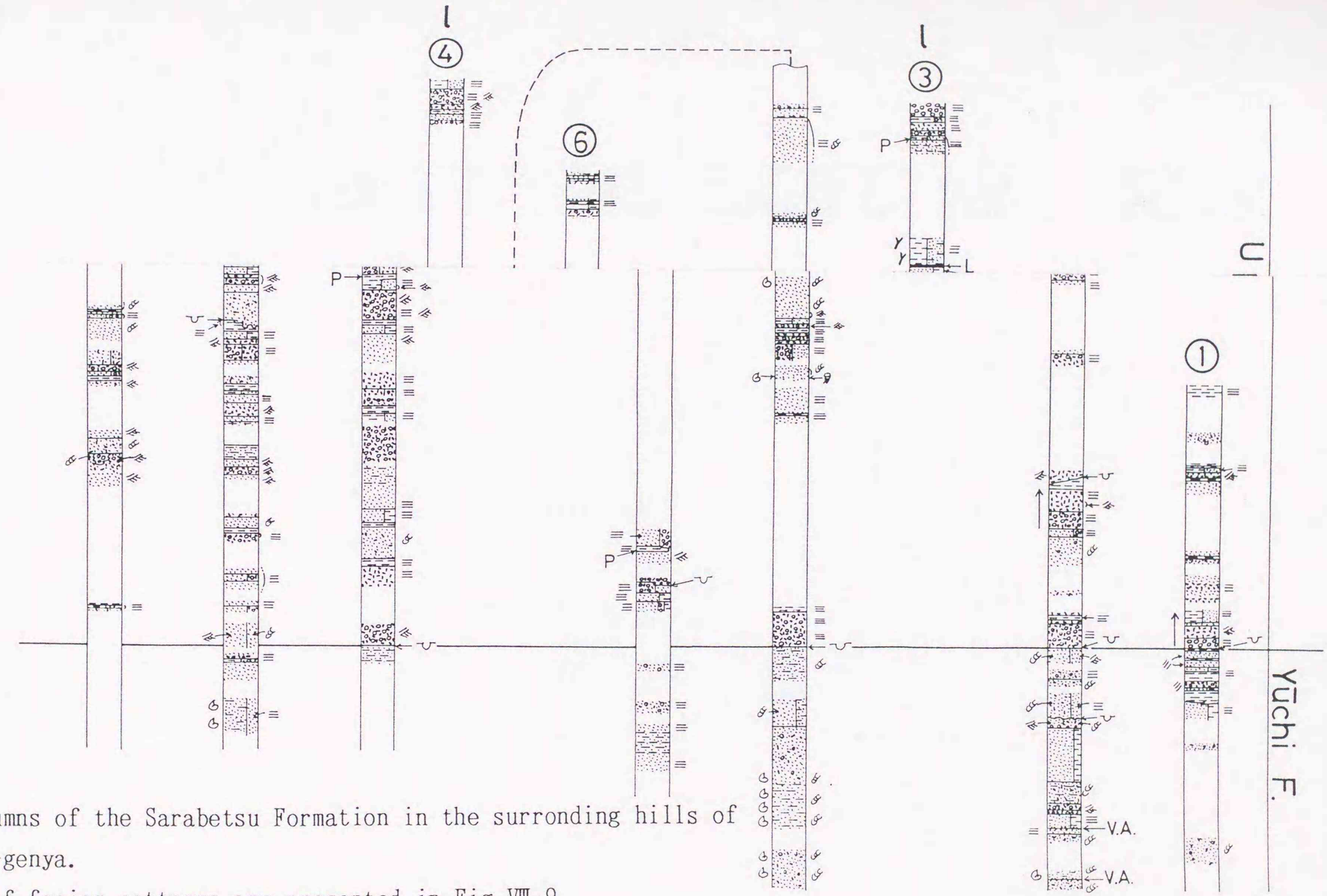
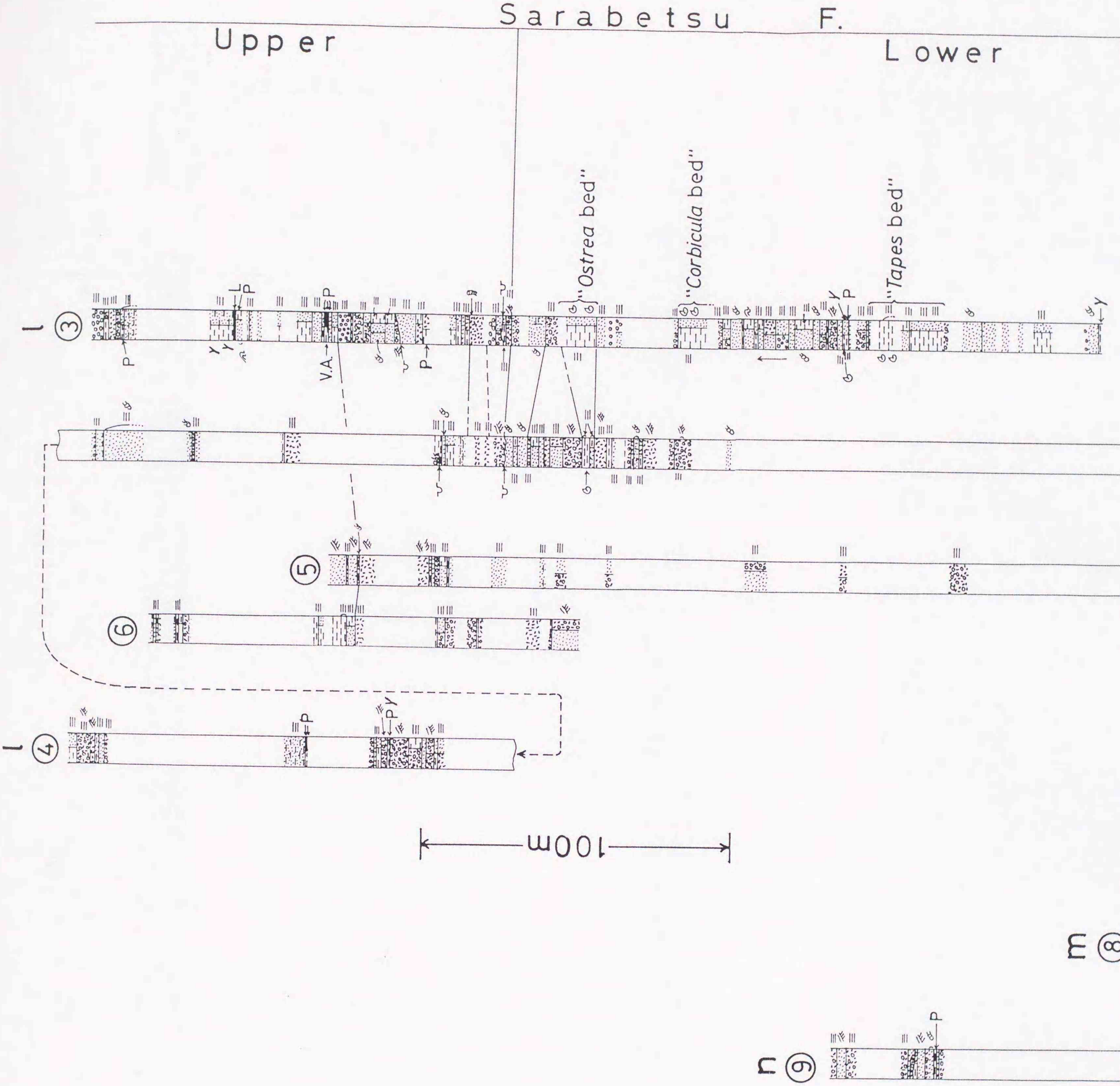



Fig. Ⅷ-10 Route columns of the Sarabetsu Formation in the surronding hills of Sarabetsu-genya.
Captions of facies patterns are presented in Fig. Ⅷ-9.


Sarabetsu F.
Upper
Lower
"Ostrea bed"
"Corbicula bed"
"Tapes bed"
V.A.
100m

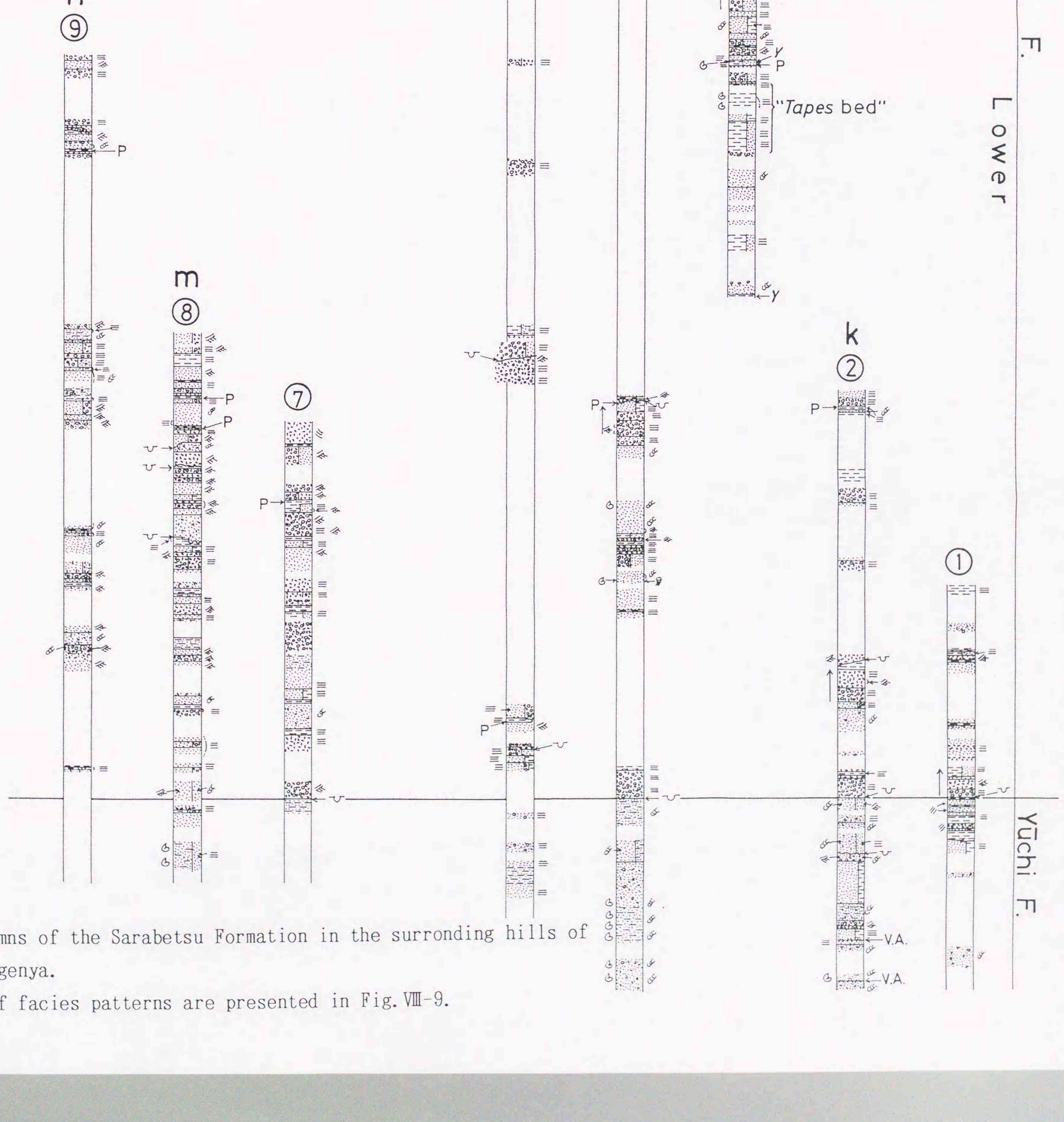



Fig. Ⅷ-10 Route columns of the Sarabetsu Formation in the surronding hills of Sarabetsu-genya.
Captions of facies patterns are presented in Fig. Ⅷ-9.

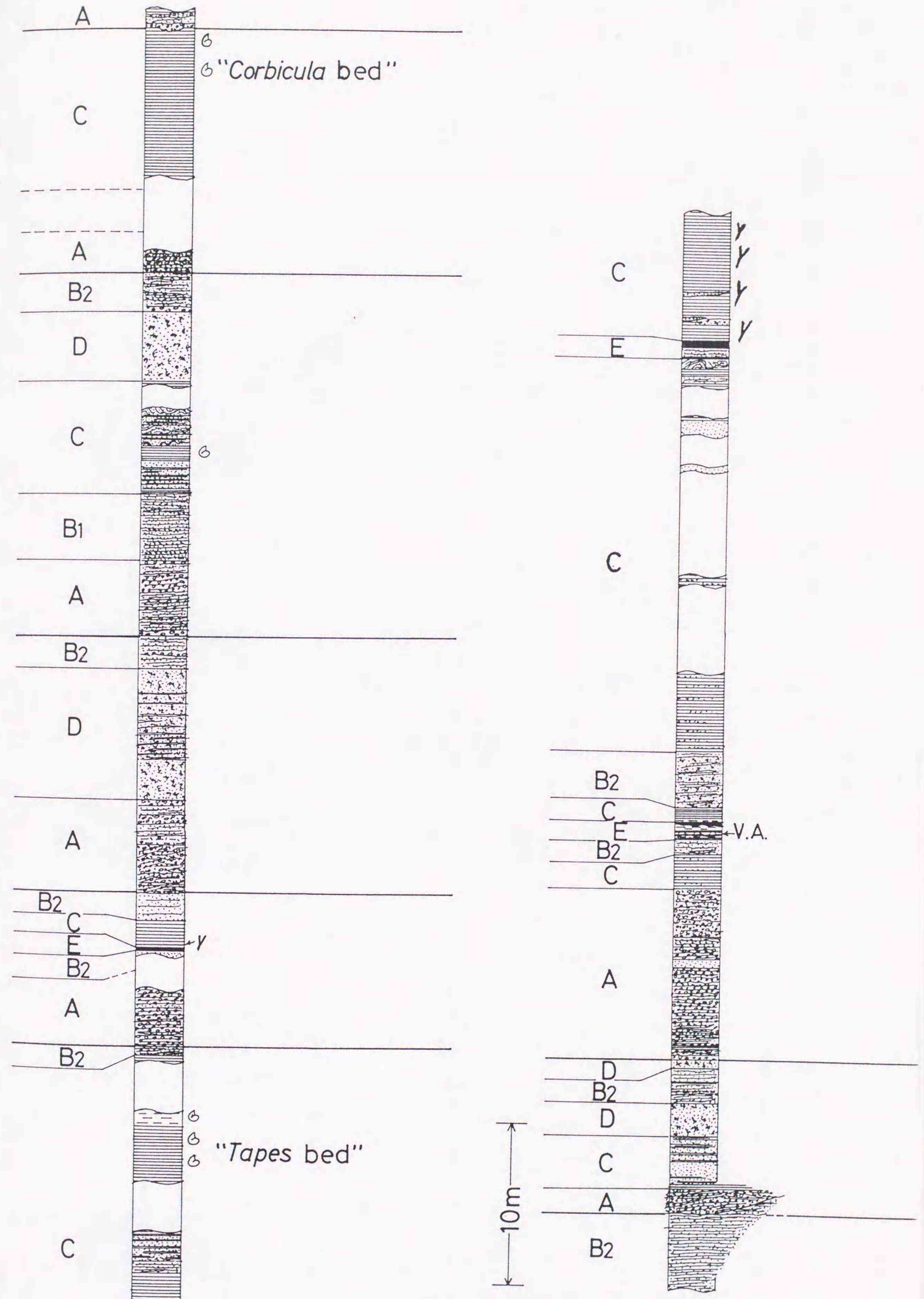



Fig. Ⅷ-11

Detailed columns of the Sarabetsu Formation.

Showing model sedimentary facies: A, $B_1$, $B_2$, C, D and E-facies.

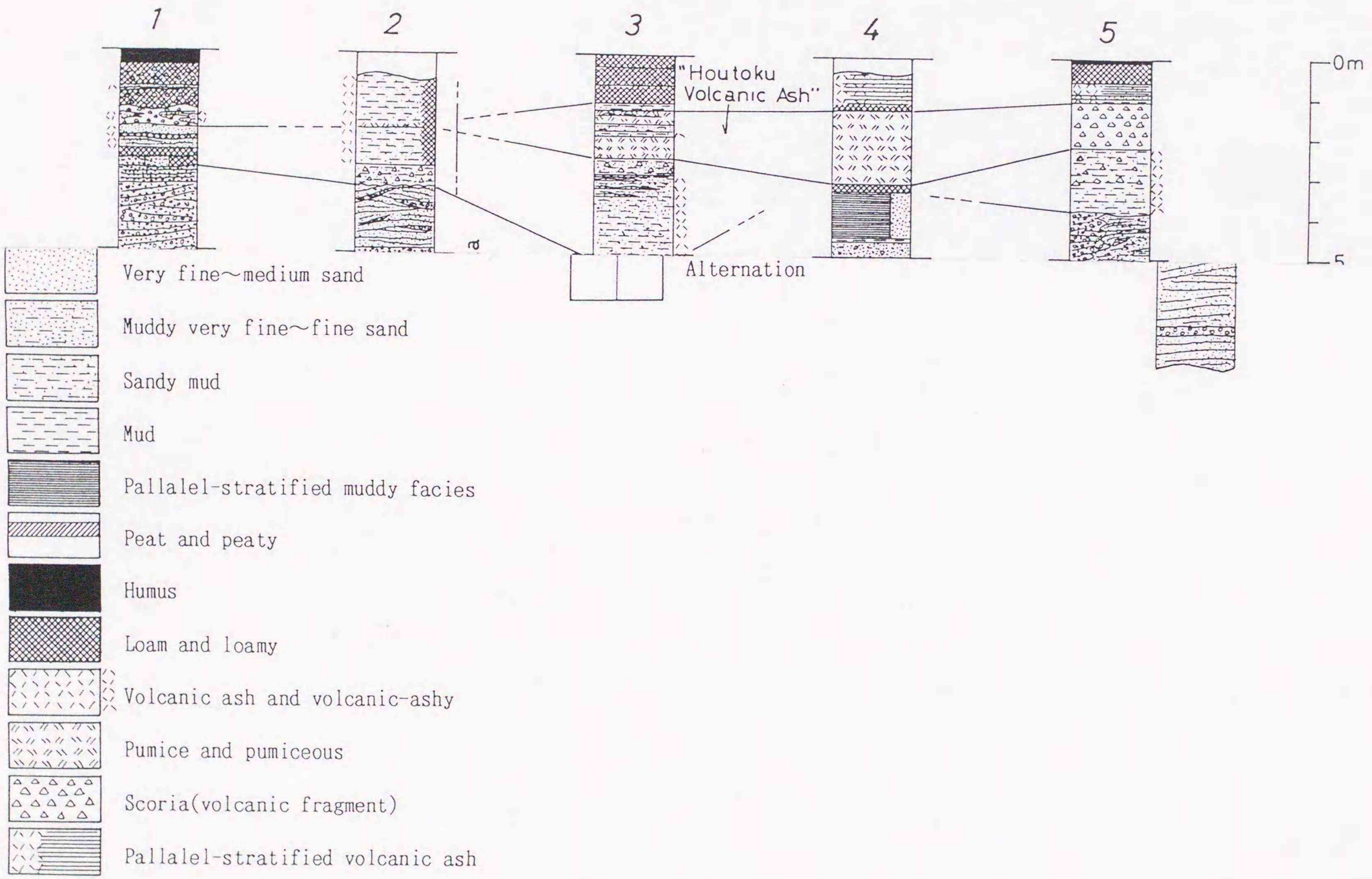
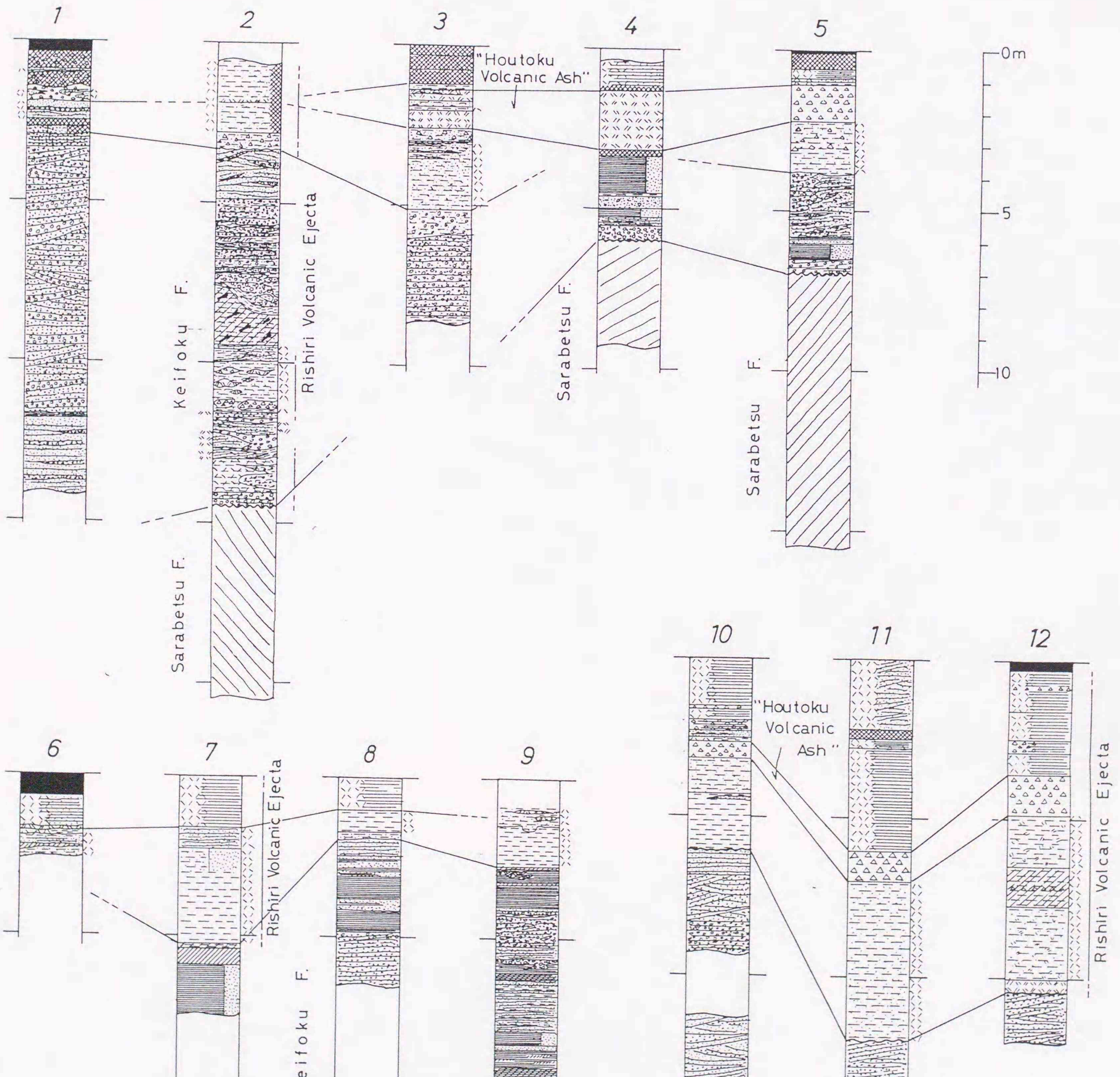



Fig. Ⅷ-12 Columns of representative outcrops of the Keihoku Formation and the Rishiri Volcanic Ejecta.


1
2
3
4
5
"Houtoku Volcanic Ash"
Keifoku F.
Rishiri Volcanic Ejecta
Sarabetsu F.
Sarabetsu F.
0m
5
10
6
7
8
9
Rishiri Volcanic Ejecta
Keifoku F.
10
11
12
"Houtoku Volcanic Ash"
Rishiri Volcanic Ejecta

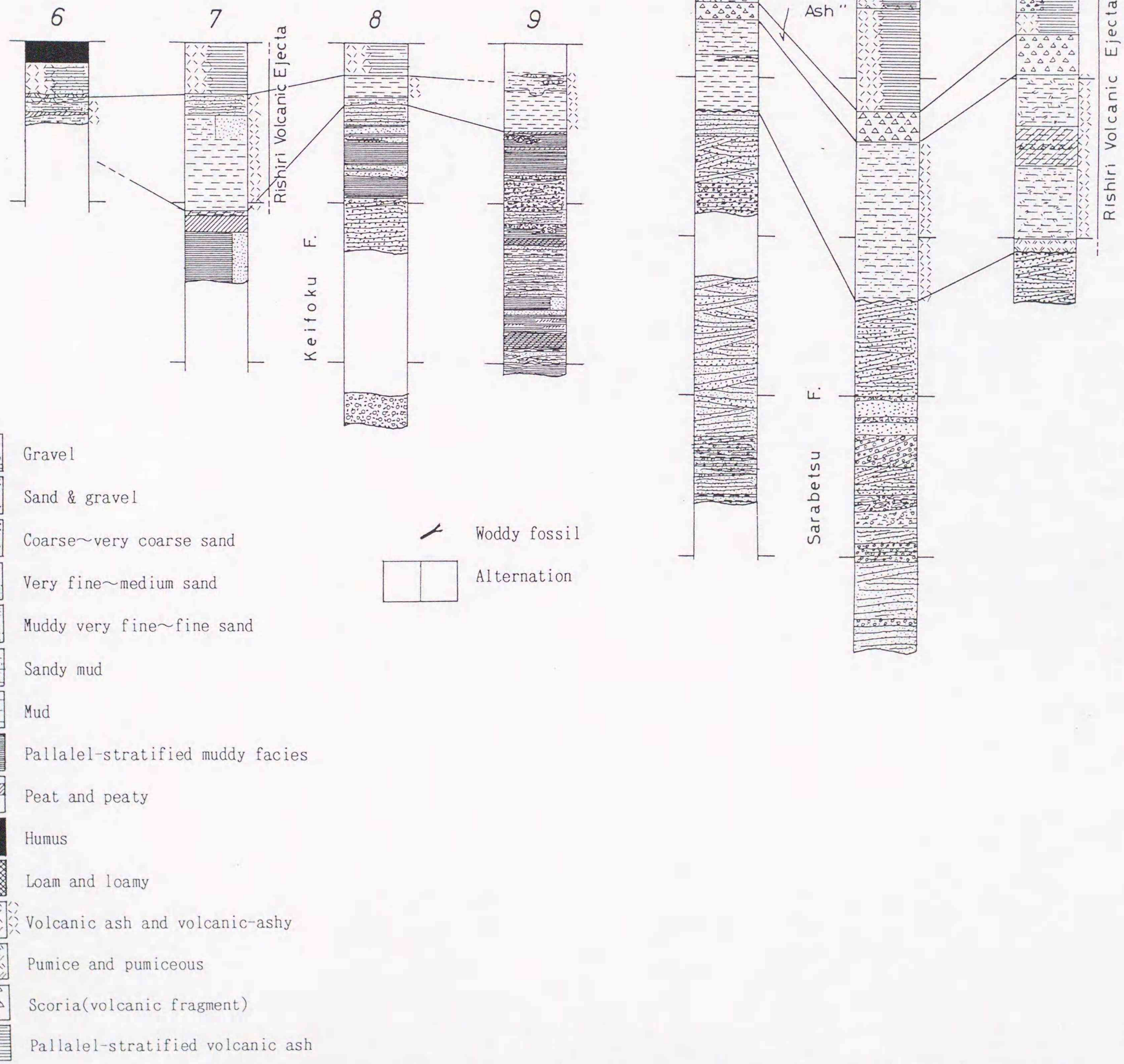



Fig. Ⅷ-12 Columns of representative outcrops of the Keihoku Formation and the Rishiri Volcanic Ejecta.

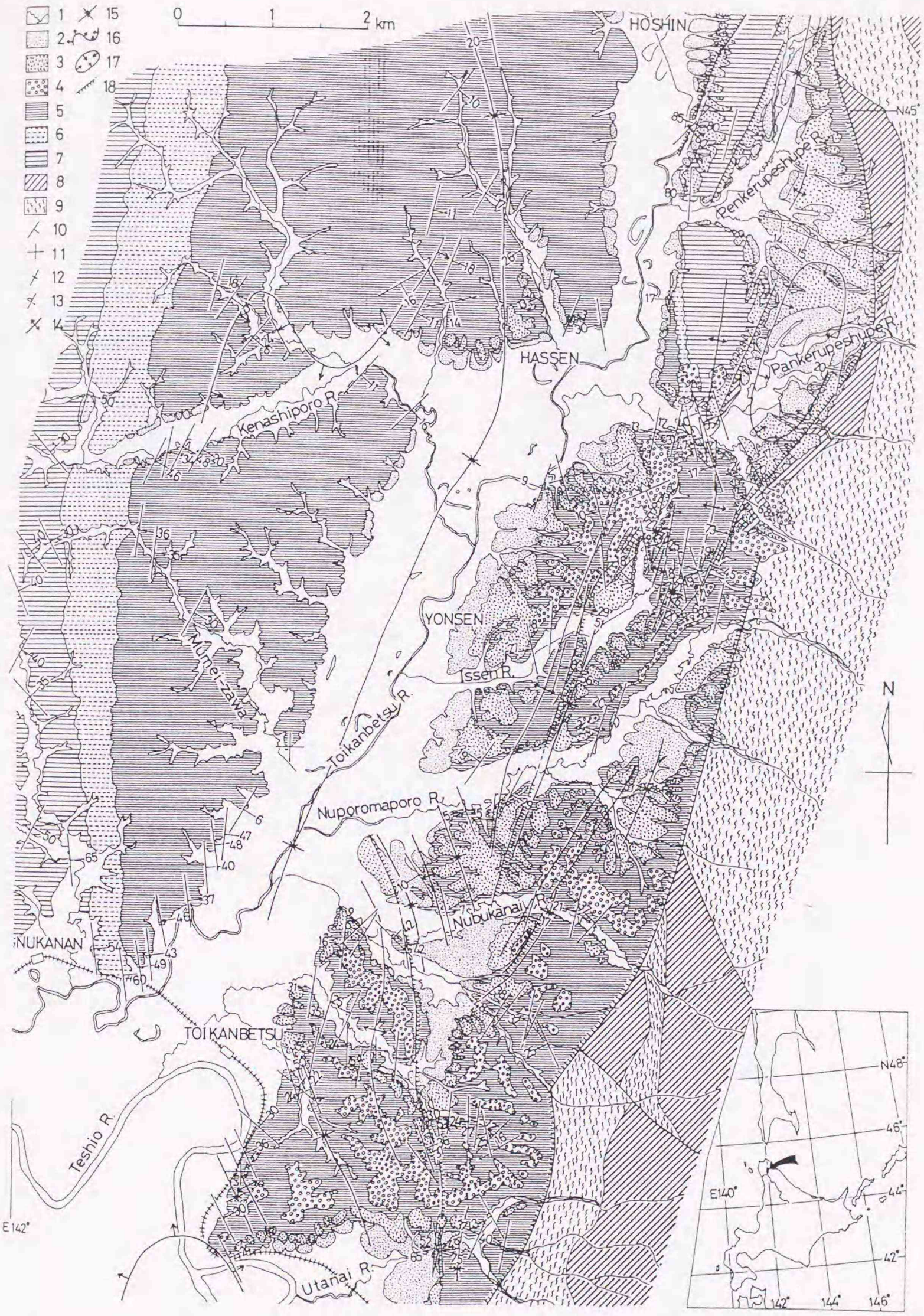



Fig. Ⅷ-13 Geologic map of the Toikanbetsu Tectonic Basin (after Oka, 1993).
1:Holocene deposits 2:Lower terrace deposits 3:Middle terrace deposits 4:Higher terrace deposits 5:Sarabetsu Formation 6:Yuchi Formation 7:Koitoi Formation 8:Cretaceous sedimentary rocks 9:Serpentinite 10:Strike and dip of stratum 11:Horizontal stratum 12:Vertical stratum 13:Overturned stratum 14:Anticlinal axis 15:Synclinal axis 16:Semi-dome and semi-basin structure 17:Basin structure 18:Fault

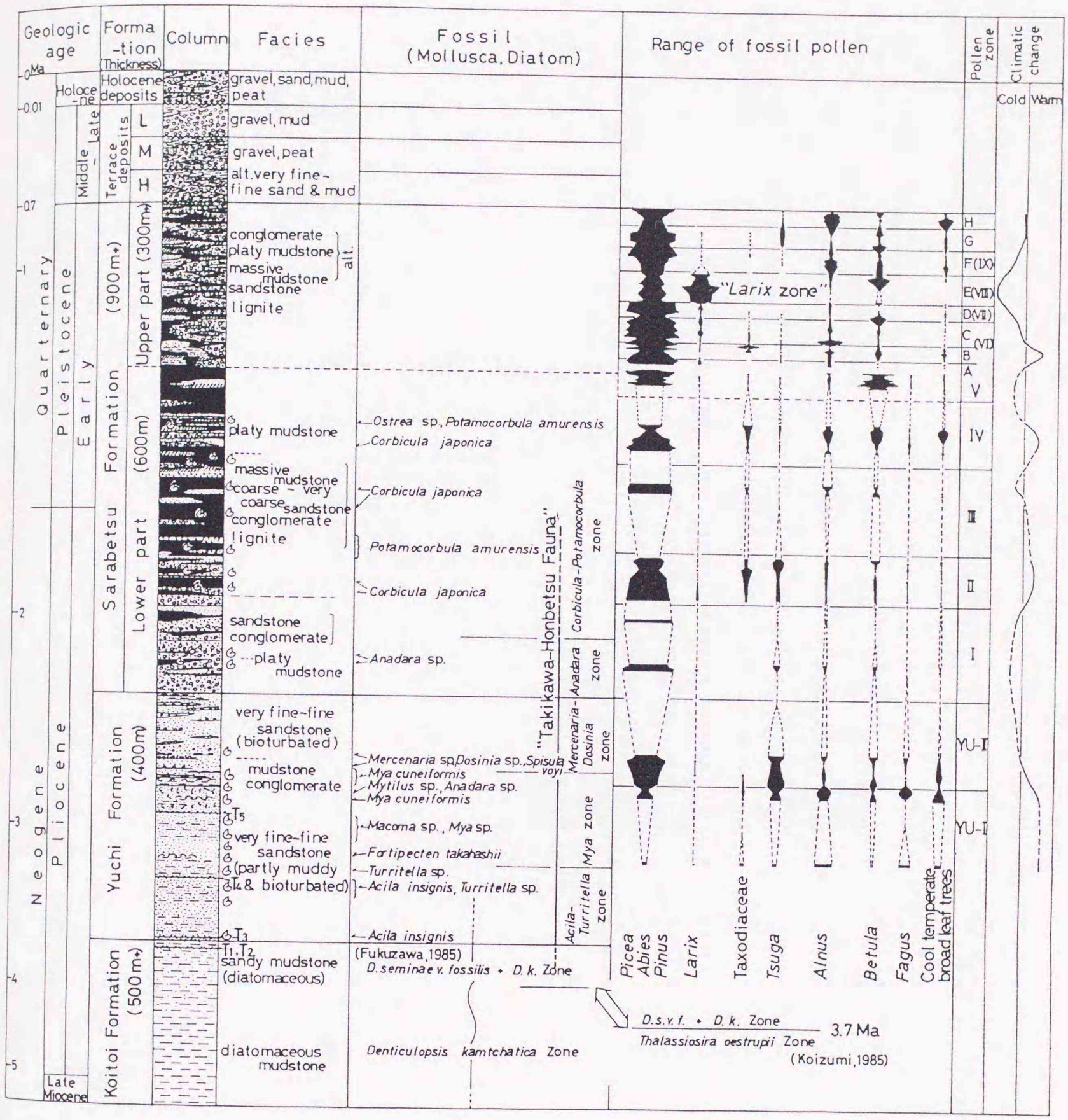



Fig. Ⅷ-14

Generalized columnar section of the Toikanbetsu Tectonic Basin (after Oka, 1993).

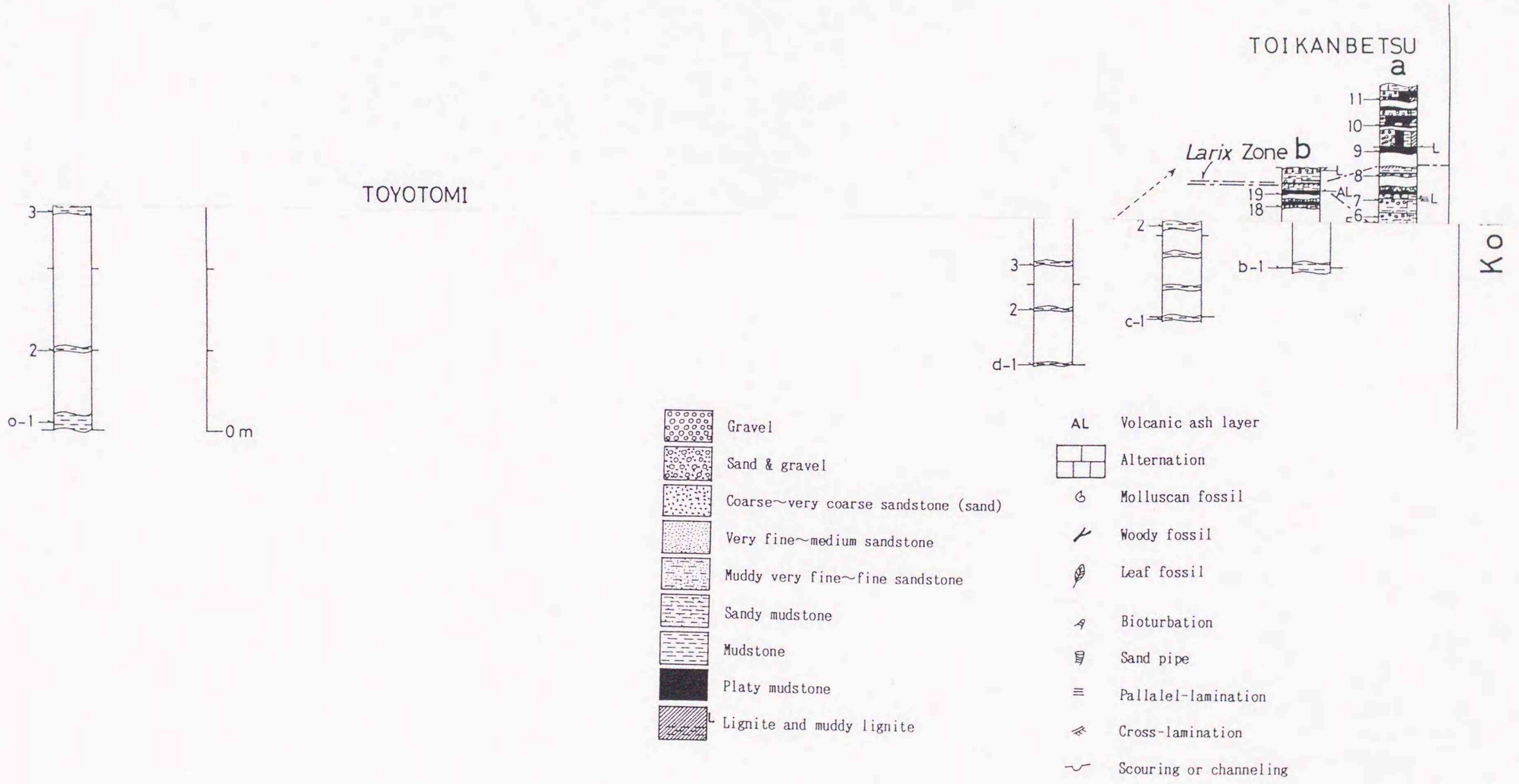
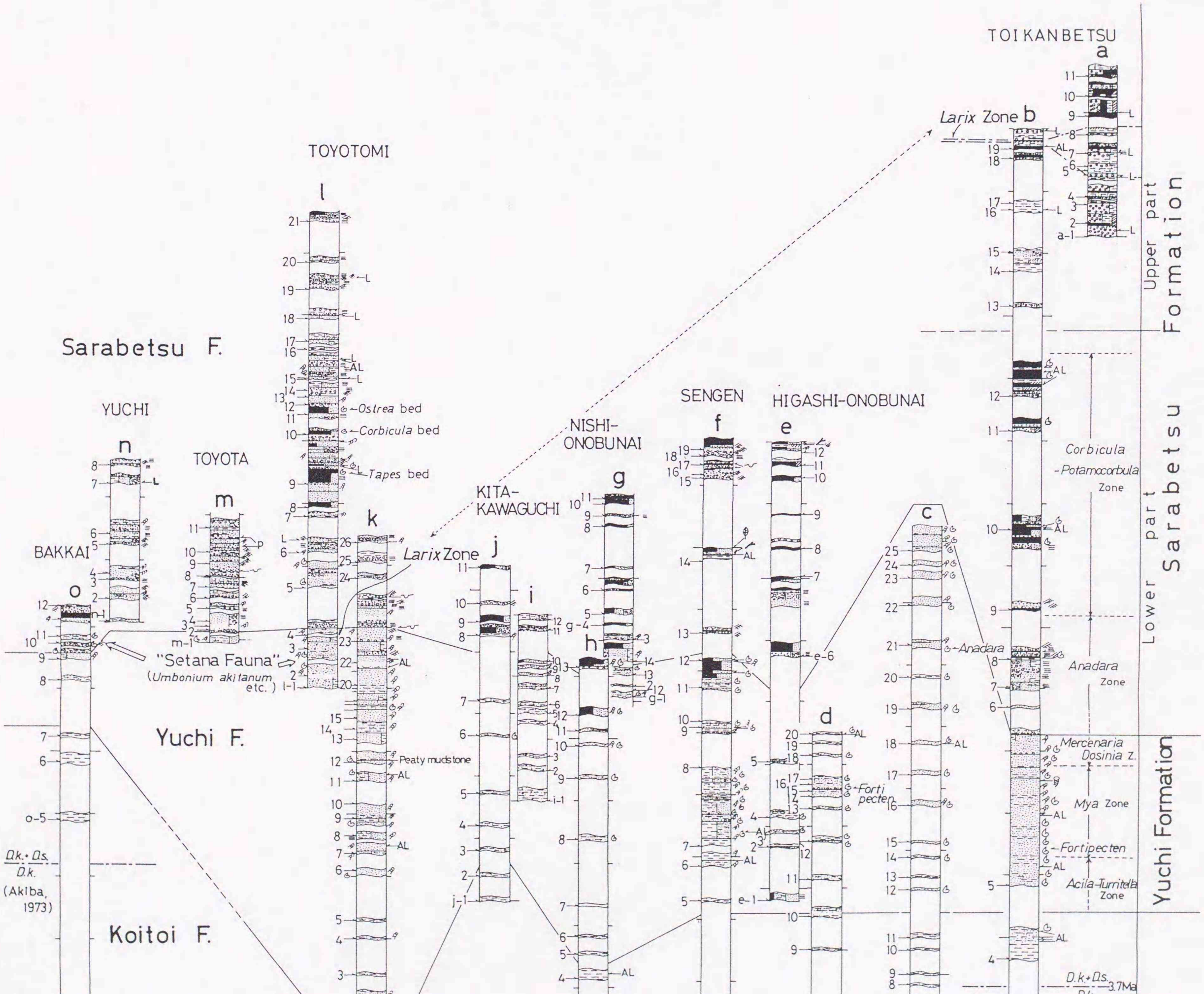



Fig. Ⅷ-15 Columnar sections of representative routes of Plio-Pleistocene in the Tempoku sedimentary Basin.


TOYOTOMI
l
Sarabetsu F.
YUCHI
n
TOYOTA
m
BAKKAI
o
Ostrea bed
Corbicula bed
Tapes bed
Larix Zone
"Setana Fauna"
(Umbonium akitanum etc.)
Yuchi F.
Peaty mudstone
Koitoi F.
Dk+Ds/Dk.
(Akiba, 1973)
KITA-KAWAGUCHI
NISHI-ONOBUNAI
SENGEN
HIGASHI-ONOBUNAI
TOIKANBETSU
a
Larix Zone b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
Forti pecten
Anadara
Corbicula -Potamocorbula Zone
Anadara Zone
Mercenaria Dosinia Z.
Mya Zone
Fortipecten
Acila-Turritella Zone
Upper part
Lower part
Sarabetsu Formation
Yuchi Formation
Dk+Ds/Dk. 3.7Ma

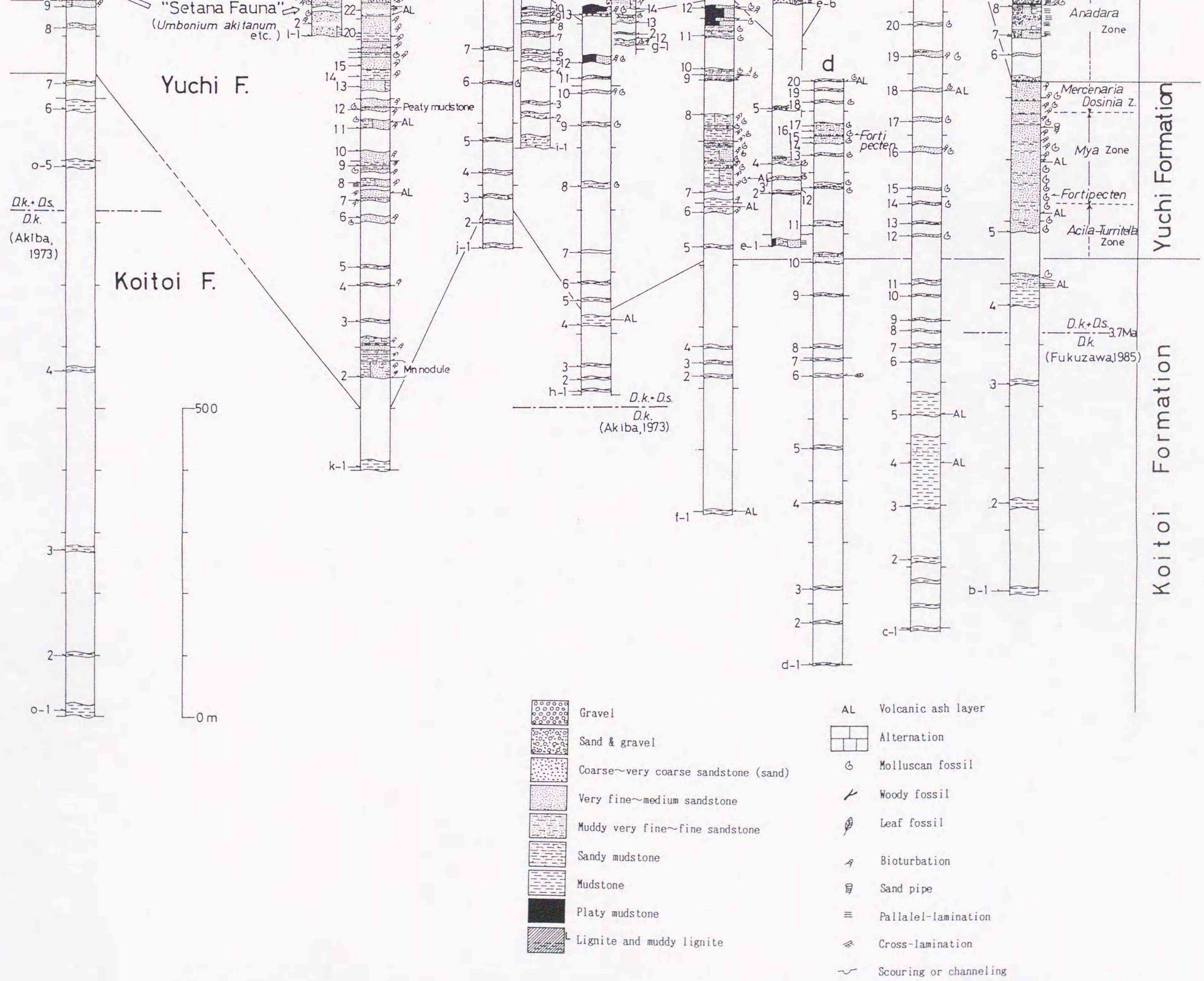



Fig. Ⅷ-15 Columnar sections of representative routes of Plio-Pleistocene in the Tempoku sedimentary Basin.

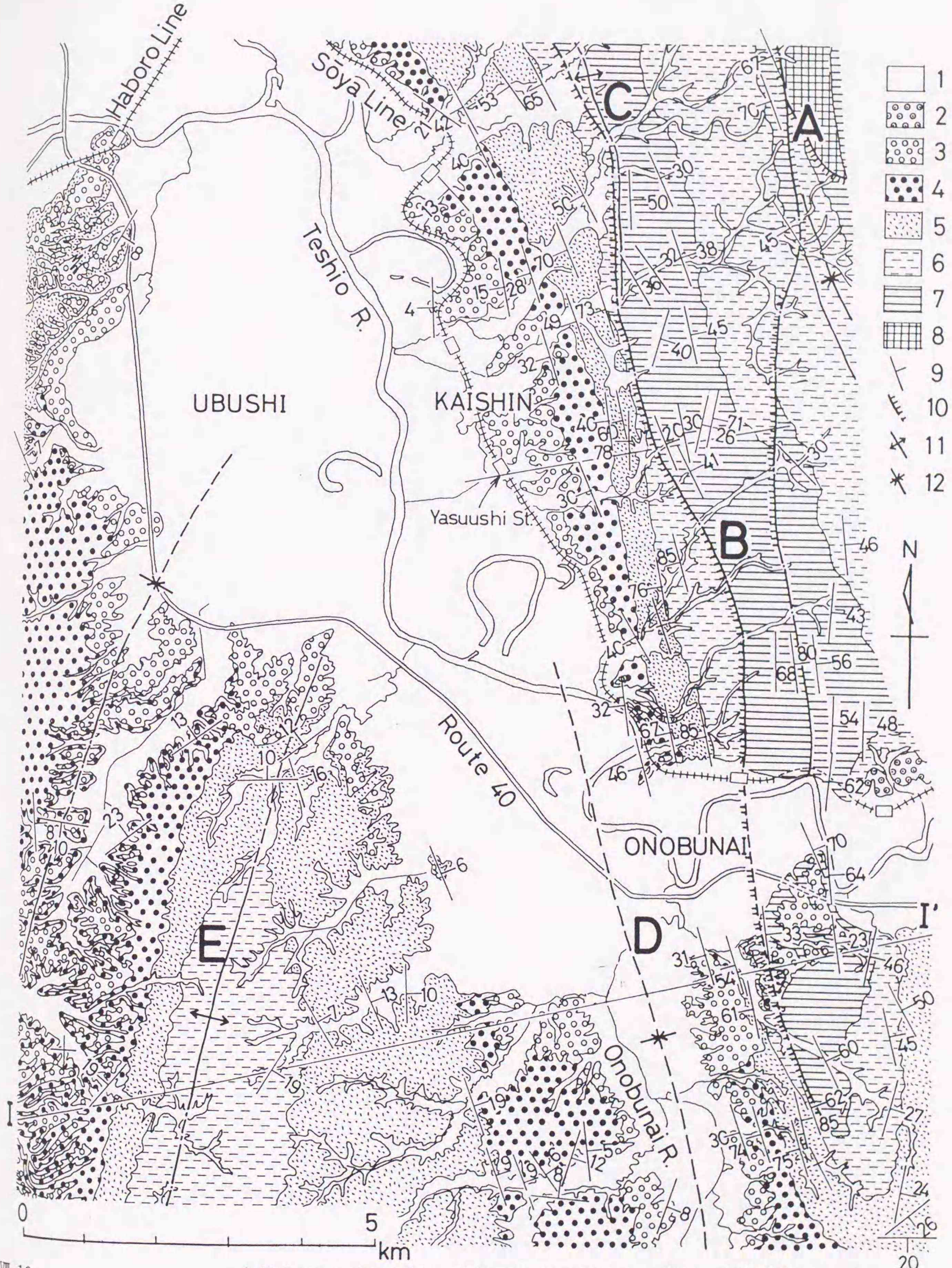



Fig. Ⅷ-16 Geologic map of the Ubushinai Togenya and its adjacent areas (after Oka, 1986b).

1:Holocene deposits 2:Lower terrace deposits 3:Middle terrace deposits 4:Sarabetsu Formation 5:Yuchi Formation 6:Koitoi Formation 7:Wakkanai Formation 8:Masuporo Formation 9:Dip and strike of stratum 10:Fault 11:Anticlinal axis 12:Synclinal axis
A:Horonobe Fault B:Omagari-Toyotomi Fault C:Omagari Anticline
D:Onobunai Syncline E:Sarakishi Anticline.
I-I is geological cross section line.

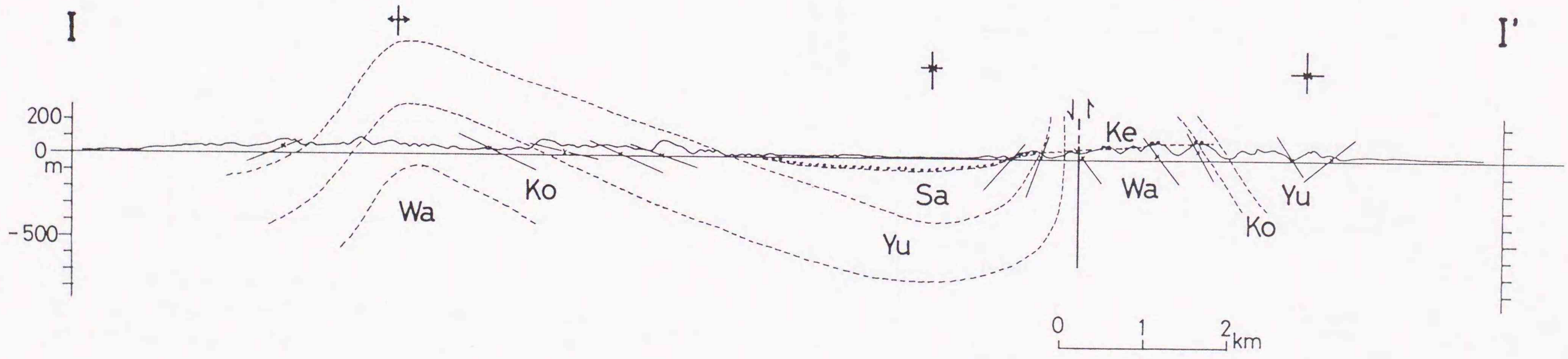
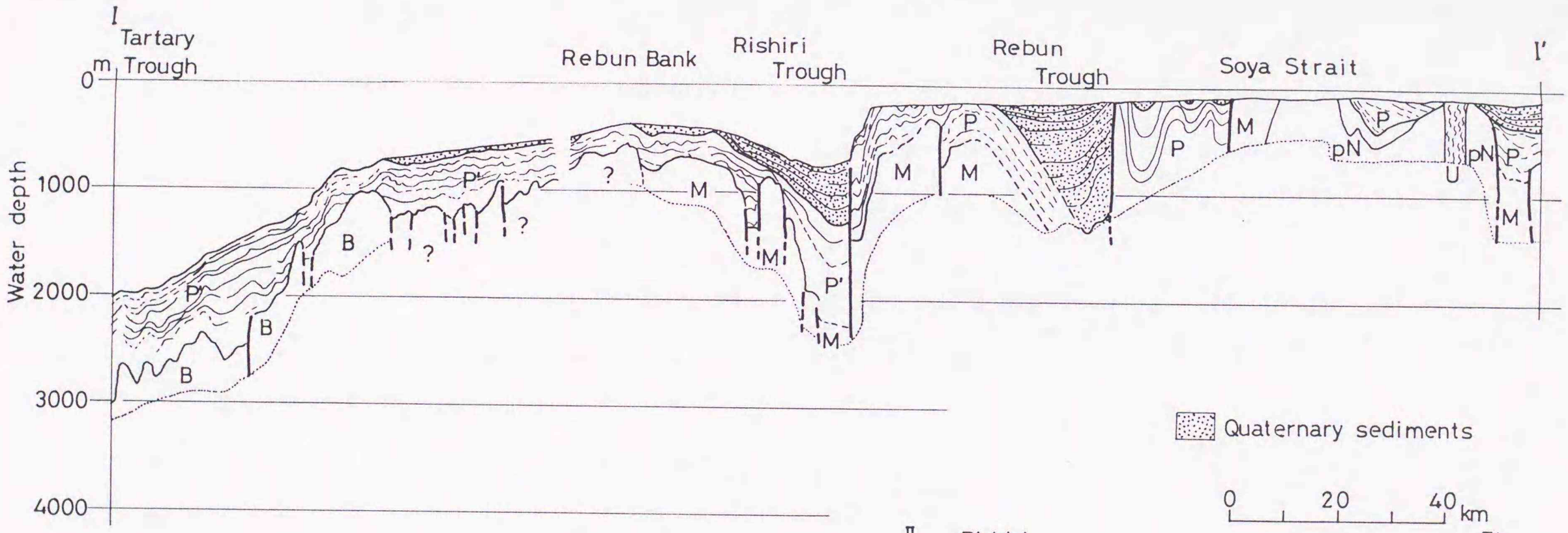



Fig. Ⅷ-17 Geological section acrossing the Onobunai Syncline and Omagari Fault (after Oka, 1986b).




P :Pliocene sediments
P' :Late Miocene to Pliocene sediments
M :Miocene sediments
U :Cretaceous to Tertiary ultramafic rocks
pN :Pre-Neogene
B :Unclassified basement rocks(Pre-Pliocene)

Rishiri volcanics
Quaternary sediments
Neogene Tertiary sediments
Cretaceous sediments and volcanics
Serpentine rocks and metamorphic rocks

Fig. Ⅷ-18 Geological section acrossing the Tempoku Sedimentary Basin.

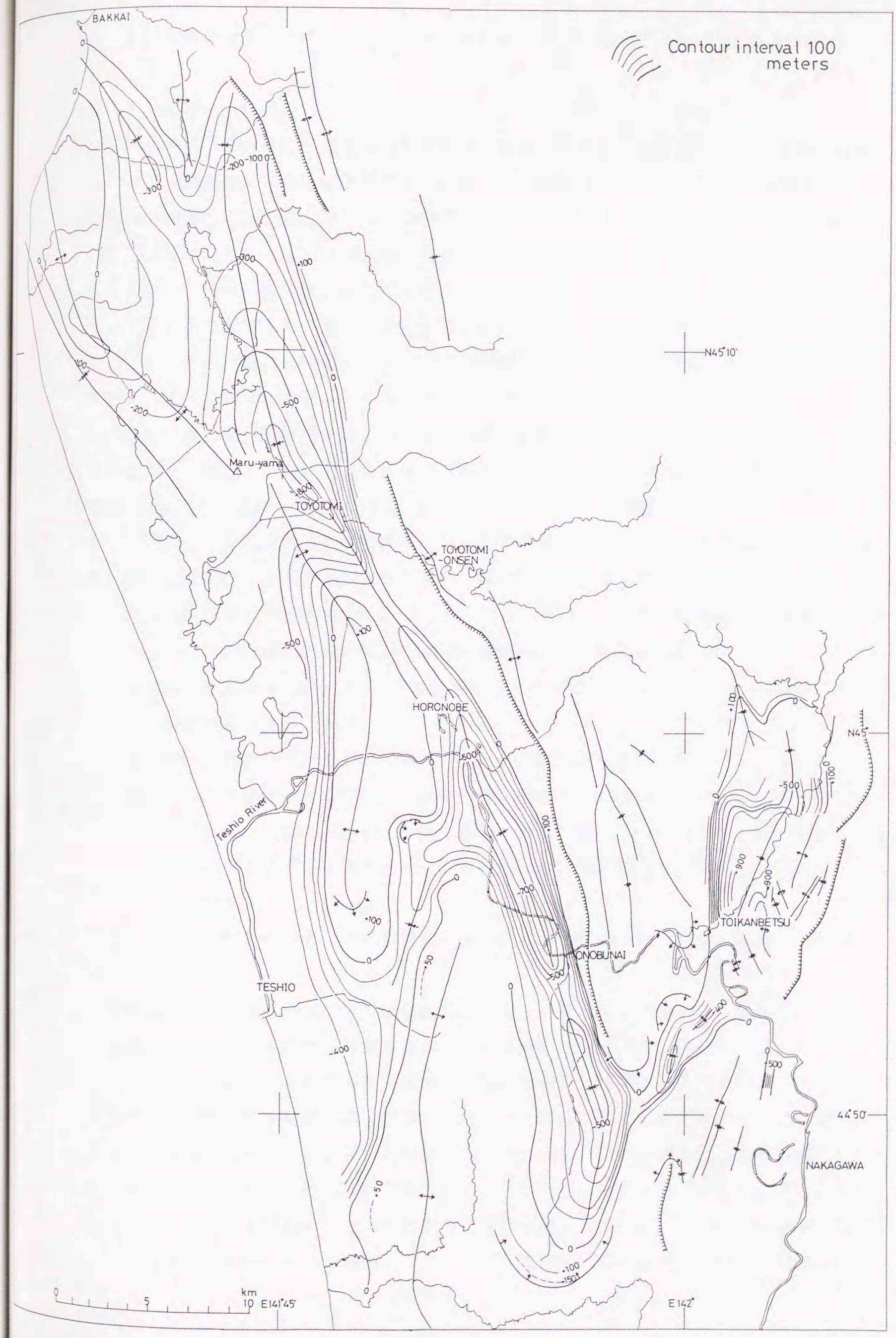



Fig. Ⅷ-19 Structural contour map of the lower limit of Sarabetsu Formation.

## Ⅸ. 名寄盆地の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Nayoro Basin

### Ⅸ－1．概論　Outline

Ⅳ－3で述べたように，剣淵盆地を含む名寄盆地は中央北海道構造区の中央低地帯に属している。狭義の名寄盆地は下川町西部・風連町東部の盆地域も含み東西10～25km，南北約50kmの紡錘状の広がりを有し，その中では北海道第2の長さをもつ天塩川が大きく蛇行しながら北へ流れている。剣淵盆地は名寄盆地の南に存在し，東西5～8km，南北20kmの広がりがあり，天塩川の支流の剣淵川などがU字形の流路をとって流れている。これら両盆地は右雁行状に配置され，士別市街付近の丘陵部（士別・西士別丘陵）を境にして区分される。それらの西側には天塩山地が500～1,000m級の標高で数列の稜線をもって存在し，東側には溶岩台地状の地形が広がる，標高500～1,000mの北見山地が存在する。

筆者は北海道北部で神居古潭帯の西側に隣接する問寒別構造盆地がネオテクトニクスの活発な所であることを見い出したが（岡,1985），その関連で東側に隣接する名寄盆地の構造発達に興味を抱き，1986年以来，他の研究者とともに調査研究を続けている。その成果は下記のような報告で取りまとめており，ここではこれらの報告をもとに，その他の報告・資料も活用しながら，地質構造，層序・編年およびテクトニクスについて述べる。

a．岡 孝雄(1988):名寄盆地の生い立ちをさぐる（その1）－問題点の整理と美深町川西付近での新第三紀層の観察－.名寄市郷土資料報告,3,13-24.

b．岡 孝雄･輿水達司･福岡 孝(1991):名寄市智北4遺蹟周辺の地質について.名寄市文化財調査報告書,6,54-66.

c．岡 孝雄(1991):士別の地形と地質.士別市立博物館報告,9,39-64.

d．Igarashi,Y. and Oka,T.(1993):Late Miocene pollen stratigraphy of the Nayoro Basin,northern Hokkaido,Japan.Saito-Ho-on Kai Mus.Res.Bull.,61,29-48.

e．岡 孝雄(1993):名寄市の地質と地下資源（5万分の1地質図付）.107p.,名寄市.

### Ⅸ－2．名寄盆地とその周辺の地質構造　Geological structure of the Nayoro Basin and its vicinity

名寄盆地とその周辺地域の地質構造的特徴をまとめるとFig.Ⅸ-1のようになる。

本盆地とその周辺地域の地質構造は南－北～南南東－北北西の方向性が卓越していることがまず注目される。北西および南西側（天塩山地側）に白亜系蝦夷累層群および神居古潭帯の蛇紋岩類・空知層群・変成岩類が，北東および南東側に日高累層群および前期中新世の深成岩類（奥士別・一の橋・乙忠部岩体）が分布し，これらが基盤岩上昇地塊群を形造っている。これらの上昇地塊群に囲まれるように新第三系分布域が存在し，その中軸をなすものが名寄盆地である。分布する新第三系は下位より美深層，川西層，段丘堆積物群および現河川氾濫原堆積物である。　　地形的には本盆地は丘陵，台地および低

地より構成されており，地質的には通常の堆積岩および堆積物よりなる川西層以上の地層群がほぼこれらの地形域を占めている。周辺山地は地質的には上記の基盤岩上昇地塊群と火山岩および火山砕屑岩類より構成される美深層より主に構成される。

名寄盆地内の顕著な地質構造としては，まず西縁部には日向－深名－美深－オテレコッペの右雁行背斜系列が存在し，その背斜系列の東側には，剣淵－士別－弥生－天塩川－咲来の右雁行向斜系列が存在していることが指摘できる。これらの対をなす背斜・向斜系列が存在するゾーンが名寄盆地付近で最も垂直変位の激しい部分となっており，美深背斜の東翼部は急立帯を構成し，同背斜から天塩川向斜にかけての地層の落ち込みは美深層の基底で最大2,000mに達する。なお，この急立帯は地層傾斜が40～50°以上で，特に白亜系智恵文層が上昇帯として顔をのぞかせる所に隣接する部分では，地層の直立～逆転状態が観察できる。名寄盆地内にはその他にもいくつかの背斜・向斜が存在するが，これらも右雁行状の配列を取る傾向がある。なお，下川町上名寄～風連町忠烈布川上流域を中心に川西層の分布域が存在し，そこには波状の褶曲構造が形成されている。

名寄盆地の東側の北見山地は美深層の分布域であり，全体が複背斜構造をなし，名寄盆地に対しては相対的な隆起域となっている。さらに，西側の天塩山地では新第三系の分布域では褶曲構造が発達する。その中の向斜状構造部は朱鞠内・母子里・ウルベシなどの小盆地群を形造り，川西層相当層の分布域となっており，これらも右雁行状の配列を取る傾向がある。

### Ⅸ－３．名寄盆地の地質　Geology of the Nayoro Basin

剣淵盆地を含む名寄盆地の地質については，５万分の１地質図幅「比布」（鈴木,1957），「剣渕」（松下ほか,1977），「士別」（小山内ほか,1970），「下川」（酒匂･小山内,1955），「名寄」（今西,1956），「サンル」（酒匂ほか,1960），「恩根内」（小山内･庄谷,1965）で系統的な調査の結果が報告されている。さらに，地質調査所の20万分の１地質図「名寄」（山口ほか,1990）では名寄盆地を中心とした範囲について，関係する５万分の１地質図幅およびその他の文献を総括する形で地質をまとめている。上記５万分の１地質図幅の取りまとめ内容には地層の区分，対比および編年の点で種々の混乱や図幅間での食い違いなどの問題がいくつかあったが，その問題の１つである「北見山地側に存在するいわゆる平坦面溶岩の年代」について，渡辺･山口（1988）および山口ほか（1990）がほぼ中期中新世後半の年代であることを明らかにし，新生代末の火山活動の産物とされていた従来の見解を大幅に修正した。しかしながら，これらの報告では「名寄盆地を構成する地層群の区分と編年」の問題については上記の５万分の１地質図幅の考えをそのまま踏襲している。筆者らの地質調査と年代測定結果によれば，この問題については従来の取り扱いについてかなりの変更を加えなければならなくなった。とりわけ，北見山地側の平坦面溶岩は美深層に含まれること，川西層の年代がほぼ後期中新世で従来の見解より古

い年代を示すこと，従来存在するとされた前～中期更新世の智北層・初茶志内層・多寄層などは美深層・川西層の一部であることなどが重要な変更事項である。筆者　の見解にしたがえば，名寄盆地を構成する地層群は先第三系の上に，下位より美深層，川西層，段丘堆積物群および現河川氾濫原堆積物で構成されており，それらの総計の厚さは2,000m以上に達する（Fig.Ⅸ-1および2）。以下に各地層の岩相・年代などを従来の地層の取り扱いにも言及しながら説明する。なお，名寄盆地とその周辺地域の地層区分・編年の再整理の基本となる年代測定についてはFig.Ⅸ-3およびTableⅨ-1に試料採取地点と測定値の一覧を示す。さらに，本盆地を構成する地層群の模式地である美深町南西部から名寄市北部にかけての地質図と川西四線川ルートの柱状図をFig.Ⅸ-4および5･6に示す。

A．先第三系　Pre-Tertiary

地表では，盆地西側の山地において，美深背斜の軸部に長さ5kmわたって分布し，智恵文層と呼ばれている（今西,1956）。硬質の砂質泥岩・細粒砂岩などからなり，石灰質団塊中にInoceramusなどの二枚貝化石やアンモナイトなどを産することがあり，上部蝦夷層群の一部に対比され，後期白亜系である。なお，盆地東半部の盆地構成堆積物下にも先第三系が存在すると判断されるが，それらはいわゆる日高累層群であり，一部で前期中新世の深成岩類の貫入を受けていると予想される。

B．新第三系　Neogene

名寄盆地の新第三系は橋本（1952）により美深町南西部を模式地として，美深層群という名称でその存在が示された。同層群はウルベシ層と河西層より構成され，ウルベシ層は下部の玉川安山岩質砂岩層と上部の二股橋集塊岩層に分けられる。その後，今西（1956）は５万分の１地質図幅「名寄」の中では橋本のウルベシ層と河西層の中～下部を合わせたものを美深層群，河西層の上部を川西層として取り扱い，美深層群は下部のウルベシ層と上部の六号の沢層よりなるとした。ただしウルベシ層から二股橋集塊岩（層）は取り除かれ，両者は同時異相関係にあるとされるている。その後，「恩根内」図幅，「士別」図幅および「剣淵」図幅では美深層群を美深層と改称して，本盆地の新第三系について下位より美深層および川西層の区分を踏襲している。筆者は川西四線川（美深町南西部）付近の調査結果にもとづいて名寄盆地の地層区分を行なったときには，新第三系は「名寄」図幅にほぼ準じて下位より美深層群（下部：ウルベシ層，上部：六号の沢層）および川西層に区分した（岡,1988;岡ほか,1991;Igarashi and Oka,1993）。しかしながら，名寄盆地全体の地質を総括する中では美深層群から六号の沢層を切り離し美深層とし，六号の沢層と川西層を合わせて新たに川西層とすることが望ましいと判断し，再定義を行なった（岡,1994）。筆者がこのような地層の再定義に至った理由は六号の沢層を名寄盆地の南部や東部（下川方面）に追跡すると完全に河川成堆積物に変化し，川西層の岩相と類似し両者を

区別することができないからである。このような地層区分は「恩根内」図幅，「士別」図幅および「剣渕」図幅の両層の区分とほぼ同様である。

美深層　Bifuka Formation

本層は主に東西両側の山地に分布し，その他，東側山地東縁の丘陵および忠烈布丘陵西部に分布し，地質構造的には背斜～複背斜構造を成している。層厚は700m±で，火山岩類および火山砕屑岩を主要構成岩相とする。

東側山地では主に安山岩溶岩，火山角礫岩，凝灰角礫岩および火山性砂礫岩より構成される。安山岩溶岩は一部に火山角礫岩部をはさみながら厚さが数100mに達し，南から乙部山・糸魚岳・九度山・ピヤシリ山・沼岳・函岳などの緩傾斜の山稜部を構成し，いわゆる“平坦面溶岩”となっており，板状節理の発達が顕著である。火山角礫岩は溶岩の中にはさまれたり，その直上および末端部に存在する。火山性砂礫岩はいわゆる土石流堆積物であり，安山岩の巨～大礫（円～亜角）を散点状に含み，基質部は火山岩岩片と火山灰質性砂・泥により充塡され不淘汰である。露頭断面では厚薄様々のフローユニットより構成されている。Fig. IX-7に美深市街南東のペンケ川三股付近の砕石場などの露頭観察から，厚い溶岩層が川西層の下位を占めながら名寄盆地下に沈む様子を示す（溶岩層の中および直上に火山角礫岩部が認められる）。Fig. IX-8には名寄市智東のタイヤテストコースの工事の際に現われた露頭の柱状図を示す。ここでは安山岩質溶岩，その直上・直下の火山角礫岩および火山性砂礫岩（土石流堆積物）が観察できる。なお，溶岩部については従来，ニウプ溶・ペンケ・九度山溶岩（「名寄」図幅），円山・沼岳溶岩（「サンル」図幅），ペンケ・函岳溶岩（「恩根内」図幅）などと多くの名称で呼ばれてきた。

西側山地では上記岩相に凝灰質砂岩・泥岩，礫岩および褐炭などをともなう。美深背斜などよりなる右雁行背斜系列を構成して分布し，美深背斜の東翼部の８ルートで観察を行なった。観察の詳しい結果は岡（1994）に示しており，ここでの紹介は省くが，その主体は火山性砂礫岩より構成されている。なお，上部については川西四線川ルートの柱状図（Fig. IX-5·6）に示す。

「恩根内」図幅内の美深町北部恩根内東方地域では恩根内泥岩部層または島呂布層と呼ばれる凝灰岩，細粒砂岩，礫岩および褐炭をはさむ泥質岩相が卓越し，一部数種類の海棲貝化石の産出が報告されている（小山内·庄谷,1965;棚井·佐藤,1981）。「下川」・「サンル」図幅の下川層群からパンケ層を除き，チューレップ層を加えたものにほぼ相当するが，これらの図幅内では多くの火山岩層および火山砕屑岩層より構成され，地域毎に異なる複雑な層序が組み立てられているが，今後の再整理が必要である。

本層とその相当層についてはFig. IX-3およびTable IX-1に示すように，東側山地を主に計10数点の放射年代値が報告され，ほぼ14～10Ma前後の年代が示されている。主なものとして，測定結果の古い年代順に，後藤（1991）がピヤシリ山頂東方1kmの尾根地点の安山岩溶岩について13.4±0.7Ma（K－Ar），柴田（1981）および柴田·棚井（1982）が美深

市街西方6kmのウルベシ川峡谷部（Fig.IX-5）の二股集塊岩中の安山岩礫について13.3±0.9Ma（K－Ar），渡辺･山口（1988）が美深市街北東15kmのスーパー林道地点の安山岩溶岩について12.1±0.6Ma（K－Ar），同じく美深市街北北東7kmのパンケ川三股スーパー林道地点の安山岩溶岩について10.2±0.5Ma（K－Ar）がある。これらのことから本層の年代はほぼ中期中新世中～後期であると判断される。

川西層　Kawanishi Formation

名寄盆地・剣淵盆地の全域に全体として複向斜構造をなして分布し，下川町西部から風連町東部の忠烈布丘陵地域では名寄盆地の主要部とは別に複向斜状のベーズン構造を取って分布する。層厚は500～1,400mであり，模式地である美深市街西方の智西～川西～六郷地域では川西四線川ルートの柱状図（Fig.IX-5･6）に示すように，泥質岩の卓越する下部の六号の沢層と礫～砂礫岩を頻繁に挟む上部の狭義の川西層に区分できる。

六号の沢層は層厚400～700m前後で，泥質～砂質泥岩を主とし砂岩を互層状にともなう夾亜炭層である。ときに礫～砂礫岩や凝灰岩をはさみ，本層の模式地であるウルベシ川支流六号の沢奥部の峠付近やオテレコッペ川下流部（美深町恩根内）では一部の層準から数種類の貝化石が産出する。泥岩は細かい板状層理の明瞭なものと不明瞭なものがある。以上のような岩相は陸成～半陸成を示し，バリヤによって海域より隔てられた潟湖（ラグーン）または内湾奥部の堆積環境を示す。川西四線川ルートでは最下部の火山岩質砂岩部層と主部の夾亜炭層（主に泥岩）に分けられる。なお，棚井ほか（1981）の示したオテレコッペ川下流のルート柱状図の中で試料番号101519～101521付近については，筆者の地質調査によれば地層は南西方向に25～50°で傾斜しており，周囲の地質構造を勘案すると，オテレコッペ川の下流方向（東方）が下位になるとみなされ，この部分がルート柱状図の中で最上位とする見解に疑問が生じる。西方が上位とみなすと，恐らく礫岩を挟む101514～101515付近が川西層に相当すると思われる。よって，ここで大手層・川西層とされる部分のほとんどは六号の沢層になると判断される。

川西層（狭義）は層厚約600mで，下位の六号の沢層との関係は整合である。河川とその後背湿地を示す陸成堆積物であり，主に礫～砂礫岩，板状泥岩および塊状泥岩の３岩相より構成され，その他，砂岩および亜炭（厚さ一般に15～30cm）をともなう。主要岩相の特徴は次のとおりである。礫～砂礫岩相は１単元の厚さが10m前後で，河川堆積物であるが，基底にチャンネル構造をともなう蛇行河川と斜交葉理が顕著で砂礫岩と砂質岩が錯綜する網状河川の２つの堆積相が認められる。板状泥岩相は１単元の厚さが0.5～6mで，泥岩と泥質砂岩・極細粒砂岩の細かい互層よりなり，ときに亜炭を挟む。いわゆる湖成堆積物様を示し，河川後背湿地の堆積物で，河道に近く増水毎に泥水の流入のある堆積環境が想定される。塊状泥岩は泥～砂質泥岩よりなり，細かく方状に砕けるのが特徴であり，ときに亜炭をはさみ，板状泥岩の２～３倍の割合で存在する。恐らく，河川後背湿地の中でも河道より遠い所で増水の影響の少ない環境が想定できる。

智恵文丘陵付近から南の名寄盆地中～南部および剣淵盆地では全体として，狭義の川西層のような河川成堆積物の特徴を示しており，上記のような地層区分はできない。「士別」および「剣淵」図幅では本層のうち丘陵の上面より厚さ30m程度の部分が第四系多寄層として取り扱われている。しかしながら，多寄層とされた部分も川西層とされた部分と岩相的には極めて類似しており，いずれも河川成堆積物の特徴を示す。地質構造的には両者は同様な地層傾斜で褶曲している。さらに両者を区別する明瞭な境界面がみあたらない。これらのことから，筆者は多寄層を川西層から区分することは意味のないことと考える。なお，鎌田･平松（1985）は名寄盆地南部の多寄東方の風連丘陵において多寄層とされた部分の川西層をいくつかの露頭で観察し，網状河川と蛇行河川を示す河川成堆積相を報告している。このような両タイプの河川成堆積物は名寄盆地の数多くの露頭で観察できるが，網状河川の代表的な事例は風連町西風連の露頭（Fig.Ⅸ-9）で，蛇行河川のそれは名寄市の智恵文丘陵内の瑞穂川中流の露頭（Fig.Ⅸ-10）で観察できる。

忠烈布丘陵に分布する本層には溶結凝灰岩層および酸性火砕岩層（上名寄火砕岩層）が挟まれる。一方，本丘陵の中名寄～上名寄地域，忠烈布川上流域および風連別川上流域では川西層中の砂礫岩，段丘堆積物および現河床堆積物中から黒曜石礫が採取される（藁科･東村,1988;福岡,1988;輿水,1988;岡,1994）。川西層中で黒曜石礫を含む砂礫岩は酸性火砕岩層の上位にくる傾向があることから，筆者は黒曜石礫と酸性火砕岩層との関係に注目している（岡,1994）。この関係を確認することおよび酸性火砕岩層とその下位の溶結凝灰岩層の噴出源を明らかにすることは今後の重要なテーマである。それはさておき，輿水（1988a）は忠烈布丘陵の河床や段丘面上など３箇所で採取した黒曜石礫についてＦＴ法で5.90Ma，5.93Maおよび5.81Maの放射年代値を報告している。さらに輿水（1988a;1991）は名寄市の日進２遺跡と智北４遺跡から出土した名寄原産黒曜石礫を材料とした石器15点のＦＴ年代を測定して，5.69～6.06Maの放射年代を報告している。以上の測定試料の採取地点および測定年代は一括してFig.Ⅸ-3およびTableⅨ-1に示した。輿水（1981）は北海道における黒曜石製石器のＦＴ年代（原石の噴出年代）とウラン濃度の関係図を示し，十勝・赤井川・白滝Ⅰ・白滝Ⅱ・置戸原産の黒曜石を明瞭に識別した。この図に上記の名寄原産の黒曜石礫・石器のＦＴ年代およびウラン濃度の関係点を表示するとFig.Ⅸ-11のようになり，他地域原産の黒曜石と明瞭に区別され，今のところ名寄原産のものが北海道で最古であることが明らかである。川西四線川ルートの狭義の川西層の中部には層厚約11mの軽石凝灰岩層がはさまれる（Fig.Ⅸ-5および6）。輿水達司はこの軽石凝灰岩層からジルコンを取り出しＦＴ法により5.6±0.3Maの放射年代を報告している（岡,1994;TableⅨ-1）。川西層の年代は，以上の放射年代と下位の美深層との関係が整合であり，かつ同層が中期中新世の中～後期とみなされることから，ほぼ後期中新世であると判断される。

Igarashi and Oka（1993）は川西四線川ルートの本層の層厚1,100mの部分（六号の沢層中～上部および狭義の川西層の全体）から採取した39層準の泥岩・亜炭試料について花粉

分析を実施し，木本約30属・科，草本20あまりの属・科（シダ植物胞子を含む）の花粉を検出している。詳しい分析結果についてはここでは紹介しないが，主要な木本花粉に着目した森林変遷はFig. IX-12のように復元されている。従来，北海道では後期中新世のほぼ全期間にわたる古植生・古気候の解明が放射年代などに関連づけて行なわれたことはなく，これは貴重な成果である。解析結果によれば，川西層（広義）は主に温帯～冷温帯の落葉樹・針葉樹からなる植生で，スギ科（Taxodiaceae）やブナ属（Fagus）などの温帯要素が卓越する温暖湿潤な気候に支配されていたが，トウヒ属（Picea）・マツ属（Pinus）やツガ属（Tsuga）など針葉樹林の成立した冷涼期を頻繁にはさみ，気候変動が繰り返されたことが認められている。

C．第四系　Quaternary

「名寄」図幅では更新統として名寄層群の智北層（下部更新統）および初茶志内層，「士別」・「剣淵」図幅では更新統として多寄層の存在が示されている。これらの地層に相当する部分は一見すると地層の傾斜が緩く，ルーズな砂礫からなることから更新統として取り扱われたが，近年の農地開発・農道整備などにより多くの露頭が出現し，それらの観察を行なった結果，Bの川西層の項で多寄層について指摘したような理由により，これらの地層を更新統として美深層・川西層から分離することはできないと判断する。すなわち，これらの地層は美深層・川西層の一部であり中新世の堆積物である。さらに，「名寄」図幅では智恵文丘陵と天塩川東側丘陵に上位段丘堆積層・上位扇状地堆積層・中位段丘堆積層が分布するとされ，「下川」図幅では忠烈布丘陵に高位・中位・低位段丘堆積物が分布するとされている。しかしながら，これらの丘陵は開析が進み，これらの堆積層（物）に対応する地形面も確認できず，これらの堆積物の存在は確認できない。

地形面区分上，最も明瞭にとらえられるものは現河川氾濫原面である。ここには名寄市街などが載り，その面が広がる部分は南から剣淵低地，名寄低地および美深低地などと呼ばれている。次に低地の周辺には所々に分かれて台地が存在するが，台地には高低２面の地形面が識別できる。高い地形面は周囲の低地からの比高は10～20mであり，中位段丘面として取り扱う。中位段丘面は南から剣淵盆地西半部，士別市街南西部，風連町市街南方，名寄市街南東（緑丘），名寄川沿い，名寄市北部智北付近，智恵文丘陵内の河川沿い，美深町紋穂内付近などに分布する。低い地形面は周囲の低地からの比高は5m前後であり，代表的な分布域は士別市街，名寄盆地南部の天塩川東側の多寄市街の載る面，風連市街付近からその東方，智恵文南方，仁宇布川下流（美深市街），パンケ川下流である。以上の地形面に対応して，古い方より，段丘堆積物群の中位段丘堆積物，同じく低位段丘堆積物および現河川氾濫原堆積物である。以下にそれらについて説明する。

中位段丘堆積物　Middle terrace deposits

層厚は10～15mで，礫～砂礫および泥を主とするが，表層は泥（粘土）からなっている

場合が多い。「名寄」図幅では本堆積物は中位段丘堆積層と呼ばれ，その模式地は名寄市街南東の緑丘および智西付近の天塩川西岸台地にあるとしている。ただし，智恵文丘陵の主要部分をおおうとされる中位段丘堆積層は本堆積物に対比できない。「恩根内」図幅の第１段丘堆積物，「士別」図幅の風連層の一部および崖錐堆積物，大丸ほか（1989）の風連Ｉ面堆積物，「剣渕」図幅の剣渕層，大丸ほか（1989）の剣淵面堆積物，八幡ほか（1990;1992）の剣渕層中・上部に相当する。後背湿地を含む河川成堆積物である。

大丸ほか（1989）は士別市街南西部の本堆積物中（段丘表面より1.8m）から産出した木片と剣淵盆地南部（和寒町北原）での泥炭層直下の泥層（剣淵面堆積物に属する，地表下6m）中の泥炭についてそれぞれ，54,300±2,400y.B.P.(NUTA-391)および31,500±$^{810}_{740}$y.B.P.(KSU-918)という$^{14}$Ｃ年代を得ている。さらに，石丸ほか（1993）は下川町下パンケに分布する本堆積物中の木片について23,770±670y.B.P.の$^{14}$Ｃ年代を報告している。さらに，八幡ほか（1992）は剣淵盆地西部の剣渕層（層厚25m）について花粉分析を実施し，同層中部は現在よりやや冷涼，上部は最終氷期亜間氷期の4.4～2.5万年前の花粉組成に類似し，冷涼～寒冷の気候を示すとしている。その他，大丸ほか（1989）は名寄市街南東の緑丘の本堆積物泥層中の泥炭について冷涼な気候下の亜寒帯林の植生を報告している。以上の$^{14}$Ｃ年代，花粉分析結果を勘案して総合的に判断すると本堆積物は最終間氷期から最終氷期，すなわち後期更新世の堆積物とみなされる。

低位段丘堆積物　Lower terrace deposits

層厚は10m前後で礫・砂・泥からなる。「名寄」図幅の下位段丘堆積層と下位扇状地堆積層を合わせたもの，「恩根内」図幅の沖積世扇状地堆積物，「士別」図幅の風連層の一部および段丘堆積物，大丸ほか（1989）の風連Ⅱ面堆積物などに相当する。大丸ほか（1989）は風連市街南東の本堆積物中の泥炭について花粉分析を実施し，現在より冷涼な気候下の亜寒帯林の植生を明らかにしている。この花粉分析結果と中位段丘堆積物と現河川氾濫原堆積物との関係から，後期更新世末の最終氷期の最寒冷期以降完新世初頭の堆積物とみなされる。

現河川氾濫原堆積物　Recent fluvial plain deposits

名寄低地などの地盤調査ボーリングなどから，層厚が10m以内で，中～下部は礫～砂礫，上部は泥～砂質泥が卓越し，所により泥炭が厚く発達している。

## Ⅸ－４．名寄盆地の形成とテクトニクス　Geotectonic development of the Nayoro Basin

以上述べてきたように，名寄盆地の層序はFig.Ⅸ-2のようにまとめられ，盆地の主要構成層である美深層がほぼ中期中新世の中～後期，川西層が後期中新世であることが明らかになり，特に川西層について従来の見解よりその年代が古くなった。このような年代と構成層の堆積相の把握から名寄盆地の形成過程を考察し，それに関わるテクトニクスを明ら

かにする。

A．名寄盆地の形成過程　Process of the development of Nayoro Basin

名寄盆地の発生と形成に関する過程を一括して示すとTableIX-2およびFig.-13のようになる。すなわち，①東側の上昇山脈と西側の沈む海の連係地帯（15Ma頃），②火山活動地帯（13.5～9.5Ma），③古名寄湾（12～8Ma頃），④名寄構造盆地（9～5Ma頃），⑤名寄河谷状盆地（5Ma頃～）を経て現在に至っている。

①東側の上昇山脈と西側の沈む海の連係地帯　Zone connecting the eastern upheaval mountain range and the western subsiding basin

北海道北部の日本海沿岸には増幌層または古丹別層と呼ばれる層厚数1,000mに達する地層が存在し，これらは15Ma前後に堆積したものとされる（福沢ほか,1992）。これらの地層の堆積については，現在の日高山脈北端部から北見山地にかけての地域が隆起して山脈（ウェンシリ地塁）となり，一方，その西側には急激に沈降する細長い海（天塩トラフ）が形成され，東側の山脈からもたらされる大量の土砂が堆積し，これが増幌層・古丹別層になったものとされている（保柳ほか,1986;宮坂ほか,1986;福沢ほか,1992）。東側の山脈は下川付近から北見滝ノ上付近の間にあり，名寄－士別はその山脈の西縁に相当し，名寄の西側には海が広がり，山脈から河川を通じてもたらされる土砂が海底扇状地を形成していた。士別付近からその東部（奥士別）にはこの頃に堆積した海成層が知られており，湾入部が想定される。このように，名寄－士別は15Ma頃（中期中新世の前期）にはこのような両側の対照的な地域の連係地帯であり，浅海または半陸域の河川地域であったとみなされる（Fig.IX-13　）。

②火山活動地帯　Volcanic active zone

美深層は活発な火山活動を反映して火山岩類に富んでいる。名寄盆地周辺に分布する火山岩類の多数の放射年代値から美深層の年代は13.5～9.5Ma頃，すなわち名寄付近が活発な火山活動地帯であった時期は中期中新世の中・後期である。Fig.IX-13　に13Ma頃の北海道北部の古地理を示すが，この頃，北海道北部一帯は所々に比較的浅い海が存在した。名寄構造盆地はまだ形成されていないが，名寄付近は海と陸のはざまのような所で，陸域では活発な火山活動が行なわれ溶岩台地が形成され，その付近の海や湖沼には溶岩や火山噴出物が土石流堆積物となり流れ込むような堆積環境が復元される。名寄の北方の歌登付近では海生哺乳類のデスモスチルスが多種類の貝化石とともに生息していたが（山口ほか，1981），名寄の北の美深付近では美深層の泥岩中に海棲貝化石を産出することがあり（小山内･庄谷,1965;棚井･佐藤,1981），一時的に歌登付近よりこのような浅海が続いていた可能性もある。

③古名寄湾　Paleo-Nayoro Bay

12～8Ma頃，北海道北部付近では多くの島や海面下の地形的高まりが現われ，多島海的

な堆積環境が出現したとみなされている（福沢,1987;福沢ほか,1992）。これらの地形的起伏の間の豊富一稚内西方を中軸とする地域にはやや深い海（天北トラフ）が形成され，海面下の地形的高まりの影響で深層水の湧昇流が起こり，それを栄養源として珪藻が大量に生み出され，その遺骸がトラフにもたらされて珪藻質の泥質堆積物が沈積した。この堆積物はその後，地中での埋没作用の結果，珪藻土や珪質頁岩に変化した。このような堆積物は稚内層と呼ばれ，現在，天北地方に広く分布している。このような海域の周辺には浅海や低湿地が存在しており，名寄付近もそのような場所であった。Fig.IX-13 に10Ma頃のの北海道北部の古地理を示すが，この頃は美深層の堆積がほぼ終了し，川西層の堆積に移り変わる頃である。美深付近より北では川西層の下部（六号の沢層）では河川・湿地成の砂礫岩・夾亜炭泥岩などと，貝化石を含む浅海成堆積物が共存しており，全体として日本海とオホーツク海につながった内湾（古名寄湾）とその周辺の低湿地の堆積環境が復元できる。なお，この内湾に対応するように，羽幌付近は半島状となっていた。

④名寄構造盆地 Nayoro Tectonic Basin

9Ma頃から，名寄付近では西側の蛇紋岩帯を含む白亜系分布の隆起が次第に顕著となり，母子里付近が陸域化したため，内陸性の構造盆地が誕生することとなった。この盆地が現名寄盆地に先行する名寄構造盆地である。Fig.IX-13 に示すように，8Ma頃には名寄付近では海の影響はなくなり，完全に河川成の堆積環境となり，そこには盆地の沈降とともに土砂が厚く堆積した。川西層は北に分布を延ばし中頓別付近の中頓別層・小頓別層（小山内ほか,1963）など類似の地層との関連から，名寄構造盆地の時代，この構造盆地はオホーツクへつながり，そこには北に向かって流れる古天塩川が存在していたと想像される。Fig.IX-13 に示すように，名寄構造盆地などの中央低地帯と分離した日本海沿岸地域には滝川・深川地域および遠別・天塩付近に海峡・湾入部が存在し，珪藻質の泥質堆積物が引き続き堆積し，それが遠別層・声問層になった。名寄構造盆地では断層活動により西側地域の上昇が顕著で，次第に丘陵～山地へ転じていった。この西側地域には母子里・ウルベシなどの小盆地も存在していた。東側では10Ma頃までの火山活動地帯であった所が溶岩台地状となって存在し，下川・サンル付近では酸性の火山活動があり，火砕流が盆地内に流入した。

⑤名寄河谷状盆地 Nayoro Valley (Basin)

川西層の上限が鮮新世に達しないことが明らかなったことから，後期中新世末（5.2Ma頃）には，名寄構造盆地は消滅したとみなされる。すなわち，名寄付近ではこの頃に，断層活動などにより周囲の丘陵・山地などから相対的に沈降し，堆積作用が継続する盆地としの性格は弱まり，河川の侵食・一時的堆積・下流への運搬が繰り返す，河谷状の地形的盆地（現名寄盆地）が出現することになった（Fig.IX-13 ）。5～0.1Ma頃の堆積物は名寄盆地付近には今の所その存在が確認できないことからこの頃の名寄盆地の様子を詳しく論ずることはできない。しかし，この頃の名寄盆地の変遷は，勇知層・更別層などの堆積

物が存在し詳しく古地理を復元できる，日本海側（天北地域）の情報に基づいて推察できる。特に，中頓別方向に流れていた古天塩川がいつ頃，どのようにして日本海方向へ流れるようになったかということが大きな問題となる。現在，名寄盆地と天北地域を隔てる山列は神居古潭帯を含む白亜系よりなる知駒岳山塊であるが，現在，天塩川はこの山塊を音威子府付近で横切り日本海側へ流れている。問寒別構造盆地の堆積物と地質構造の研究（岡,1985;岡·五十嵐,1993）によれば，同構造盆地は鮮新世後期以降に形成を開始しており，それは東側の知駒岳山塊の急上昇に対応し，少なくともその上昇量は1,000mに達する。このことから，古天塩川が日本海へ流れを転ずるようになったのは知駒岳山塊の上昇開始以前，すなわち鮮新世前期にあると判断される。流れの方向転換の原因については今の所明らかではないが，知駒岳の上昇に打ちかつように下刻作用が働き，すなわち先行谷として現在に至ったと考える。Fig.Ⅸ-13　には天塩川の流れが日本海側に変わった後の1Ma頃の北海道北部の古地理を示す。

B．テクトニクス　Tectonics

Ⅸ－２で述べたように，名寄盆地とその周辺地域の地質構造は右雁行状の構造を特徴としている。本盆地中部の美深層上限（川西層下限）の等深線図（Fig.Ⅸ-14）および断面図（Fig.Ⅸ-15）に示すように，その変位は盆地西縁で大きくなっている。盆地西縁の美深背斜の軸部からそれに隣接する向斜の軸部までの垂直変位量は等深線図からは800～1,300mが読み取れる。さらに，美深層分布範囲での削剝部分の変位分を断面図から想定するととさらに500m～1,000m弱の追加が見込まれ，合わせると2,000m前後の垂直変位量が算定できる。

名寄盆地付近の褶曲構造が右雁行状を示すということは，垂直方向の変位をともなう右横ずれ的な運動が進行したことを物語る。このような運動は名寄構造盆地の時代，すなわち後期中新世の約500万年間に進行したと判断される。ところで，名寄構造盆地の時代（9～5Ma頃）の前の15Ma頃には北海道付近でユーラシアプレートの一部アムールプレートが北米プレートの一部オホーツクプレートの下に南南西方向から斜めに押し入るように衝突したとみなされている（保柳ほか,1986;木村·宮下,1986）。その結果，北海道中軸部の北部には上昇山脈（ウェンシリ地塁）が，その西側の天北－羽幌－石狩東部－日高西部地域にトラフ状の沈降盆列が生じたとされ，名寄などのその後中央低地帯となる部分を含む北海道中軸部は大きな衝突帯（変動帯）を形成していたと判断される。このような大きな衝突現象はその後全体として急激に弱まり，衝突帯の東半部のウェンシリ地塁とその東側の沈降列での変動が終息し，名寄盆地など中央低地帯の発生とそこでの地殻変動をもたらすことになった。なお，このような転換の過程で中央低地帯（名寄盆地）の発生に先行してこの地帯付近が活発な火山活動地帯になったことも注目される。以上をまとめると，15Ma頃の大きな斜め衝突現象はその後に弱まりながら，かつ衝突帯を西方に縮小させながら，

その後にも引き継がれている。このような衝突現象は北海道中軸部の南部では，，千島弧外帯の西進運動が開始されたため不明瞭であるが，北部ではその運動の影響が少なく明瞭であるといえる。この弱体化した後の衝突帯の中心が中央低地帯であるといえる。なお，名寄盆地そのものはその非対称な断面形態から判断して，基盤岩（先第三系）の地体構造上の境界（構造線）部に斜め方向の圧縮テクトニクスが働いて生じたものであるとみなされるが，その境界とはいわゆる空知－エゾ帯と日高帯の境界であり，さらに細かくいえばいわゆる神居古潭帯と日高帯の境界である。

以上述べたように名寄盆地は，道内の大半の盆地・平野が構造盆地として発達した時期が後期中新世末以降であるのと異なって，それ以前の後期中新世であることが特徴であり，起源が最も古いのが特徴である。なお，このことはそこを流れる天塩川の古さも物語っている。

［第Ⅸ章関連文献］


大丸裕武·五十嵐八枝子·中村俊夫·平松和彦·宮城豊彦(1989):北海道北部風連・剣淵地域の$^{14}$C年代と花粉分析資料.北海道地理,63,1-7.

福岡 孝(1987):名寄盆地で発見される黒曜石礫について.名寄市文化財調査報告書,4,91-100.

福沢仁之(1987):北海道北部，新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場.地質学雑誌,93,37-55.

————·保柳康一·秋山雅彦(1992):北海道中央北部の新第三系の層序と古環境.地質学論集,37,1-10.

後藤芳彦(1991):北部北海道ピヤシリ山溶岩のＫ－Ａr年代.名寄市郷土資料報告,6,25-28.

橋本 亘(1952):天塩国中川郡美深町西方の地質予察.石油技術協会誌,17,198-202.

保柳康一·宮坂省吾·渡辺 寧·木村 学·松井 愈(1986):“衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス－中新世・中央北海道の例－.地団研専報,31,265-284.

五十嵐八枝子·五十嵐恒夫·大丸裕武·山田 治·宮城豊彦·松下勝秀·平松和彦(1993):北海道の剣淵盆地と富良野盆地における32,000年間の植生変遷史.第四紀研究,32,89-105.

Igarashi,Y.and Oka,T.(1993):Late Miocene pollen stratigraphy of the Nayoro Basin,Northern Hokkaido,Japan.Saito-Ho-on Kai Mus.Res.Bull.,61,29-48.

今西 茂(1956):5万分の1地質図幅「名寄」および同説明書.45p.,北海道立地下資源調査所.

石丸 聡·小澤 聡·山岸宏光(1993):国営農地再編パイロット事業計画地「新下川地区」表層地質調査報告書.　p.,北海道開発局農業水産部·北海道立地下資源調査所.

鎌田耕太郎·平松和彦(1985):名寄盆地，風連丘陵における多寄層の堆積環境.士別市立博物館報告,3,　　.

木村 学·宮下純夫(1986):海溝－海溝－斜め衝突帯の三重会合点と日高変成帯.地団研専報,31,451-458.

輿水達司(1981):石狩低地帯に出土する黒曜石片の原産地.地球科学,35,267-273.

————(1988a):名寄市黒曜石の年代および名寄市日進２遺跡出土黒曜石製石器類の原産地.名寄市文化財調査報告書,4,83-90.

————(1988b):日進33遺跡出土黒曜石片の水和層年代.名寄市文化財調査報告書,5,85-86.

————(1991):名寄市智北４遺跡の年代および同遺跡出土の黒曜石編の原産地.名寄市文化財調査報告書,6,73-78.

————·金 詰祐(1986):北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代（その２）－西部帯・中央帯の“グリーン・タフ”岩層－.地質学雑誌,92,559-568.

————·————(1987):北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代（その４）－陸上火山活動による火砕岩類－.地質学雑誌,93,217-227.

松下勝秀·寺島克之·小山内 熙(1977):5万分の1地質図幅「剣淵」および同説明書.30p.,北海道立地下資源調査所.

宮坂省吾·保柳康一·渡辺 寧·松井 愈(1986):礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史.地団研専報,31,285-294.

岡 孝雄(1985):北海道天北・問寒別構造盆地のネオテクトニクス.活断層研究,1,19-29.

————(1988):名寄盆地の生い立ちをさぐる（その１）－問題点の整理と美深町川西付近での新第三紀層の観察－.名寄市郷土資料報告,3,13-24.

————(1991):士別の地形と地質.士別市立博物館報告,9,39-64.

————(1994):名寄市の地質と地下資源（5万分の1地質図付）.107p.,名寄市.

————·五十嵐八枝子(1993):北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新－更新統－とくに堆積相および花粉層序について－.地質学雑誌,99,365-389.

————·輿水達司·福岡 孝(1991):名寄市智北４遺跡周辺の地質について.名寄市文化財調査報告書,6,54-66.

小野有五·五十嵐八枝子(1991):北海道の自然史.219p.,北海道大学図書刊行会.

小山内 熙·松下勝秀·長尾捨一(1970):5万分の1地質図幅「士別」および同説明書.27p.,北海道立地下資源調査所.

————·三谷勝利·石山昭三·松下勝秀(1963):5万分の1地質図幅「中頓別」および同説明書.58p.,北海道開発庁.

————·庄谷幸夫(1965):5万分の1地質図幅「恩根内」および同説明書.32p.,北海道開発庁.

大津 直·高橋徹哉·川森博史·八幡正弘·嵯峨山 積(1992):北海道中央部の隆起帯における新生界の層序と構造－名寄南部，剣淵地域を例にして－.日本地質学会第99年学術大会講演要旨集,p.170.

酒匂純俊·土居繁雄·太田昌秀(1960):5万分の１地質図幅「サンル」および同説明書.33p.,

北海道立地下資源調査所.

————·小山内 熙(1955):5万分の1地質図幅「下川」および同説明書.54p.,北海道開発庁.

柴田 賢(1981):北海道新第三紀火山岩類のK－Ar年代データ.北海道新第三系生層序(総研A 534035)研究連絡紙,1,63.

————·棚井敏雅(1982):北海道第三紀火山岩類のK－Ar年代.北海道の新第三系生層序の諸問題,75-79.

菅原 誠·山塙巌夫·岡村 聡·西戸裕嗣(1993):北部北海道下川地域の中新世火山岩類のK－Ar年代と岩石学的特徴.日本地質学会北海道支部92年度例会講演要旨集, .

鈴木 淳(1957):5万分の1地質図幅「比布」および同説明書. p.,北海道開発庁.

棚井敏雅·佐藤誠司(1981):美深－歌登地域の層序概要.北海道の新第三系の生層序(総研A 534035)研究連絡紙,1,34-37.

————·————·中筋治雄(1981):美深－歌登地域の新第三紀後期フローラ層序.北海道の新第三系の生層序(総研A 534035)研究連絡紙,1,38-43.

藁科哲男·東村武信(1988):日進2遺跡出土の黒曜石遺物の石材産地分析.名寄市文化財調査報告書,4,69-82.

————·————(1989):日進33遺跡出土の黒曜石遺物の石材産地分析.名寄市郷土資料報告,4,35-44.

渡辺 寧·内海 茂·宇都浩三(1991):北海道北東部北見グリーンタフ地域の新生代玄武岩のK－Ar年代.地質学雑誌,97,61-64.

————·山口昇一(1988):北部北海道名寄－旭川地域の中新世火山岩のK－Ar年代とその造構場.地球科学,42,91-99.

山口昇一·渡辺 寧(1990):20万分の1地質図「名寄」.地質調査所.

八幡正弘·高橋徹哉·大津 直·皿井博美·吉田憲司·五十嵐八枝子·戸間替修一·野村隆文(1992):北海道名寄南部に分布する〝剣渕粘土〟について.その2,粘土の賦存状態とその性質.地下資源調査所報告,63,57-74.

————·————·戸間替修一·庄谷幸夫(1990):北海道,名寄南部に分布する“剣渕粘土”について.地下資源調査所報告,62,13-26.

[第Ⅸ章図表説明]

Fig. Ⅸ-1 Tectonic map of the Nayoro Basin and its vicinity (after Oka,1994).

Fig. Ⅸ-2 Geological succession of the Nayoro Basin and its vicinity (after Oka, 1994).

Fig. Ⅸ-3 Map showing localities of dating samples taken by many authors in the

Nayoro Basin and its vicinity (after Oka,1994).
Locality numbers are showm in TableⅨ-1.

Fig.Ⅸ-4 Geologic map of the Kawanishi-yonsen River and its vicinity (after Oka ,1988 and Igarashi and Oka,1993).

Fig.Ⅸ-5 Geological column of the Kawanishi-yonsen River section (after Oka,198 8 and Igarashi and Oka,1993).

Fig.Ⅸ-6 Detailed columns of the Kawanishi-yonsen River section(after Oka,1988)

Fig.Ⅸ-7 Andesite lavas of the Bifuka Formation plunging west beneath the overlying Kawanishi Formation in the Nayoro Basin (Cross-section at Mitsumata,Penke River in Bifuka).

Fig.Ⅸ-8 Andesite lava, volcanic breccia and volcanic conglomerate of the Bifuka Formation (columns of the outcrop in the tire test course at Chitou in Nayoro).

Fig.Ⅸ-9 Cross-laminated sandstone with conglomerate of the Kawanishi Formation (sketch diagram of the outcrop at Nishi-Fhuren).
revealing braided stream

Fig.Ⅸ-10 Fluvial deposits of the Kawanishi Formation (Columns of the outcrop at the Mizuho River,Nayoro).

Fig.Ⅸ-11 Diagram of the relation between uranium content and FT-age (eruption age) of stone implements from obsidian in Hokkaido ( taken from Koshimizu,1981 and with additions by the authors).

Fig.Ⅸ-12 Vegetation and climate during Late Miocene of the Nayoro Tectonic Basin(after Igarashi and Oka,1993).

Fig.Ⅸ-13 Paleogeographic diagrams of northern Hokkaido from 15Ma till 1Ma ( modified from Oka,1994.

Fig. IX-14 Contour map of the upper limit of Bifuka Formation in the central part of Nayoro Basin.

Fig. IX-15 Cross section of the central part of Nayoro Basin.

TableIX-1 List of dating ages of the Nayoro Basin and its vicinity (after Oka, 1994).

TableIX-2 Process of the development of Nayoro Basin (after Oka,1994).

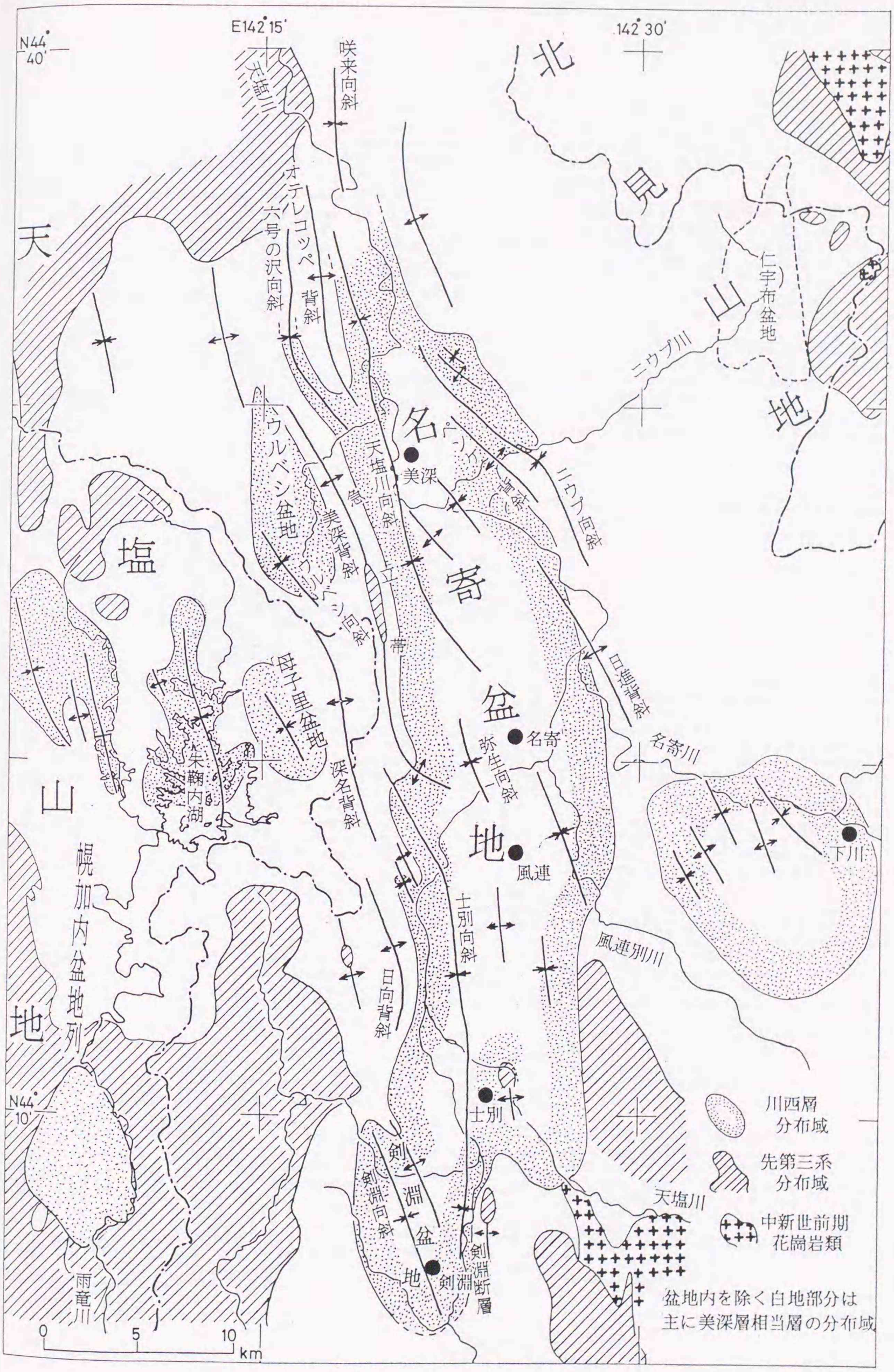



Fig. IX-1 Tectonic map of the Nayoro Basin and its vicinity (after Oka, 1994).

| 地質時代 (百万年) | | 地層区分 層厚(m) | | 地質柱状図 | 岩相・化石・年代測定など | 付　記 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 第四紀 | 完新世 | 現河川氾濫原堆積物(Hd) <10 | | | 泥～砂質泥<br>泥炭<br>礫～砂礫，砂<br>D5→遺跡の地表下1.5m以内5点の$^{14}$C年代(7,000～1,000y.B.P.)<br>D6→遺跡黒曜石石器2点の水和層年代(4,100±400・4,400±500y.B.P.) | 名寄低地・美深低地に広い分布があり，所により泥炭が厚く発達。地盤ボーリング柱状図で岩相を確認できる。中～下部は礫～砂礫，上部は泥～砂質泥が卓越。N値はおおむね30以下，泥・泥炭は5以下。智北4遺跡(中位段丘堆積物表層)D4は3,800±300y.B.P(黒曜石石器)で同年代。 |
| | 後期 | 段丘堆積物群 | 低位段丘堆積物(Lt) 10± | | 泥～砂質泥<br>泥炭<br>礫～砂礫，砂<br>P5→遺跡の表層土から試料を採取(同層準の黒曜石石器片14,000y.B.P.前後)<br>P10・12→泥炭から試料を採取し分析。寒～亜寒帯林植生。 | 風連別川・仁宇布川下流域で扇状地を形づくり比較的広く分布。その他，智恵文付近・天塩川の支流に沿って切れ切れに分布。段丘面の比高は周囲の低地から5m前後。後期更新世末・ウルム氷期最寒冷期以降完新世初頭の堆積物か。 |
| | | | 中位段丘堆積物(Mt) 10～15 | | 泥～砂質泥<br>泥炭<br>礫～砂礫<br>D7→黒曜石石器3点水和層など年代(14,000y.B.P.前後)<br>P8→厚さ1mの泥炭から6試料を採取し分析，寒帯林植生。 | 智北・智西・緑丘・中名寄・風連市街南方・西風連-日向地域に比較的広く分布。その他，天塩川・名寄川の支流に沿って分布。段丘面の比高は周囲の低地から10～20m前後。後期更新世(最終間氷期～ウルム氷期)の前～中頃の堆積物。緑丘では粘土(泥相)採掘。 |
| | 中期 | | | | | 高位段丘堆積物の存在は確認できない。「名寄」図幅では智恵文丘陵の背面をなす段丘堆積物の存在が示されるが，同丘陵は開析が進み，そのような堆積物の存在は確認できない。「名寄」・「士別」図幅で中～前期更新世とされた智北層・初茶志内層・多寄層などは，美深層・川西層の一部であり，中新世の堆積物である。<br>かって，鮮新世～前期更新世とみなされた東部山地の沼岳・ピヤシリ山などの溶岩類は放射年代測定・地質調査などから中期中新世美深層に相当することが明らかになっている。 |
| | 前期 | | | | | |
| | 鮮新世 | | | | | |
| 新第三紀 | 後期中新世 | 川西層(Ka) (六号の沢層)(川西層) 1000～1400 | | | 軽石凝灰岩層(川西四線川，D2)<br>"上名寄酸性火砕岩層"<br>D2→5.6±0.3Ma(ジルコンFT年代，裏水による)<br>←黒曜石礫産出(忠烈布丘陵など，D8・9ほか)<br>礫岩～砂礫岩 / 泥岩～砂質泥岩(塊状・板状) / 砂岩(極細粒～極粗粒)，亜炭 — 河川堆積物<br>D8・9ほか→5.90・5.93・5.31Ma(黒曜石FT年代)<br>溶結凝灰岩層(上名寄)<br>P7・9・11→断片的な花粉分析実施。<br>美深市街西方(智西-川西)：泥岩～砂質泥岩主体で，亜炭・砂岩をともなう。下部では砂礫岩にとむ。地質図の範囲外の六号沢奥部・ｵﾃﾚｺｯﾍﾟﾍﾟ川では海生貝化石の産出確認。[六号の沢層]<br>上記以外の分布域：礫岩～砂礫岩 / 泥岩～砂質泥岩(塊状・板状) / 砂岩(極細粒～極粗粒)，亜炭 / 凝灰岩 — 河川堆積物<br>花粉分析(川西四線川ルート，P1)→39点の試料分析，スギ科やブナ属などの温帯要素が卓越温暖湿潤な気候が支配的，トウヒ・マツ・ツガ属など針葉樹林の成立した冷涼期をひんぱんにはさむ。 | 智恵文丘陵を中心とした名寄盆地の主要部分および忠烈布丘陵の中～東部に主に分布。ほぼ後期中新世の堆積物。上限は，最近の放射年代測定(D2・8・9など)および花粉分析結果(P1)などから鮮新世に達しないと判断される。美深市街西方地域では，岩相上，下部の六号の沢層と上部の川西層(狭義)に区分できるが，その他の地域では全体が礫岩～砂礫岩が卓越する河川堆積物の特徴を示す(礫岩～砂礫岩の基底のﾁｬﾝﾈﾙ構造・後背湿地を示す板状泥岩の存在・葉理の特徴など)ことからこのような区分はできない。両層に区分が可能な範囲は限られるため，地質図では一括して川西層として取り扱った。両層の区分は資料集のルート柱状図で示した。六号の沢層は泥質岩が卓越しかなり広い湿地環境の堆積物とみなされるが，時に海生貝化をともなうことから，湿地をともなう内湾環境が想定される。<br>具体的な岩相については，露頭の地質柱状・ｽｹｯﾁ図，ﾙｰﾄ柱状図および水井戸柱状図などに示す。 |
| | | 美深層(Bi) (ウルベシ川層) 700± | | | 美深町ﾊﾝｹﾘ川三股：安山岩溶岩のK-Ar年代(10.2±0.5Ma；渡辺ほか，1988)<br>東部山地：安山岩溶岩 / 火山角礫岩 / 凝灰角礫岩 / 火山性砂礫岩 / (土石流堆積物)<br>美深町北東ｽｰﾊﾟｰ林道：安山岩溶岩のK-Ar年代(12.1±0.6Ma；渡辺ほか，1988)<br>西部山地：上記岩相に凝灰質砂岩・泥岩，礫岩および褐炭などともなう<br>D1→ｳﾙﾍﾞｼ川峡谷"巣塊岩"安山岩礫のK-Ar年代(13.3±0.9Ma)<br>D3→ﾋﾟﾔｼﾘ山頂付近の安山岩溶岩のK-Ar年代(13.4±0.7Ma) | 川西層の分布域が丘陵を成すのに対して，山地(東部・西部山地)を構成することからその分布域が明瞭に区別される。その他，忠烈布丘陵の西部に分布。火山岩類の放射年代測定が多数行なわれており，ほぼ中期中新世の中～後期の堆積物とみなされる。主に火山岩(安山岩質)・火砕岩・火山性砕屑岩(火山性砂礫岩すなわち土石流堆積物が主体)よりなるが，火山岩中の溶岩類は特に東部山地で発達することから，地質図中では美深層の主要部分とは区別して示した。ただし，美深層の主要部として示した部分にも溶岩ははさまれる。安山岩溶岩は板状節理が顕著なことから，かっては"鉄平石"などと呼ばれ採石された。現在では，美深町ﾊﾝｹﾘ川流域および名寄市旭東の東方の採石場で土木建築用の砕石対象となっている。<br>具体的な岩相については，露頭の地質柱状・ｽｹｯﾁ図，ﾙｰﾄ柱状図および井戸柱状図などに示す。 |
| | 前期 | | | | 名寄盆地西方の日本海沿岸地域には中期中新世初期(15Ma前後)の堆積物として古丹別層が分布。下川町一の橋の花崗閃緑岩体のK-Ar年代は18.4±0.6・18.6±0.6Ma(鈿動，1981)で，前期中新世。 | 中期中新世初期頃には現在の日高山脈北端部付近から下川-北見滝ノ上間を通り北見枝幸付近に至る山脈が存在し，一方，日本海沿岸地域には南北に延びるﾄﾗﾌ状堆積盆(沈む海)が形成され，古丹別層・増幌層などが堆積した。名寄付近は山脈と堆積盆をつなぐ地域であった考えられる。一の橋の花崗閃緑岩体は上川町付近の白川・愛別岩体，奥士別岩体および北見枝幸付近の乙忠部岩体とともに新第三紀の日高火成活動帯(西列)を構成。 |
| 古第三紀 | | | | | | |
| 白亜紀 | | 智恵文層 (Ch) | | | 硬質の砂質泥岩・細粒砂岩　石灰質団塊(ノジュール)中にイノセラムス(二枚貝)・アンモナイトなどを含む。 | 上部蝦夷層群に対比される。西側山地の美深背斜の軸部に長さ5kmにわたって分布。東側の美深層は直立～逆転構造を取り，名寄盆地西縁の地質構造変換部にあらわれたもの。 |

-0.01 -0.1 -0.7 -1 -2 -3 -4 -5 -6 -7 -8 -9 -10 -11 -12 -13 -14 -15 -20 -50 -100

Fig. IX-2 Geological succession of the Nayoro Basin and its vicinity after Oka, 1994).

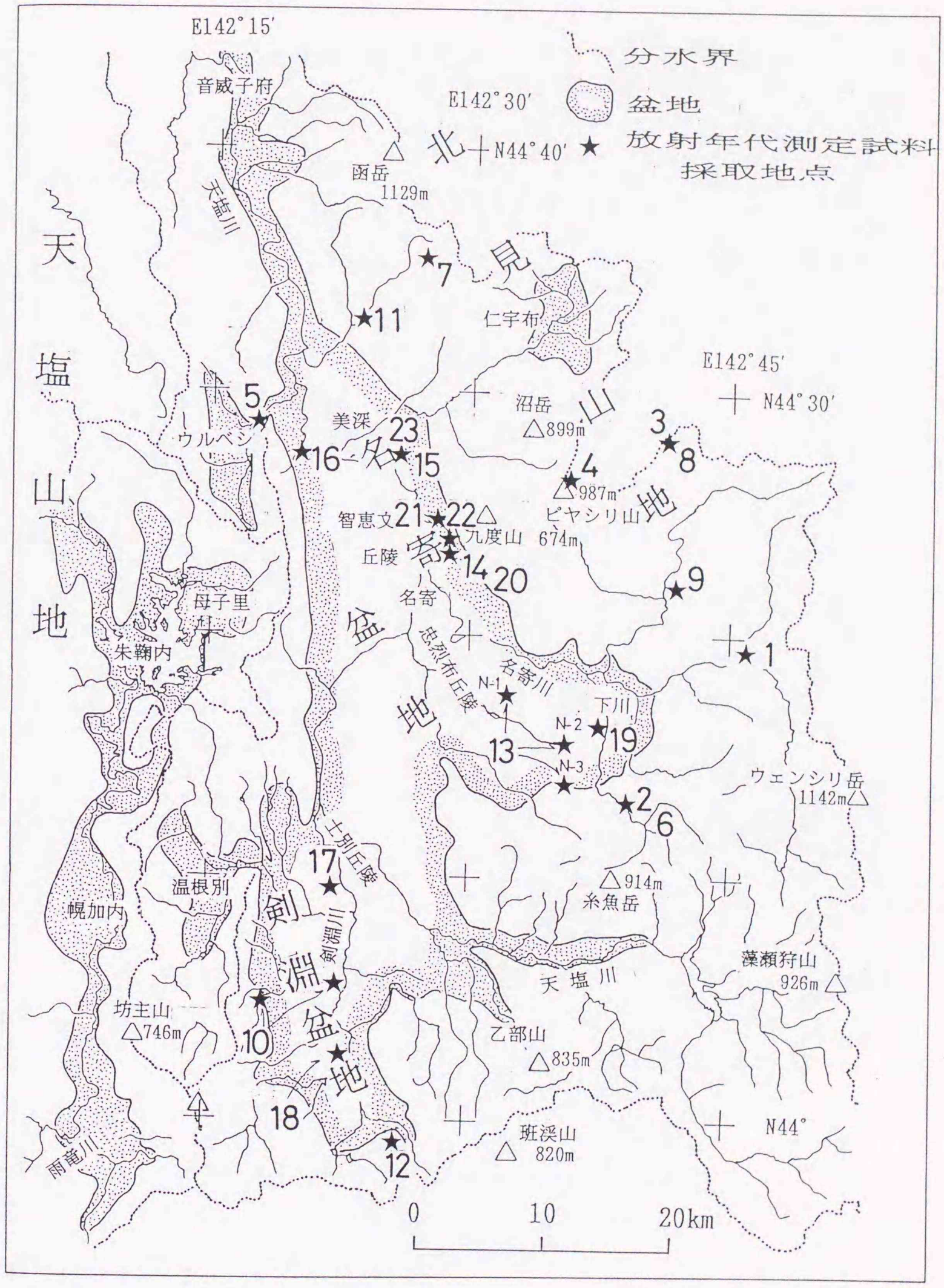



Fig. IX-3 Map showing localities of dating samples taken by many authors in the Nayoro Basin and its vicinity (after Oka, 1994).
Locality numbers are showm in TableIX-1.

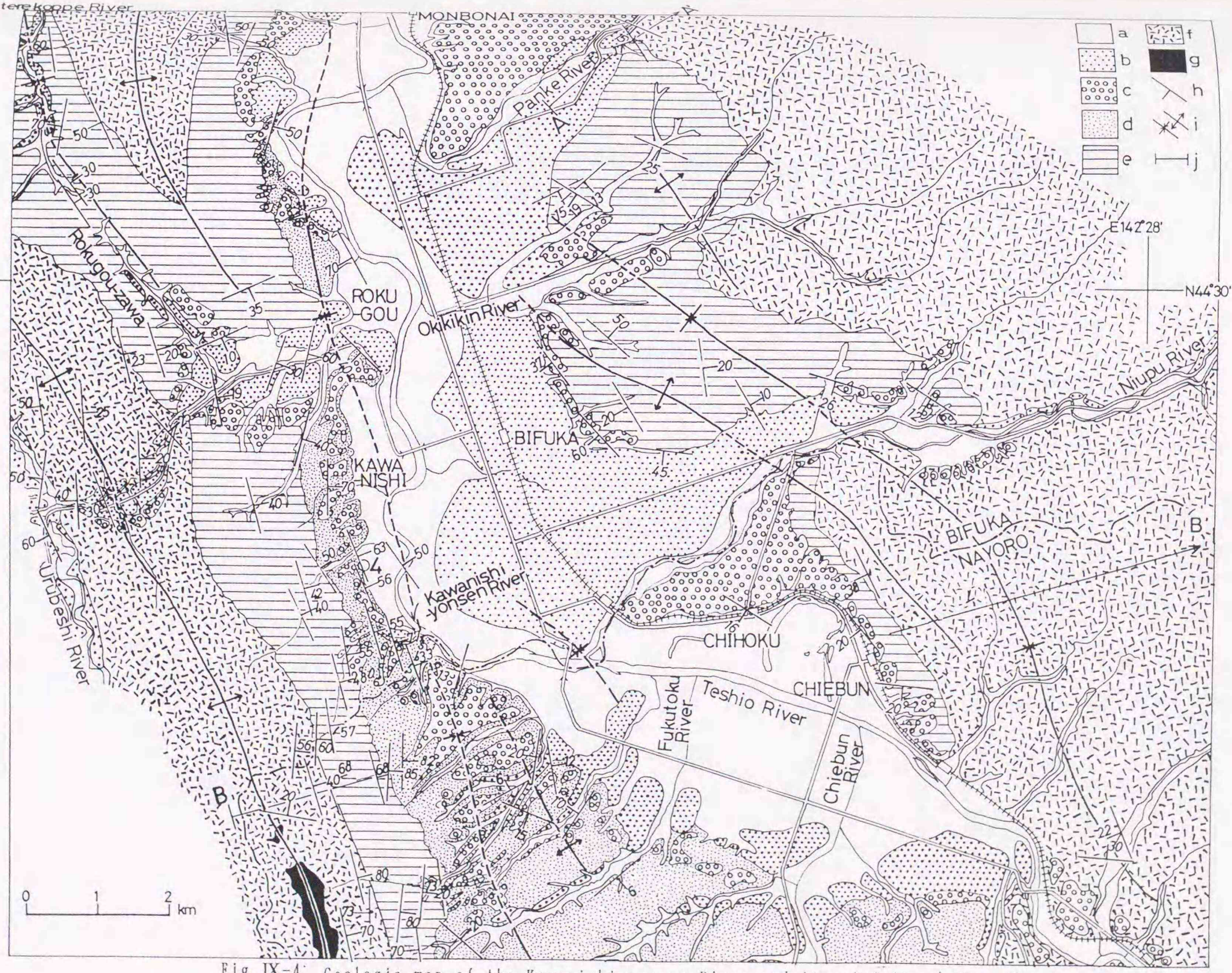



Fig. IX-4 Geologic map of the Kawanishi-yonsen River and its vicinity (after Oka , 1988 and Igarashi and Oka, 1993).

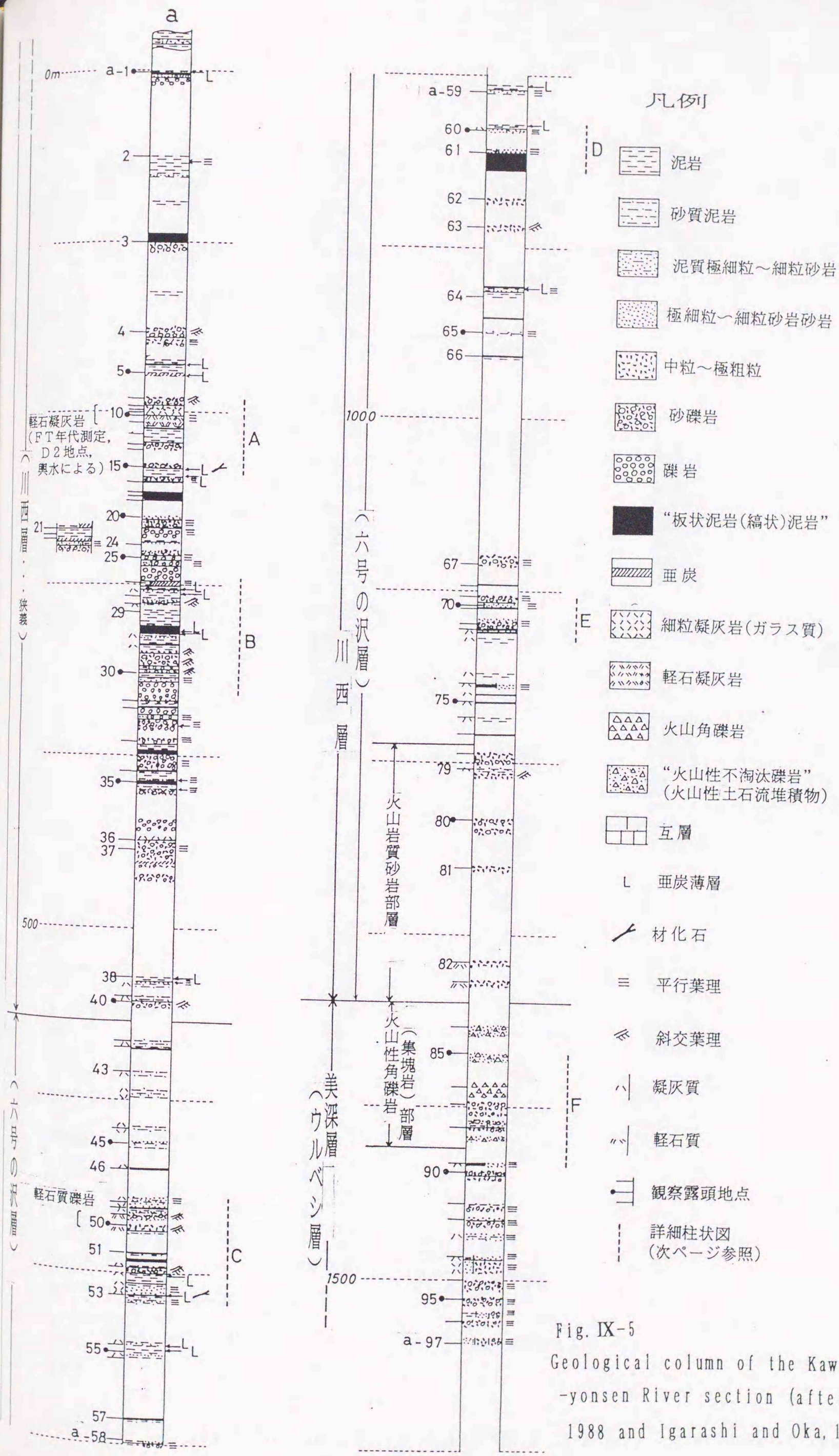



Fig. IX-5
Geological column of the Kawanishi-yonsen River section (after Oka, 1988 and Igarashi and Oka, 1993).

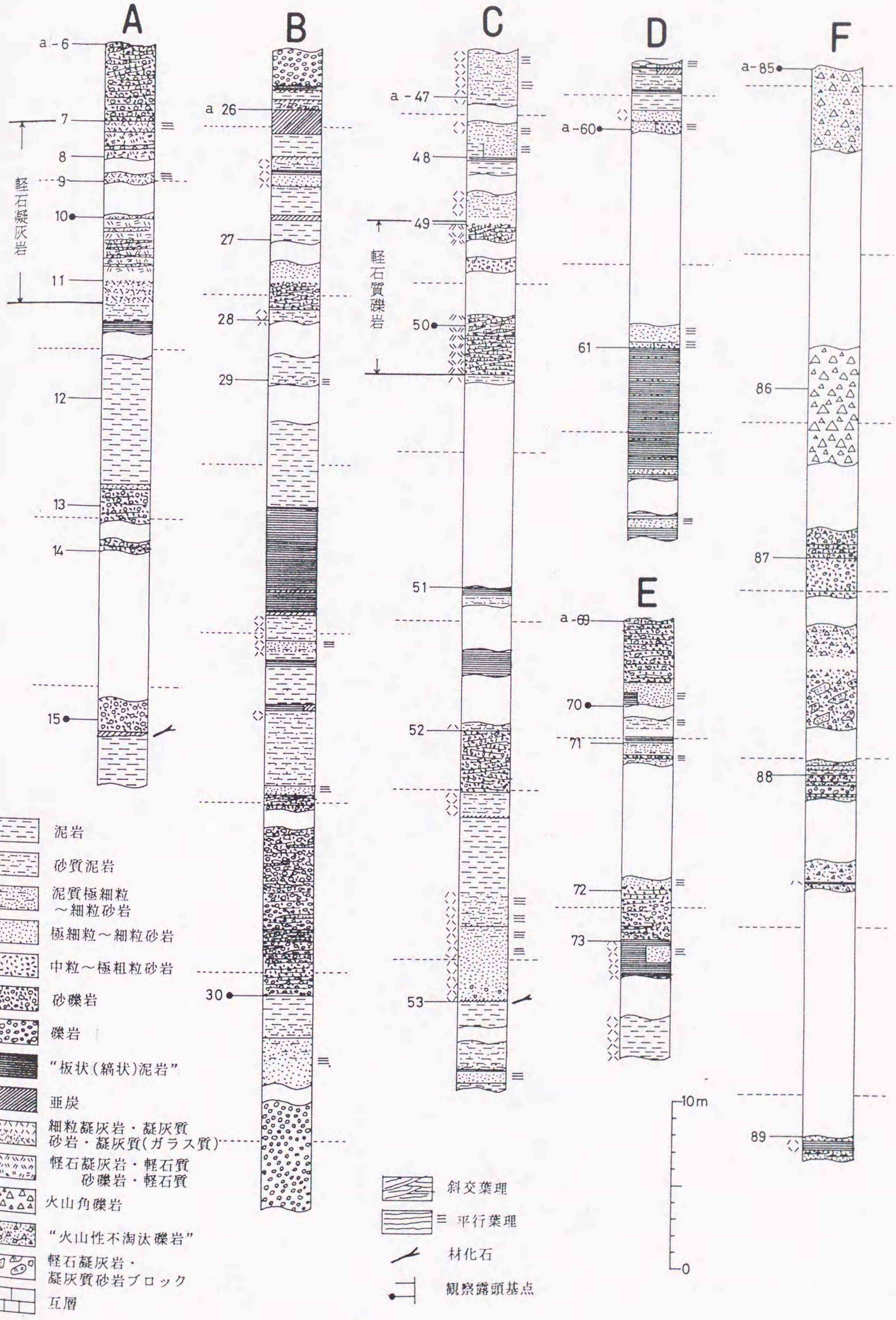



Fig. IX-6 Detailed columns of the Kawanishi-yonsen River section (after Oka, 1988)

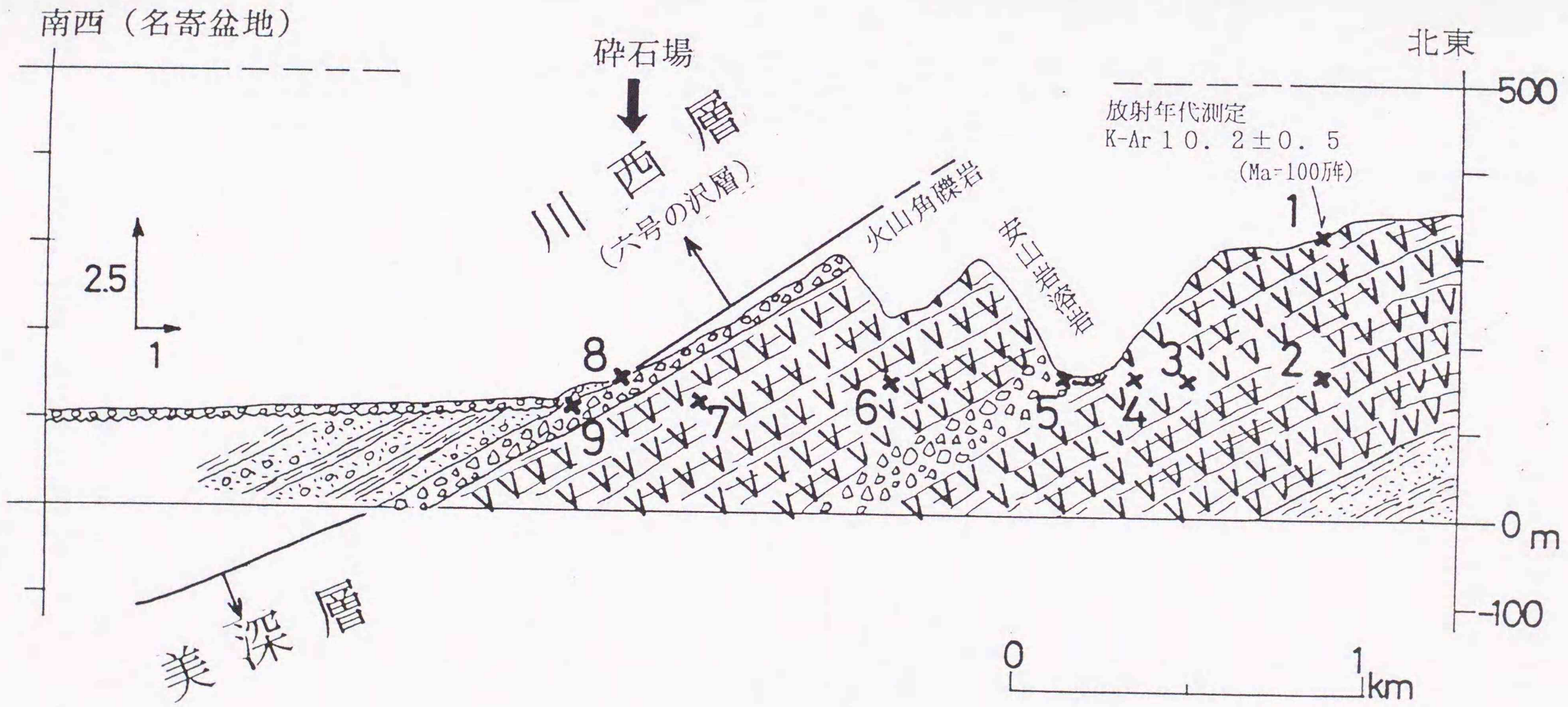



Fig. IX-7 Andesite lavas of the Bifuka Formation plunging west beneath the overlying Kawanishi Formation in the Nayoro Basin (Cross-section at Mitsumata, Penke River in Bifuka).

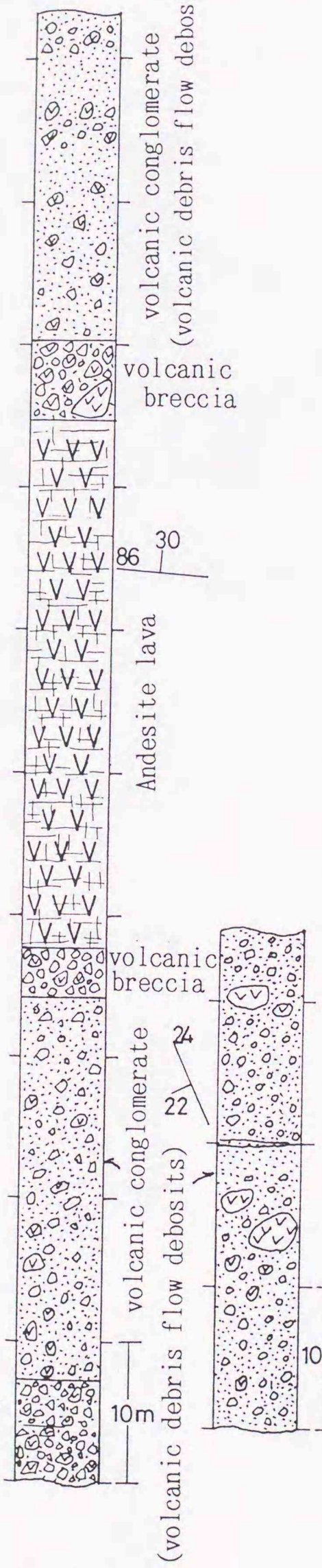



Fig. IX-8
Andesite lava, volcanic breccia and volcanic conglomerate of the Bifuka Formation (columns of the outcrop in the tire test course at Chitou in Nayoro).

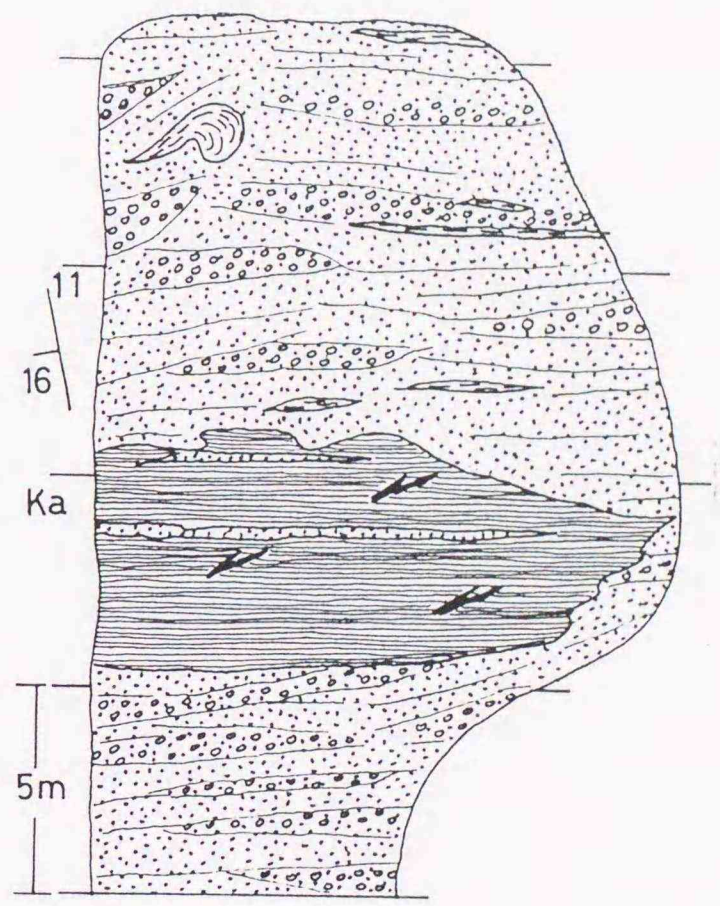



Fig. IX-9
Cross-laminated sandstone with conglomerate of the Kawanishi Formation (sketch diagram of the outcrop at Nishi-Fhuren).

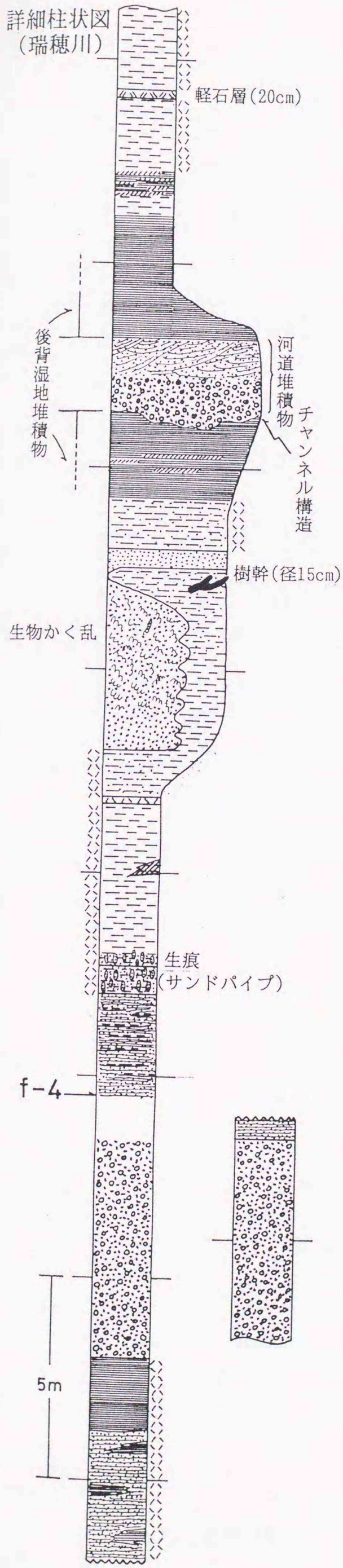
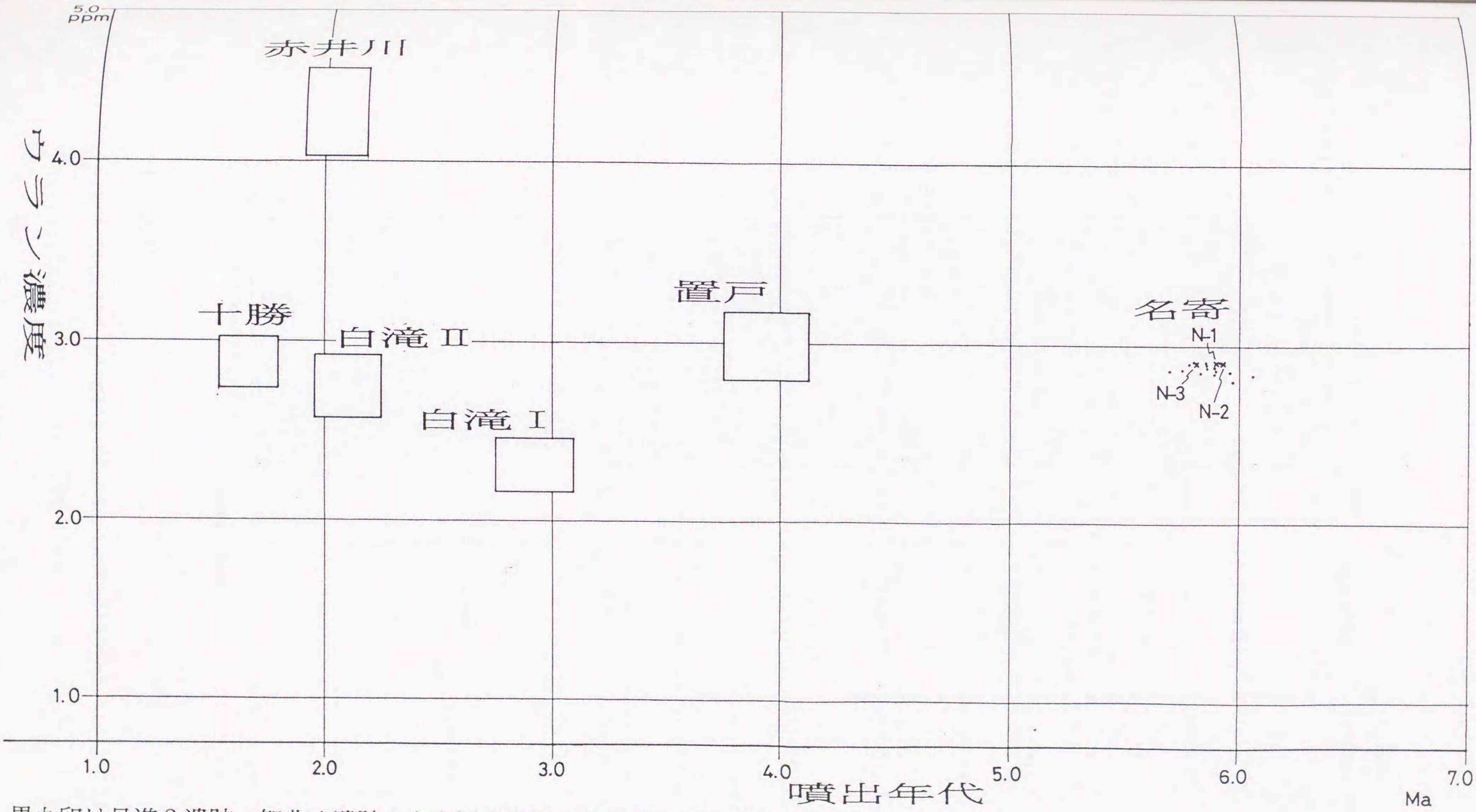



Fig. IX-10
Fluvial deposits of the Kawanishi Formation
(Columns of the outcrop at the Mizuho River, Nayoro).




黒丸印は日進２遺跡・智北４遺跡の名寄原産黒曜石礫に由来する石器の値（輿水，1988a;1991）を示す。N-1～3は忠烈布丘陵産の黒曜石礫の値（輿水，1988a）を示す。

Fig. IX-11 Diagram of the relation between uranium content and FT-age (eruption age) of stone implements from obsidian in Hokkaido ( taken from Koshimizu, 1981 and with additions by the authors).

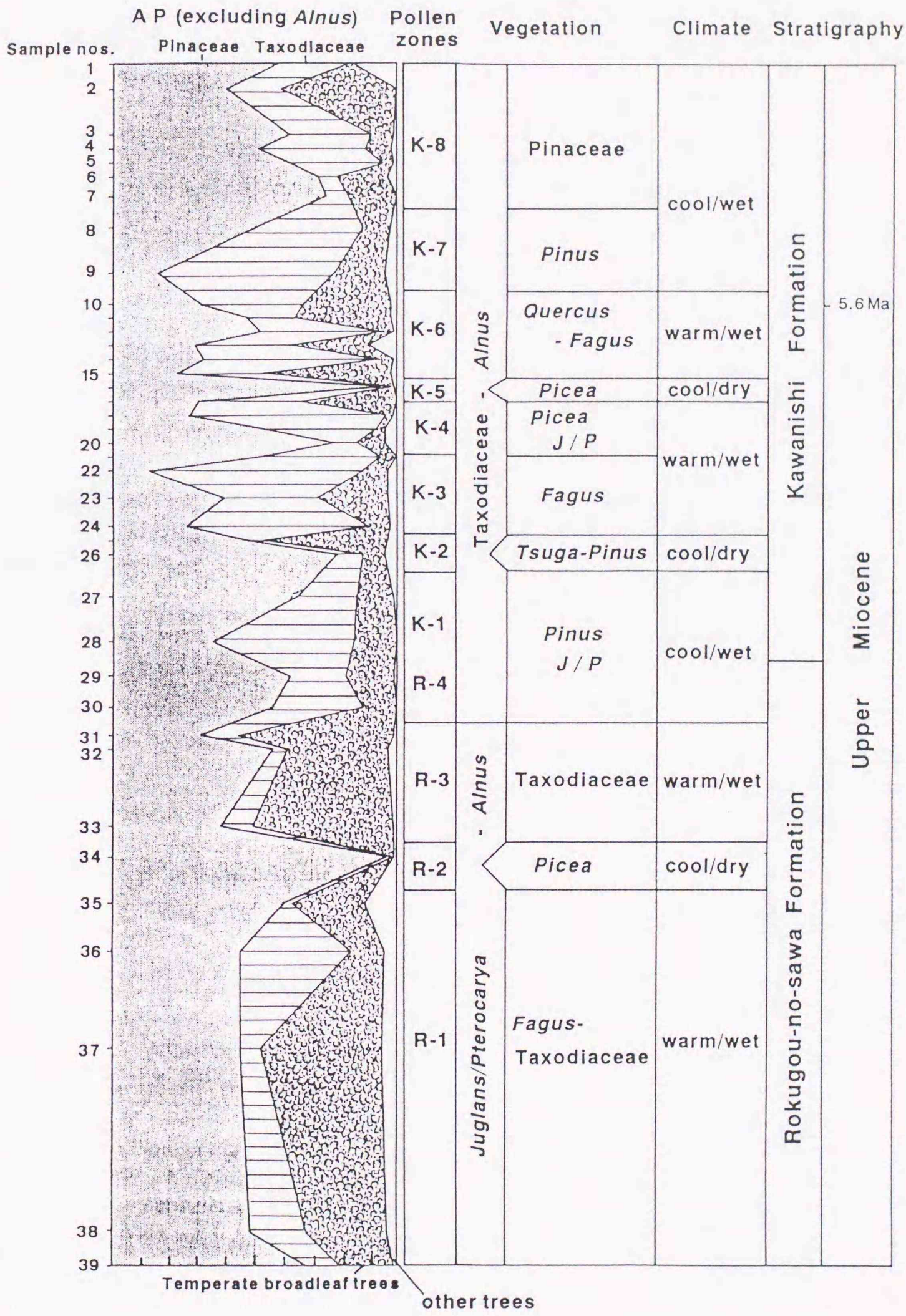
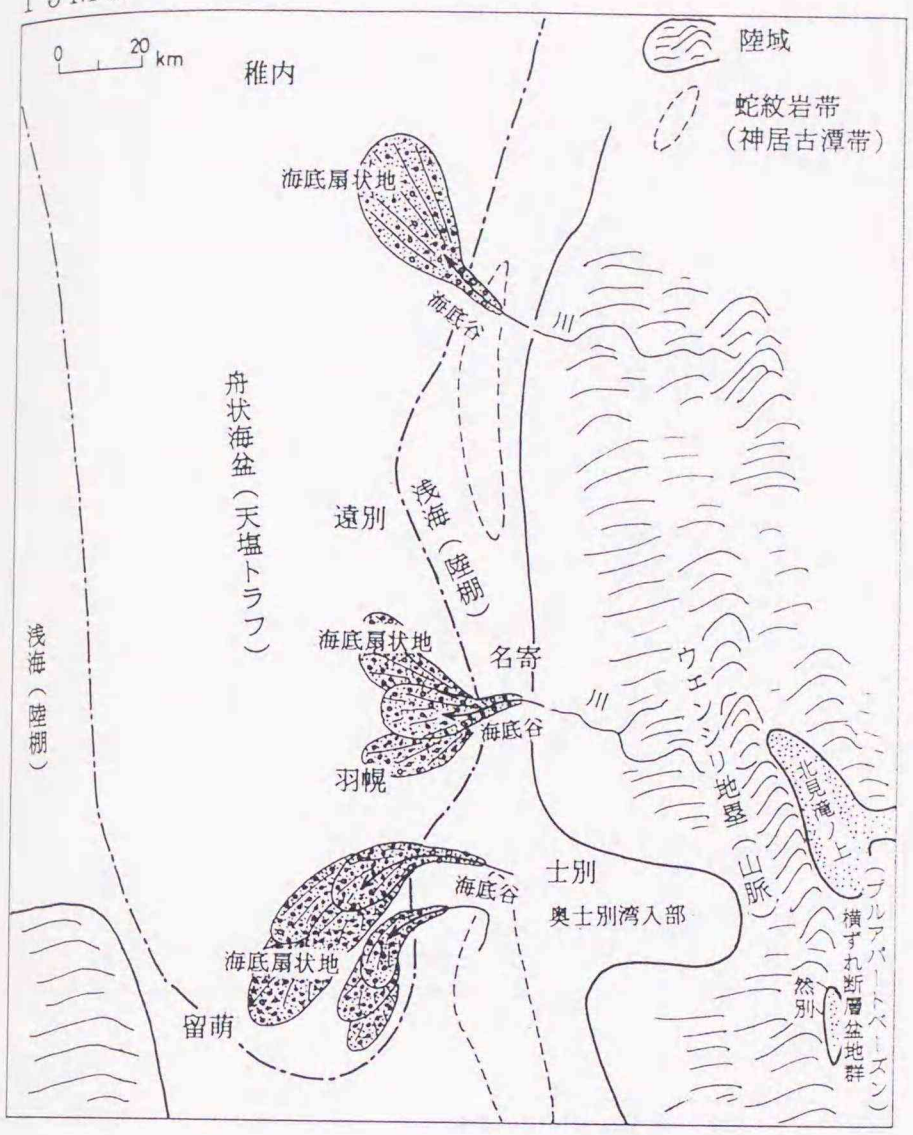


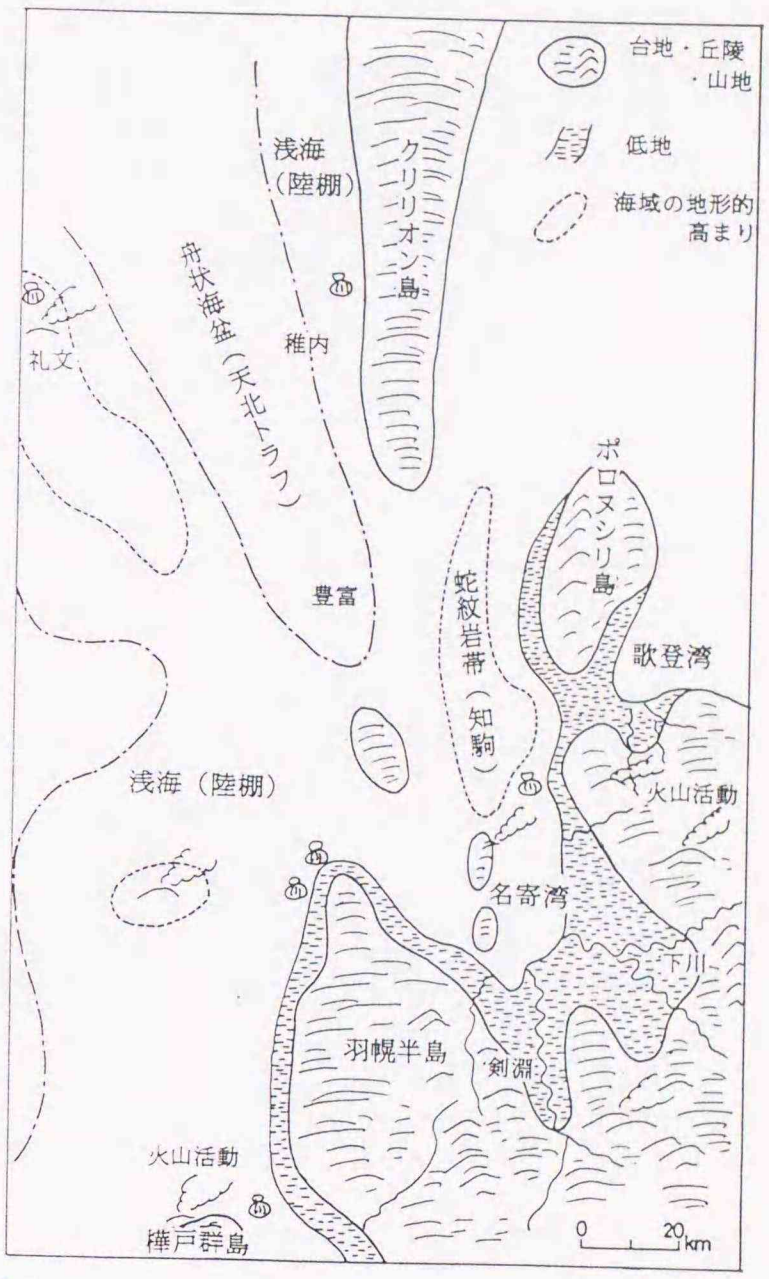

Fig. IX-12

Vegetation and climate during Late Miocene of the Nayoro Tectonic Basin (after Igarashi and Oka, 1993).

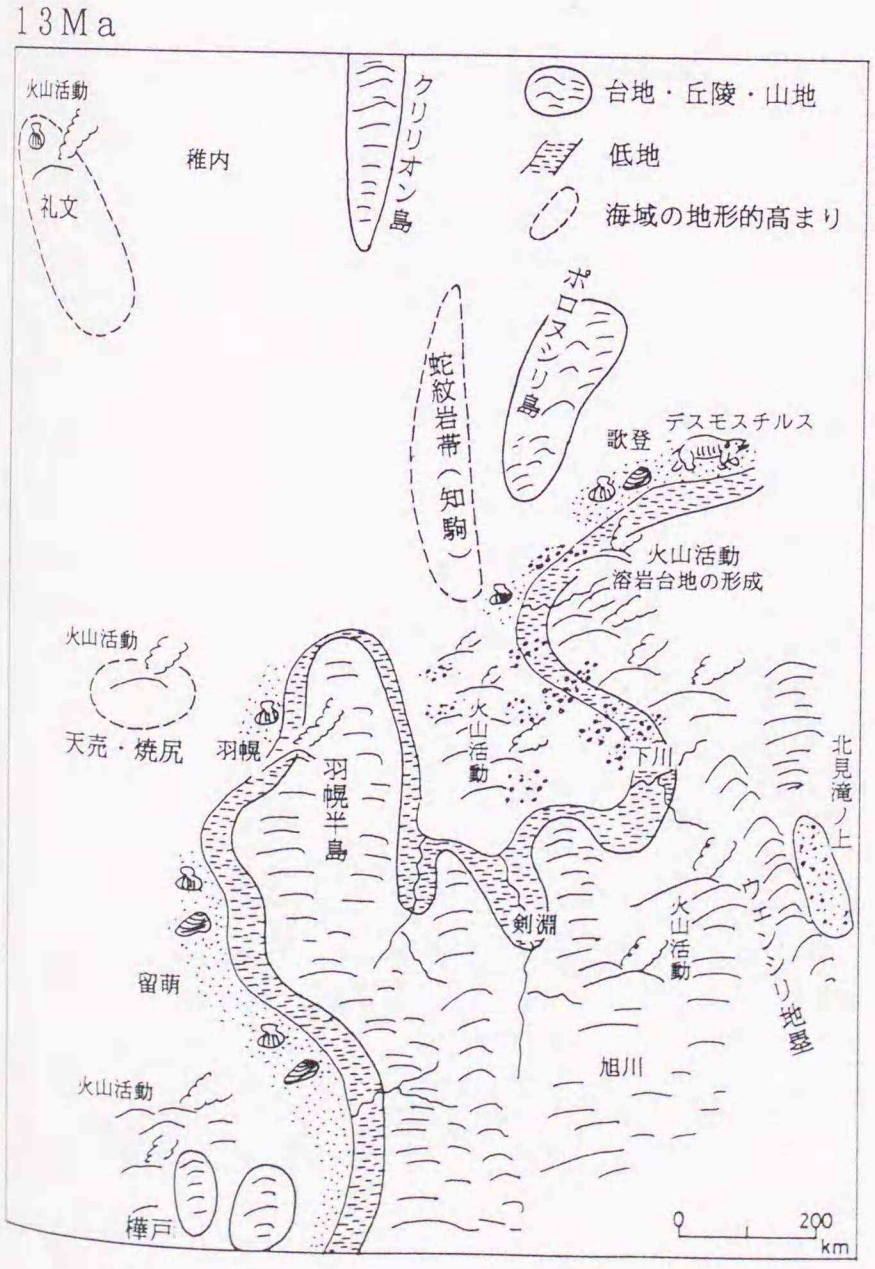
15Ma




10Ma




13Ma




8Ma

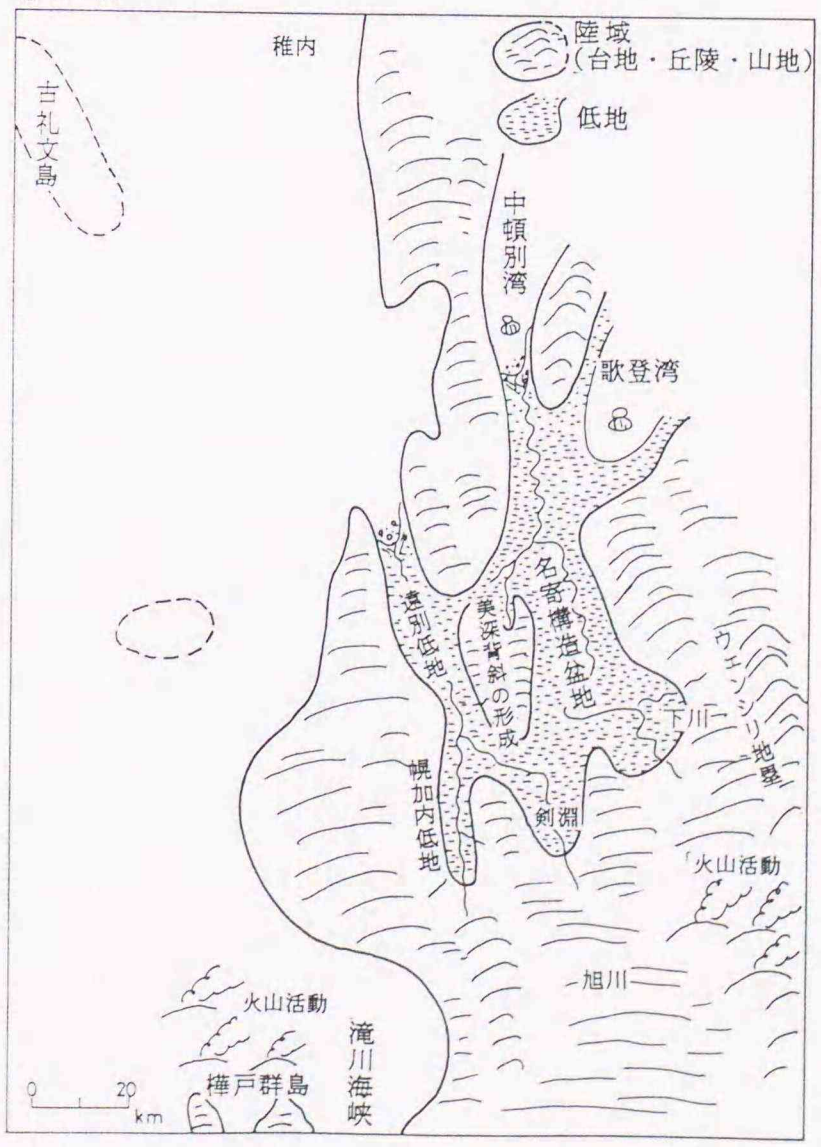
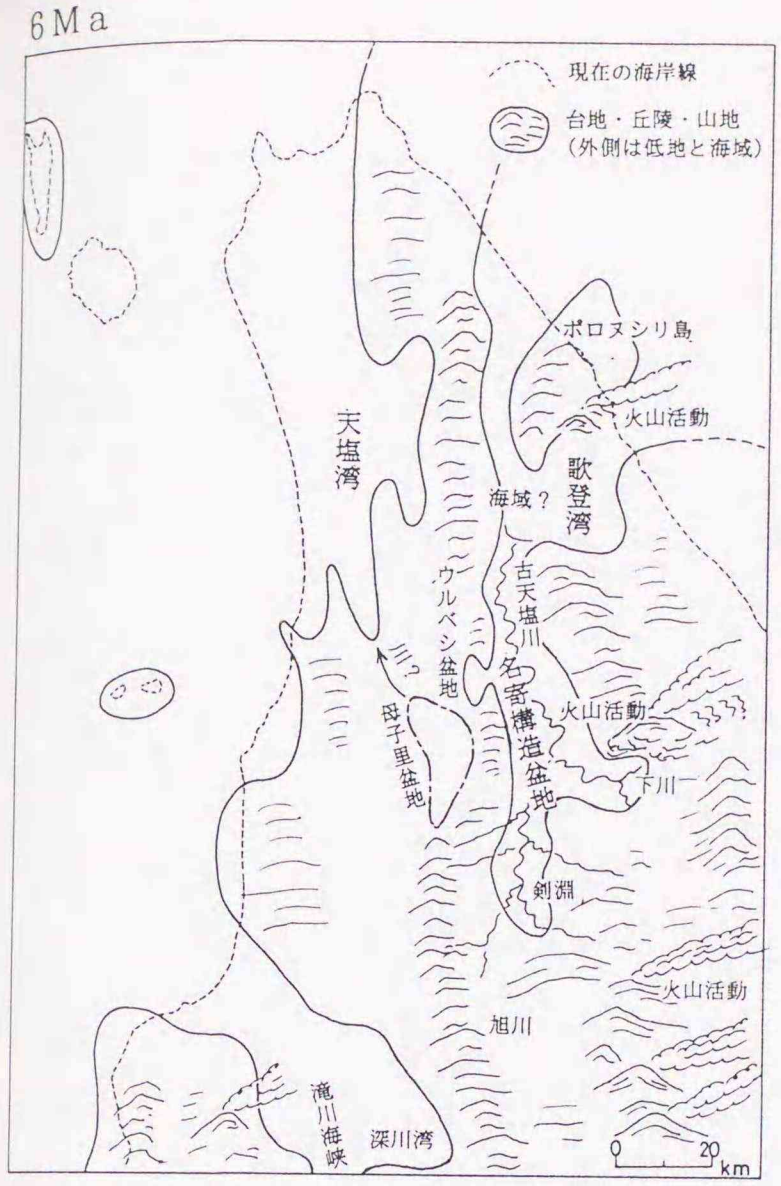
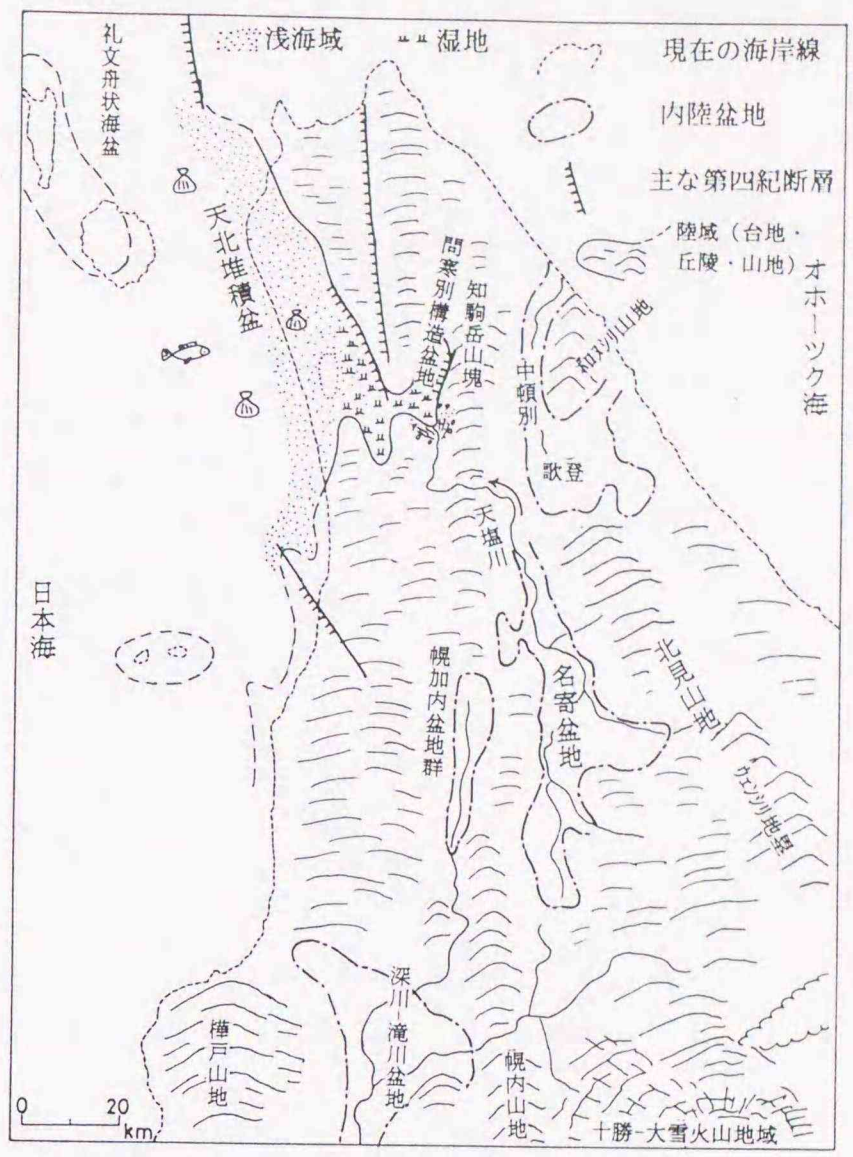



Fig. IX-13 Paleogeographic diagrams of northern Hokkaido from 15Ma till 1Ma ( modified from Oka, 1994.

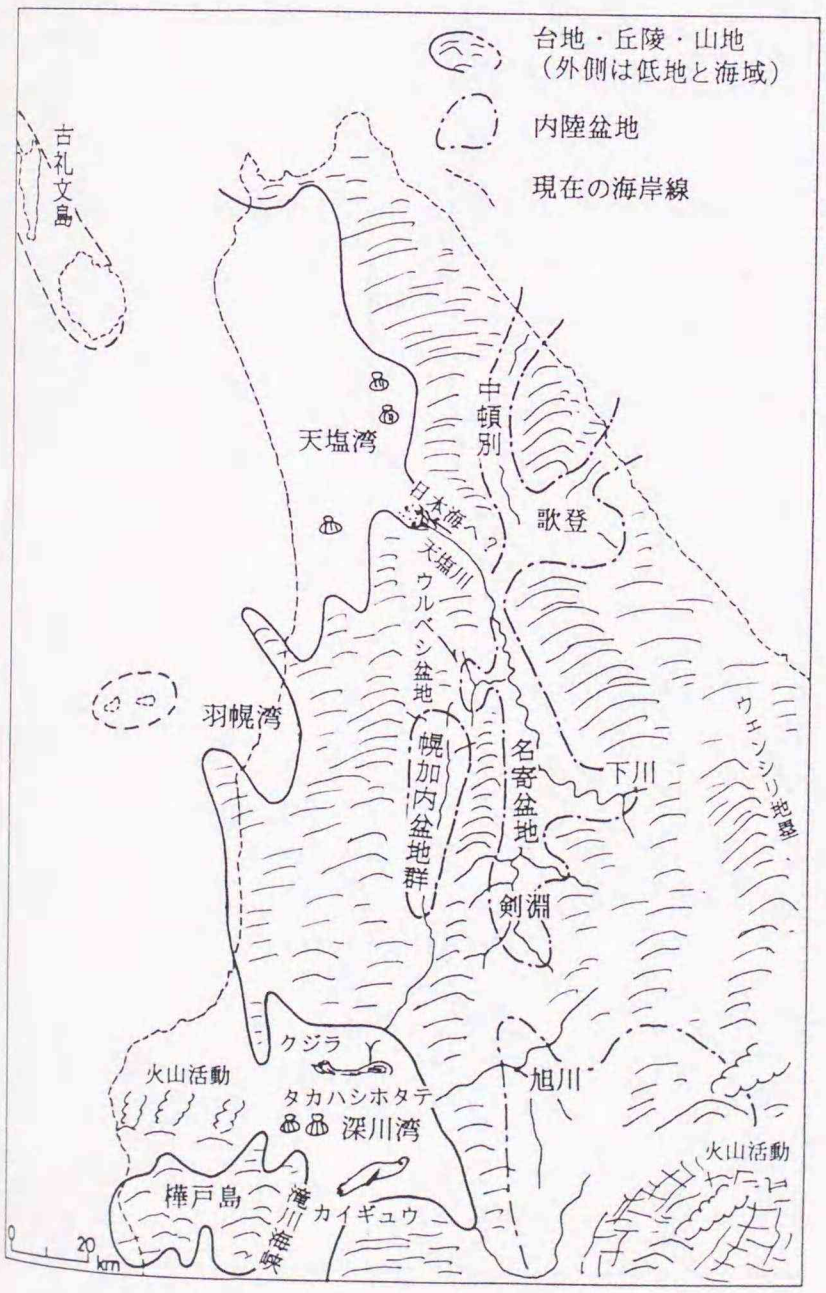
6Ma


現在の海岸線
台地・丘陵・山地
(外側は低地と海域)
ポロヌシリ島
火山活動
歌登湾
天塩湾
海域？
古天塩川
ウルベシ盆地
名寄構造盆地
母子里盆地
火山活動
下川
剣淵
火山活動
旭川
滝川海峡
深川湾
0 20 km

1Ma


礼文舟状海盆
浅海域
湿地
現在の海岸線
内陸盆地
主な第四紀断層
陸域（台地・丘陵・山地）
オホーツク海
天北堆積盆
知駒岳山塊
問寒別構造盆地
中頓別
歌登
天塩川
日本海
幌加内盆地群
名寄盆地
北見山地
ウエンシリ地塁
深川
滝川盆地
樺戸山地
幌内山地
十勝-大雪火山地域
0 20 km

4Ma


台地・丘陵・山地
(外側は低地と海域)
内陸盆地
現在の海岸線
吉礼文島
天塩湾
中頓別
歌登
日本海へ？
天塩川
ウルベシ盆地
羽幌湾
幌加内盆地群
名寄盆地
下川
ウエンシリ地塁
剣淵
クジラ
火山活動
タカハシホタテ
深川湾
旭川
火山活動
樺戸島
滝川海峡
カイギュウ
0 20 km

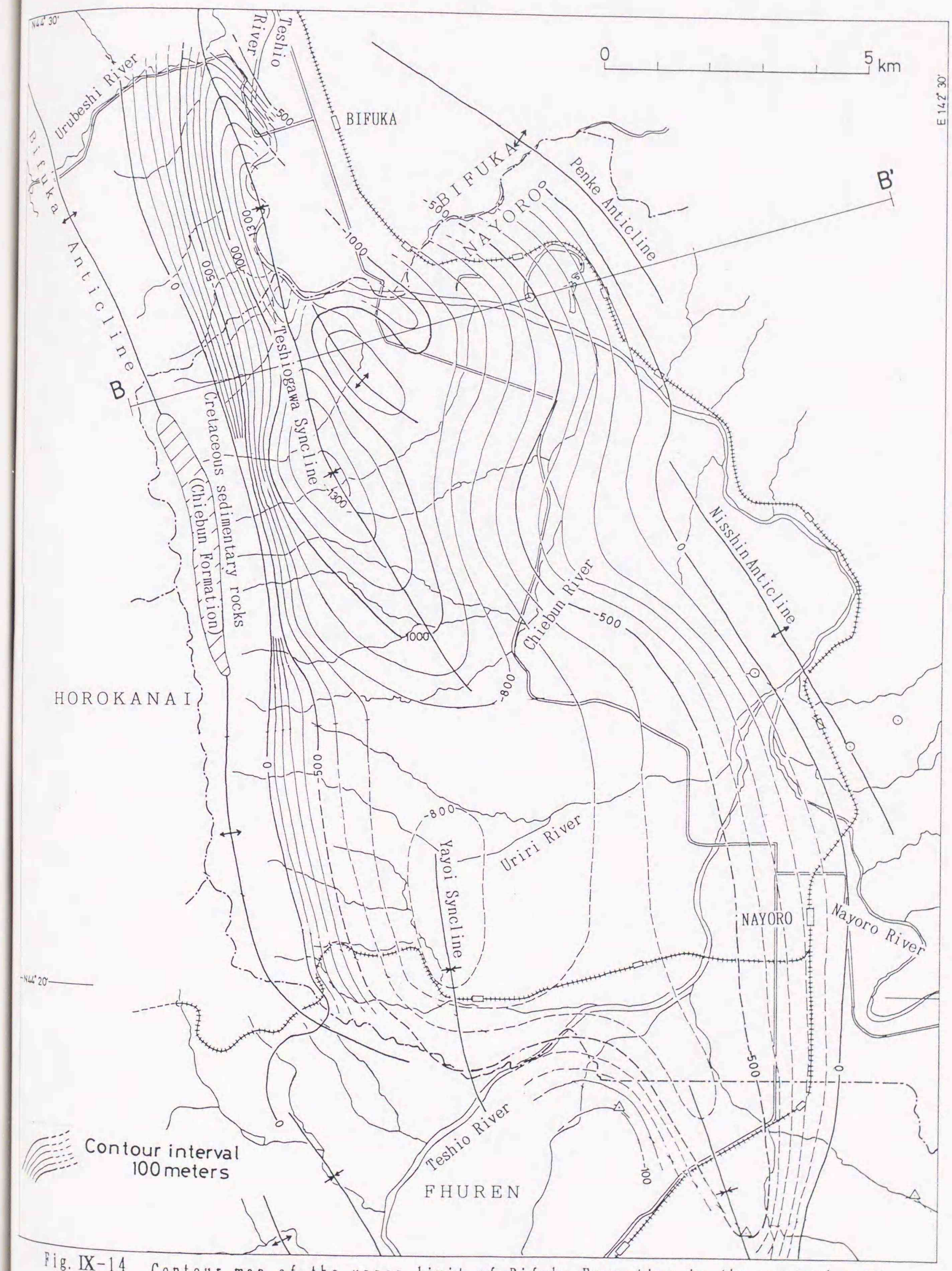



Fig. IX-14 Contour map of the upper limit of Bifuka Formation in the central part of Nayoro Basin.

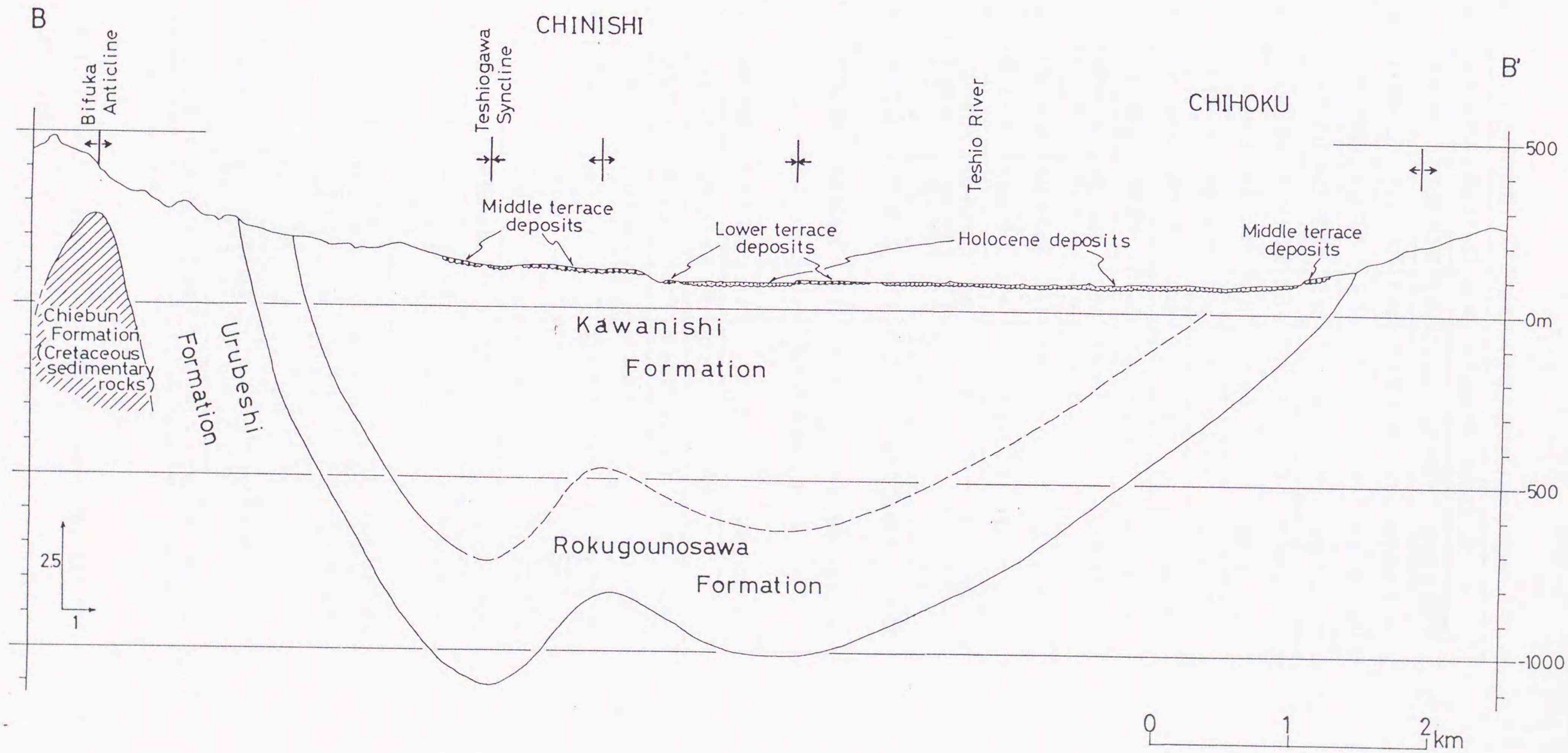



Fig. IX-15 Cross section of the central part of Nayoro Basin.

## 新第三紀関連の放射年代測定値一覧

| No. | 試料採取地 | 試料の地層名・岩石名 | 測定方法 | 測定結果(Ma=100万年) | 文献・その他 |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 下川町一の橋 | 花崗閃緑岩 | K-Ar | 18.4±0.6,18.6±0.6 | 柴田・石原(1981)など |
| 2 | 下川町南部パンケ川 | 玄武岩溶岩 | K-Ar | 12.4±1.3,15.2±1.6 | 渡辺ほか(1991) |
| 3 | 下川町サンル幌内越峠 | 砂金川層 | FT | １３．９±１．１ | 輿水・金(1986) |
| 4 | ピヤシリ山頂東方1k | 美深層 安山岩溶岩 | K-Ar | １３．４±０．７ | 後藤(1991),D3 |
| 5 | 美深町ウルベシ川峡谷 | 美深層集塊岩安山岩礫 | K-Ar | １３．３±０．９ | 柴田・蒲井(1982)、D1 |
| 6 | 下川町南部 | 玄武岩・安山岩溶岩 | K-Ar | 12.1±0.7,11.2±0.3 | 菅原ほか(1993) |
| 7 | 美深北東スーパー林道 | 美深層 安山岩溶岩 | K-Ar | １２．１±０．６ | 渡辺・山口(1988) |
| 8 | 下川町サンル幌内越峠 | 石英粗面岩溶岩 | FT | １２．１±０．９ | 輿水・金(1987) |
| 9 | サンル十二線の北東 | 石英粗面岩溶岩 | FT | １１．３±０．７ | 輿水・金(1987) |
| 10 | 剣淵町西岡 小沢川<br>剣淵市街 町泉源 | 美深層 安山岩塊<br>深度369m 同上 | K-Ar<br>K-Ar | １１．８±０．６<br>１１．２±０．６ | 大津ほか(1992)<br>同 上 |
| 11 | 美深町パンケ川三股 | 美深層 安山岩溶岩 | K-Ar | １０．２±０．５ | 渡辺・山口(1988) |
| 12 | 和寒町朝日砕石場 | 乙部山溶岩 安山岩 | K-Ar | ９．３±０．５ | 渡辺・山口(1988) |
| 13-1<br>-2<br>-3 | 名寄市中名寄朝日川<br>風連町忠烈布川上流<br>風連町東生 | 川西層からの転石 ?<br>川西層からの転石 ?<br>川西層からの転石 ? | FT<br>FT<br>FT | ５．９０<br>５．９３<br>５．８１ | 輿水(1988)N-1,D8<br>同 上 N-2,D9<br>同 上 N-3 |
| 14 | 名寄市日進2遺跡 | 名寄産黒曜石の石器 | FT | 5.85±0.20、5.97±0.21、5.91±0.21 | 輿水(1988),D7 |
| 15 | 名寄市智北4遺跡 | 名寄産黒曜石の石器 | FT | 5.89、5.89、5.86、5.83、5.96、5.86、5.90、5.78、5.75、6.06、5.69、5.80 | 輿水(1991)、D4 |
| 16 | 美深町川西四線川 | 川西層 軽石凝灰岩 | FT | ５．６±０．３ | 輿水(未公表)、D2 |

## 第四紀末関連の年代測定値一覧

| No. | 試料採取地 | 試料の堆積物名 | 測定方法 | 測定結果(y.B.P.) | 文献・その他 |
|---|---|---|---|---|---|
| 17 | 士別市南士別町 | 段丘堆積物中の木片 | $^{14}$C | 54,300±2,400 | 大丸ほか(1989) |
| 18-1 | 和寒町北原 | 泥炭 | $^{14}$C | 31,500±810･740 | 大丸ほか(1989) |
| -2 | | 泥炭 | $^{14}$C | 19,800±320 | 五十嵐ほか(1993) |
| -3 | | 泥炭 | $^{14}$C | 17,600±260 | 五十嵐ほか(1993) |
| -4 | | 泥炭 | $^{14}$C | 11,800±160 | 五十嵐ほか(1993) |
| -5 | | 泥炭 | $^{14}$C | 6,800±80 | 大丸ほか(1989) |
| 19 | 下川町下パンケ | 段丘堆積物中の木片 | $^{14}$C | 23,770±670 | 石丸ほか(1993) |
| 20 | 名寄市日進2遺跡 | 黒曜石(白滝産)石器<br>黒曜石(白滝産)石器<br>焼けた黒曜石石器 | 水和層<br>水和層<br>FT | 13,700±1,100<br>14,800±1,100<br>13,800±1,200 | 輿水(1988),D7 |
| 21 | 名寄市智東B遺跡 | 土器下の炭化物<br>地表下1.5m炭化物<br>墓壙 炭化物<br>墓壙 炭化物<br>7号住居址覆土炭化物<br>6号住居址覆土炭化物 | $^{14}$C<br>$^{14}$C<br>$^{14}$C<br>$^{14}$C<br>$^{14}$C<br>$^{14}$C | ４，９１０±１４０<br>４，４６０±１３０<br>６，９００±２２０<br>５，８１０±１６０<br>２，３４０±１５０<br>１，１４０±１６０ | 以下2点,名寄市教育委員会(1979),D5<br>以下4点,名寄市教育委員会(1980),D5 |
| 22 | 名寄市日進33遺跡 | 黒曜石(白滝産)石器<br>黒曜石(白滝産)石器 | 水和層<br>水和層 | ４，１００±４００<br>４，４００±５００ | 輿水(1988),D6 |
| 23 | 名寄市智北4遺跡 | 黒曜石(白滝産)石器 | 水和層 | ３，８００±３００ | 輿水(1991),D4 |

B.P.は1950年よりの年数

Table IX-1 List of dating ages of the Nayoro Basin and its vicinity (after Oka, 1994).

| 地質年代（百万年前） | | | 地層 | 盆地の変遷・環境 | | | 古地理を復元した年代 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | 第四紀 | 完新世 | 現河川氾濫原堆積物 | 縄文海進期　人の活動活発化 | | | （年前）←6,000 |
| 0.01 | | 後期 | 低位段丘堆積物 | 最終氷期最寒冷期タイガ風景 | | | ←2万 |
| | | | 中位段丘堆積物 | | | | |
| 0.1 | | 更新世 中期 | 地層欠如？ | （現）名寄盆地（河谷状盆地） | 知駒岳山塊急上昇 | 現天塩川 | |
| 1 | | 前期 | | | | | ←100万 |
| 2 | 新第三紀 | 鮮新世 | | | | | |
| 3 | | | | | | | |
| 4 | | | | | | 古天塩川、日本海へ | ←400万 |
| 5 | | 後期 | （川西層）（六号の沢層） | 名寄構造盆地 | | | |
| 6 | | | 川西層 | | 火山活動（下川付近） | 古天塩川（中頓別方向へ流れ、オホーツク海へ注ぐ） | ←600万 |
| 7 | | | | | | | |
| 8 | | | | | | | ←800万 |
| 9 | | 中新世 | | 古名寄湾 | | | |
| 10 | | | （ウルベシ層） | | 火山活動地帯 | | ←1,000万 |
| 11 | | | | | | | |
| 12 | | 中期 | 美深層 | | | | |
| 13 | | | | | | | ←1,300万 |
| 14 | | | | | | | |
| 15 | | | | | 東側の上昇山脈と西側の沈む海の連係地帯 | | ←1,500万 |

TableIX-2 Process of the development of Nayoro Basin (after Oka, 1994).

# X．十勝平野および十勝沖堆積盆の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Tokachi Plain and Offshore Tokachi Sedimentary Basin

## X－1．概論　Outline

Ⅳ－3で述べたように十勝平野と十勝沖堆積盆は中央北海道構造区の十勝－紋別帯に属している。地形的には日高山脈とその海域への延長部である広尾沖褶曲帯の地形的高まり，石狩山地（大雪－十勝火山地帯）および白糠丘陵に囲まれ，南東側海域でU字形に開き，全体として西に弧状に曲った形態をもっている。東西50～100km，南北300kmの広がりがある。

十勝平野は白糠丘陵南部－豊頃丘陵中心部－更別の分水界をなす台地を結ぶ北東－南西方向のゾーンにより太平洋沿岸部と境され，東西65km，南北100kmあまりの広がりがある。全体が1つの構造盆地を構成しており，地質構造および地形上から東西に大きく2分される。東部は西部に対して相対的に隆起しており，丘陵および丘陵性の台地（南より豊頃丘陵北部，幕別台地，池田東部丘陵，長流枝内丘陵または居辺台地，押帯台地，足寄台地）より構成され，北部は主に利別川の水系となっている。西部は相対的に沈降した所で，日高山脈や然別火山群　の山麓に発達した扇状地性の台地地形により特徴づけられ，そのすべてが十勝川水系に属し，帯広市街付近に札内川，美生川，然別川，音更川などの支流が向心状に集まる傾向があり，地形的にも最近のテクトニクスを反映していると推察される。

筆者は1970年7月に卒業論文研究で幕別台地の地質調査を行なって以来，石油・天然ガス鉱床調査，5万分の1地質図幅調査，深層熱水資源調査，表層地質調査などに関わる中で，十勝平野の地質および地質構造の解析を行なってきた。その解析結果は以下に示すような報告として取りまとめており，ここではこれらの報告をもとに，その他の未公表資料も活用しながら，地質構造，層序・編年およびテクトニクスについて述べる。


a．岡 孝雄(1976a)：十勝平野の鮮新・洪積統について（その1）－居辺台地南部地域の池田層群上部－．地質学雑誌，82，241-258．

b．岡 孝雄(1976b)：十勝平野の鮮新・洪積統について（その2）－帯広市付近の池田層群の地質構造について－．地下資源調査所報告，48，1-19．

c．岡 孝雄・赤松守雄(1979)：十勝地方における*Patinopecten(Fortipecten) takahashii* (Yokoyama)の新層準について．地質学雑誌，85，691-693．

d．岡 孝雄(1979)：大樹町生花苗地区の地質－とくに新第三紀生花苗層の堆積相とテビキレナイ-生花苗背斜の形態について－．地下資源調査所報告，51，21-47．

e．岡 孝雄(1982)：十勝平野の鮮新・更新統について（その3）－幕別台地の池田層群－．地質学雑誌，88，79-100．

f．北海道開発局官房開発調査課(1983)：北海道開発計画調査 熱エネルギー総合利用調査

資料「帯広地区」.118.

g．岡 孝雄·二間瀬 洌(1984):十勝平野中央部の深層熱水－地下構造および開発の現況－.地下資源調査所報告,55,33-56.

h．北海道立地下資源調査所(1985):北海道の地熱・温泉－1985年・Ⅱ版－（C）北海道中央部（1979年～1983年），（D）北海道東部（1980年～1983年）.地下資源調査所調査研究報告,16, 80p.

i．岡 孝雄(1986a):5万分の1地質図幅「中士幌」および同説明書.75p.,北海道立地下資源調査所.

j．岡 孝雄(1986b):北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス.地団研専報,31,295-320.

k．北海道立地下資源調査所(1986c):深層熱水利用に関する調査資料－大学運営見直し改善の一環とする地下資源の活用－.54p.帯広畜産大学.

l．岡 孝雄(1988):国営農地開発事業調査計画地区「新生地区」表層地質調査報告書.39p.,北海道開発局農業水産部·北海道立地下資源調査所.

m．山岸宏光·岡 孝雄·岡村俊邦(1990):十勝南部地域の地形と地質（5万分の1地質図付）.71p.,北海道立地下資源調査所.

## X－2．十勝平野および十勝沖堆積盆の地質構造Geological structure of the Tokachi Plain and Offshore Tokachi Basin

地質構造的には日高山脈－広尾沖褶曲帯，釧路海底谷－北見・浦幌地塁および千島海溝に囲まれるトラフ状の堆積盆を構成しており，十勝南部地域の地質を検討すると，この堆積盆は中期中新世以降に発達したものである。白糠丘陵南部－豊頃丘陵中心部を結ぶゾーンを境にして，北側の十勝平野と南側の十勝沿岸部を含む十勝沖堆積盆に分けられる。ここでは地質構造を北から十勝平野，境界ゾーンの豊頃丘陵とその周辺（十勝南部），十勝沖堆積盆に分けて述べる。

### A．十勝平野 Tokachi Plain

十勝地方の重力分布・地質構造図（Fig.X-1）に示されるように，十勝平野は大きな堆積盆を構成している。この堆積盆は鮮新世以降に発達したもので，十勝構造盆地と呼ばれ（橋本,1955），古くは鬼塚（1962）および三谷（1964）などにより研究が行なわれた。近年の研究によれば，本平野は中央を通り南北に走る構造線（十勝中央部断層または十勝中央部撓曲帯）により大きく２分され，相対的にその東側が上昇域，西側が沈降域となる（岡ほか,1984;岡,1986a;b）。東側の上昇域は丘陵性の地形で主に鮮新世～前期更新世の地層群（下位より本別層または糠内層，最上部累層を除く池田層群）が分布し，波状の緩い褶曲構造を示すが，特に利別川に沿う池田付近や足寄付近に主に鮮新世の地層よりなる

ベーズン構造が存在するのが注目される（Fig. X-1,4,5）。これに対して，西側の沈降域は台地状の平野（いわゆる洪積平野）で中～後期更新世の扇状地・河成段丘堆積物に広くおおわれ，その下位に池田層群最上部累層が顔をのぞかせている。そして，全体としては，帯広－音更市街を中心としたベーズン構造を形成している（Fig. X-3）。この西側の沈降域は十勝団体研究会編（1978）および松井·松澤（1985）により帯広盆地，岡（1986a）により十勝西部構造盆地などと呼ばれている。以上述べた東側上昇域と西側沈降域の地質構造的コントラストは十勝平野の重力分布にもよく反映している（Fig. X-1）。なお，最近では山本·森谷（1989）および山本·松島（1990）は顕著な低重力を示す十勝平野とその周辺の日高山脈などの高重力に注目し，十勝平野とその周辺地域の重力分布を詳細に測定・解析し，地体構造区分とからめた検討を行なっている。

十勝中央部断層は豊頃丘陵の西縁部から北北西方向に十勝川温泉の西方に至り，その付近で大きく曲がり北北東方向に延び芽登温泉付近に至る。この断層の東側隣接部は西側に急傾斜した撓曲帯であり，傾斜は中部および北部では一般に20°前後であるが（Fig. X-2, 9），南に向かって次第に増加し（Fig. X-11），豊頃丘陵地域では50°になる（「糠内」図幅）。このようにこの断層・撓曲帯による変位は南へ行くほど大きいと察せられる。ちなみに，十勝川温泉付近での池田層群基底の稲士別凝灰岩層の垂直変位は800mあまりとなっている（Fig. X-3）。さらに，ボーリングデータと重力測定結果から基盤岩深度解析をおこなった北海道開発局長官官房開発調査課（1992）山本·松島（1990）によれば，この帯を境にした落差は約1.4～2kmである。ところで，この撓曲帯は単純な急傾斜帯ではなく，全体として右雁行状の背斜系列となっており（Fig. X-1,2,9　），後で述べるようにテクトニクスの面で意義がある。この断層・撓曲帯は十勝平野の構造発達史上，極めて重要な構造線であるが，元来，南北方向の古い２つの構造帯（日高帯・常呂帯）を画するものである（松井·松澤,1985）。

十勝西部構造盆地の形態については，十勝西部構造盆地の形態については，池田層群最上部累層の基底を占める芽登凝灰岩層の下限等深線図（Fig. X-25）から，次のような特徴が明らかになる（岡,1986a）。ｉ）全体として南北～北北東－南南西方向に伸びた細長い沈降域である。ii）沈降軸は東方に偏し，十勝中央部断層・撓曲帯に近接しており，東急西緩の極めて非対称なベーズン形態を示す。iii）西翼側に基盤岩ブロック化とそのブロックの昇降運動に起因したようなテラス状構造が処々に認められる。このように，東・西両翼での地質構造は極めて対照的である。特に，東翼側の変位の強く進んだ構造は，西落ち東上がりの逆断層運動を示唆するが，これには右雁行背斜系列の形成も一体としてとらえる必要がある。なお，この構造盆地は後で述べるように第四紀になってから発達したものであるが，その深部では日高山脈を構成する日高累層群の上に大きな不整合関係でもって，新第三紀中期中新世以降の地層群が累重していると判断される。重力測定による基盤岩深度の解析（北海道開発局長官官房開発調査課,1992）では上部中新世以降の地層群の

総計の厚さは約2,700mである。温泉ボーリングの結果によれば，そのうち，鮮新世～前期更新世の地層群（糠内層・池田層群）の厚さは総計で最大1,600m（池田層群は1,200m）である。

利別川沿いのベーズン構造はFig.X-4,5に示したとおりであり，鮮新世の糠内層（本別層）および池田層群最下部幕別累層が主に分布し，ベーズン構造を形造っている。

### B．豊頃丘陵とその周辺　Toyokoro Hills and its vicinity

豊頃丘陵とその周辺地域（十勝南部）の地質構造は詳しくは岡（1979）および山岸ほか（1990）で述べているが詳しくFig.X-6のようにまとめられる。すなわち，この地域の中心部を占める豊頃ドーム，その西側の大樹向斜と東側側の長節ベーズンが主要な構造単元である。なお，数1,000m級の深部までの構造については，基礎物探「十勝」が1981～1982年度に更別－豊頃，中札内－浜大樹，豊頃－大津間などの測線に沿って行なわれ，さらに1983年1～3月に基礎試錐「豊頃」（ボーリング深度3,305m）が実施され，上記構造単元の詳細な解析が進められた（北海道鉱業振興委員会編,1990）。

豊頃ドームは南北に延び，５つの構造ブロック（断層により周囲の新第三系と境され，中生層よりなる）または小ドーム構造を含む複背斜構造を取っている。これらのうち，南半部の大きな背斜構造が十勝幌内背斜，忠類市街北方の小ドーム構造が忠類背斜と呼ばれていた（鬼塚,1962）。西縁部は一般に30°以上の急傾斜帯（幅2km前後）をなし，所により直立層や逆転層が存在し，北方に延長すると十勝中央部撓曲帯に続く。東縁部は雁行褶曲帯（生花苗雁行褶曲帯，幅1～2km・長さ18km）をなし，一般に右雁行配列で，南から生花苗・ヨコベツ・テビキレナイ背斜が続くが，北部では左雁行に変わる。

大樹向斜は十勝沖構造の南西側のサブベーズンが陸域に延長された部分であり，北北西南南東の軸方向をもつ。北に延長すると北北東方向に転じ，猿別川沿いの向斜構造に続く。西翼側には局部的に波状褶曲構造が発達しており，日高山脈との境界には広尾断層が存在する。広尾断層は陸域での長さが40km弱あり，東落ちで落差が2,000m以上に達し，幅100m前後の破砕帯を伴う。

長節ベーズンは十勝沖構造の北東側のサブベーズンが陸域に延長された部分で，雁行褶曲帯や波状褶曲構造があり，全体として複向斜構造を取っている。陸域部分の構造は一般に北西－南東の軸方向で海岸線沿いに西より湧洞沼背斜，長節沼波状褶曲構造および大津向斜などである。

豊頃付近から豊頃ドームの中心部を通り上更別付近に至るゾーンは，十勝構造盆地と十勝沖堆積盆を分ける部分（隆起構造が連なる）であり，十勝中央構造帯と呼ばれている（十勝団体研究会編,1978）。

### C．十勝沖堆積盆　Offshore Tokachi Basin

この範囲は十勝沖堆積盆（佐々木ほか,1985）などと呼ばれている。十勝沖は海底地形上，沿岸より十勝沿岸－大陸棚（深度200m付近まで），十勝沖深海平坦面区（700～2,000m）および千島海溝－陸側海溝斜面（2,000～7,000m）に分けられるが（Fig. X-7），このうち千島海溝－陸側海溝斜面は十勝沖堆積盆には入らない。

十勝沿岸－大陸棚:1977年以降，国と民間企業による物理探査（基礎物探「十勝－釧路」」など）が実施され，２つのドームよりなる大きな構造（十勝沖構造）が確認された（北海道鉱業振興委員会,1979;佐々木ほか,1985;Fig. X-1）。十勝沖構造は東急西緩の非対称形態（東翼40°前後・西翼6°前後）を取り，Fig. X-1に示すように全体として北西－南東方向に沿岸部の湧洞沼背斜に延び，陸域の豊頃ドーム（南北方向）とは斜めに角度を持って接する。この接触部にはＢで示した生花苗雁行背斜系列が存在するが，これは基盤岩上昇ブロック相互での右横ずれ回転運動を示唆する。十勝沖構造の頂部（Fig. X-1）では1982年11月～1983年3月に基礎試錐「十勝沖」（ボーリング深度4,457m）が実施され，有孔虫・珪藻・花粉化石による生層序から時代決定を行い，第四紀層（海面下285～710m）および中新世末～鮮新世白糠層（同710～1,244m）が確認されている（佐々木ほか,1985）。十勝沖構造の両翼にはぞれベーズン構造が発達し，ベーズン軸部における白糠層（ほぼ鮮新統）の下限の深度分布が沖合10～15kmで海面下2,000m前後であり，南東方向に次第に深くなり，沖合35km付近で4,000mに達する。そして，白糠層はドーム構造頂部で約500mと薄く，両翼部で急激に厚さを増し層厚約900～2,600mに及ぶとされ，このような層厚変化から十勝沖構造の形成時期は後期中新世～鮮新世と考えられている（佐々木ほか,1985）。南西側のベーズンは大樹向斜に続き，北東側のそれは十勝川河口に延び白糠丘陵を取り巻くように白糠沿岸・沖合に広がる。

十勝沖深海平坦面区：日高山脈の延長部である広尾沖褶曲帯（北西－南東方向）と釧路海底谷にはさまれ，十勝海盆とも呼ばれる。全体が１つの低重力域をなす（本座ほか,1978;Fig. X-8）。北西－南東～西北西－東南東方向の褶曲軸が卓越し，これと交差する形で北東－南西方向の隆起軸があり，700-1,100m，1,400-2,000mの平坦面を境している（桜井ほか,1974;Fig. X-7）。

## Ｘ－３．十勝平野および十勝沖堆積盆の地質　Geology of the Tokachi Plain and Offshore Tokachi Sedimentary Basin

十勝平野および十勝沿岸部の地質については，５万分の１地質図幅調査が地質調査所，北海道立地下資源調査所および北海道開発局により行なわれ，「広尾」（橋本･武田,1965），「上豊似」（秋葉ほか,1975），「大樹」（松井ほか,1974），「上札内」（松下ほか,1979），「湧洞沼」（松野,1962），「札内岳」（橋本,1953），「大正」（小坂ほか,1979），「糠内」（山口･佐藤,1989），「浦幌」（棚井･山口,1965），「御影」（橋本,1954），「帯広」（松澤,1981），「常室」（織田,1959），「新得」（国府谷ほか,1969），

「中士幌」（岡,1986），「高島」（三谷･石山,1982），「本別」（三谷ほか,1959），「佐幌岳」（橋本,1981），「然別湖」（山岸･安藤,1982），「上士幌」（三谷ほか,1976），「足寄太」（三谷ほか,1958），「芽登温泉」（高橋･三谷,1970），「陸別」（三谷ほか,1960）の図幅が刊行されている。さらに，地質調査所は20万分の１地質図「広尾」（佐藤ほか,1971）および「帯広」（山口,1971）を刊行しているほか,十勝南部地域については地下資源調査所が「大樹」・「忠類」・「湧洞沼」図幅の全範囲と「上札内」・「糠内」・「浦幌」図幅の一部について５万分の１地質図を作成している。さらに，十勝団体研究会は1960年代初めより続けた十勝地域の地質・地形などの調査・研究の成果を地団研専報22号「十勝平野」（十勝団体研究会編,1978）として集大成し，十勝地域全域に及ぶ20万分の１地形区分・地質図を公表している（秋葉ほか,1981）。その他，十勝平野については石油・天然ガス，亜炭，地下水および温泉などの資源に関連しての地質調査報告・資料，地形・地質に関する地域的または地質対象別の研究報告などが数多く存在しているが，それらは極めて多岐にわたるので，必要なものを地質説明の中で紹介する。海域については，海上保安庁水路部関連の報告（桜井ほか,1975;八島ほか,1982など），地質調査所の海洋地質調査報告（Honza et al.,1977;本座ほか,1978），石油・天然ガス探査報告（北海道鉱業振興委員会編,1979;1990;佐々木ほか,1985）がある。地質構造と同様に十勝平野，豊頃丘陵とその周辺地域および十勝沖堆積盆に分けて説明を行なう。

### A．十勝平野 Tokachi Plain

十勝平野は（十勝構造盆地）は鮮新世以降に形成されていることから，主に鮮新世以降の地層を対象として説明を行なう。同平野は日本的にみるとかなり広い平野であり，そこを構成する地層も研究者によりさまざまな区分が行なわれてきている。混乱を防ぐために近年における筆者の区分と他の研究者によりまとめられた地層区分との関係を最初にTable X-1に示す。ここで，(1)は平野中央部地域の東部（十勝川温泉周辺）を占める居辺台地南部および幕別台地の地表に分布する地層の層序（岡,1976a;1982）で，三谷（1964）の池田層を池田層群として取り扱い，池田層群上部を小堆積サイクルの発達状況や火砕流または火山灰の鍵層の追跡により，６累層に分けたものである。(2)は十勝団体研究会が平野全体にわたっての調査の結果を総括したもので（十勝団体研究会編,1978），ここでは三谷（1964）の十勝層群が十勝累層群として取り扱われている。(3)は主に平野北東部の池田－本別－足寄地域での調査の結果にもとづいてまとめたもので（Yoshida et al.,1981;Kitagawa et al.,1982;吉田,1983），従来，混乱していた足寄層の位置付けを火砕流鍵層の追跡により明確にした。(4)は主に帯広市街付近での多数の温泉ボーリングの結果にもとづいてまとめたもので，(1)の層序のうち，池田層群の中で最上部累層（音更累層）を除く部分について，居辺台地南部・幕別台地の層序がそのまま適用できないため，新しい区分をおこなったものである。ここでの説明は基本的には(1)の層序にもとづいて行なうが，(4)の

層序は十勝平野の中でその西半部の十勝西部構造盆地の構造発達を解明する上で重要なので，(1)との対比を行いながら別に説明する。最後に，十勝平野のその他の地域についての地質について，筆者の手持ちの資料の範囲内で簡単に説明する。

A－1．十勝平野中央部の地質　Geology of the central part of Tokachi Plain

平野中央部を構成する地質のうち，居辺台地南部については岡（1976a）が詳しく報告しているが，ここでは地質図（Fig. X-9）と総合柱状図（Fig. X-10）を示す。同様に，幕別台地については岡（1982）と岡ほか（1984）が報告しているが，地質図（Fig. X-11）と総合柱状図（Fig. X-12）を示す。これらの地域の中で露出条件がよい調査ルートの柱状図を取り出して各種の鍵層を用いて対比を行い，層序をまとめたものがFig. X-13である。これには，北西部にあたる美蔓台地・瓜幕台地での調査の報告（岡,1986a）の中からも代表的な柱状図を取り出して，表示した。以上の柱状図作成ルートの位置はFig. X-14に一括して示す。下位より大樹層，糠内層，池田層群（下部：幕別累層，上部：千代田累層・長流枝内累層・十勝ガ丘累層・札内累層・音更累層）が重なっている。

大樹層　Taiki Formation

新田牧場の沢（No.1ルート）の沢入り口付近とその東方の糠内川本流河床で層厚300mあまりの部分が観察できる。その下部は塊状の珪藻質泥岩であるが，中～上部は同質泥岩～砂質泥岩に極細粒～細粒砂岩を挟み互層状となる（泥岩優勢）。

糠内層　Nukanai Formation

下位の大樹層からほぼ整合的に移り変わった地層（浅海～海浜成）で，模式地の新田牧場の沢（No.1ルート）などでの観察によれば層厚300m前後で下部，中部（ガラス質凝灰岩で鍵層になる）および上部に３分できる（岡ほか,1984）。下部は極細粒砂岩，泥岩および両者の互層より構成され，全体に生物攪乱作用をこうむり，ときに貝化石を含む。上部は主に礫～砂礫および細粒～中粒砂岩よりなり淘汰が進み海浜の特徴を示す。ときに泥岩，亜炭を挟む。本層は下部に含まれる貝化石群が*Fortipecten takahashii*および*Conchocele bisecta*などのいわゆる滝川－本別ファーナであること（岡･赤松,1979;岡,1982）と，上位の池田層群基底の稲士別凝灰岩層の放射年代についてほぼ3～4Maのいくつかの値（K－Ar，ＦＴ）が報告されていることなどから，ほぼ前期更新世とみなされる。

池田層群　Ikeda Group

陸～半陸成の下部と浅海～半陸成の上部に２分できる。上部は堆積場の東から西への移動・縮小を反映した堆積相の特徴により５累層に区分できる。

下部（幕別累層）Lower part(Makubetsu Formation):幕別台地の東半部および十勝平野東縁部（主に利別川流域）に分布し，模式地が幕別台地北端の幌内沢付近から稲士別の谷入り口付近にかけての地域（No.５，６ルート）で，層厚170m，細粒砂岩と泥質岩の互層を主とし亜炭を頻繁に介在する夾炭層で，非海成（湖沼・湿原）の堆積物である。下部に層厚10～20mの凝灰岩鍵層をはさむが，それぞれ基底部を占める稲士別凝灰岩層（軽石流

堆積物）と猿別凝灰岩層である。下位層との関係は不整合とみなされていたが（岡,1976a;1982），その後の温泉ボーリング資料などによる広域的な地下地質解析によれば，幕別台地東縁部の猿別背斜や千代田付近の長流枝内背斜での局部的現象であることが明らかになつた（岡,1984;1986b）。

上部（千代田累層，長流枝内川累層，十勝ガ丘累層，札内累層，音更累層）Upper part (Chiyoda, Osarushinaigawa, Tokachigaoka, Satsunai and Otofuke Formations):千代田・長流枝内・十勝ガ丘累層は居辺丘陵および幕別台地の猿別背斜西翼側に分布し，上位の累層ほど西寄りに分布し，模式地がそれぞれ居辺丘陵南部の千代田温泉の沢入り口付近（No.12地点付近），長流枝内川長流枝付近（No.14ルート付近）および十勝川温泉街の背後の丘陵（ＮＨＫテレビ塔から旭に流れる沢；No.16,17ルート付近）である。札内累層は主に幕別台地の西半部に分布し，模式地が幕別台地西半部の南部（古舞－茂発谷間；No.３，４ルート付近）である。音更累層は十勝平野西半部（十勝西部構造盆地）に分布し，模式地が十勝川沿いの相生付近（No.19ルート）から音更川東岸（宝来～開進）にかけての地域，副模式地が美蔓台地南端の国見山（No.20地点）および瓜幕台地の誉橋～瓜幕川下流部（No.21ルートおよびNo.22･23地点付近）である。音更累層を除く各累層はいずれも，海水面変動を反映したと思われる広域的な海進－海退の小堆積サイクル現象が顕著である。模式的にはFig.X-16に示すように，下位より粗粒砂層（ａ），夾亜炭相（ｂ），泥岩相（ｃ），細粒砂岩・泥岩互層（ｃ´）および細粒砂岩相（ｄ）で構成され，このうちａ相は一部で礫質となり，ｃ相は海棲貝化石を含む（岡,1976a）。千代田累層は４サイクル（またはシークエンス），長流枝内層は４サイクル，十勝ガ丘累層は２サイクル以上，札内累層は８サイクルでそれぞれ構成され，１サイクルの厚さは10～40mで計20数サイクルが数えられる。音更累層は一般に非海成の夾炭相よりなるが，下位よりＡ層（芽登凝灰岩層；軽石流堆積物），Ｂ層（夾亜炭層；凝灰質泥岩・細粒砂岩と軽石質砂礫の互層）およびＣ層（砂礫層；軽石質ではなく日高帯・新第三紀火山岩起源の礫よりなる）より構成される。ただし，Ｂ層中には層厚10m程度の海成泥岩層（*Patinopecten yessoensis*などの貝化石を含む）が１層挟まれ鍵層となっている。

池田累層群中には凝灰岩層（軽石流堆積物など），火山灰層，礫層および含貝化石泥岩層などの鍵層が多数存在する。鍵層の中には十勝平野全体に追跡できるものから，局地的にしか追跡できないものまでさまざまあるが，それらはFig.X-14に示したように，以下のとおりである。

糠内層･････中部のガラス質凝灰岩層（NuT）

池田層群･･･[幕別累層]：稲士別凝灰岩層（InT）･猿別凝灰岩層（SaT），[千代田累層]：“*Macoma-Anadara* bed”･Ｇ１(礫層)･千代田凝灰岩層(ChT)･Ｇ２(礫層)･“*Mytilus* bed”･Ｇ３(礫層)，[長流枝内川累層]：Ｇ４(礫層)･十勝ガ丘凝灰質砂層(ToT)･長流枝火山灰層(OsA)，[十勝ガ丘累層]：Ｇ５(礫層)･“*Macoma-T*

*apes* bed”，[札内累層]：Ｇ６(礫層)･Ｇ７(礫層)･札内火山灰層(SaA)･“*Glycymeris* bed”･“*Glycymeris-Umbonium* bed”，[音更累層]：芽登凝灰岩(MeT)･上然別凝灰岩層(KaT)

池田層群の年代については，主要な凝灰岩鍵層について放射年代測定が行なわれており，それらの結果から大枠の年代が定まっている。すなわち，稲士別凝灰岩層（InT）について4.1±1.1MaのＫ－Ａr年代（柴田ほか,1975），3.7±0.1MaのＦＴ年代（Koshimizu,1981），2.8±0.7MaのＫ－Ａr年代（松井･松澤,1985）という３～４Maの３つの測定値がある。猿別凝灰岩層（SaT）について2.8±0.2MaのＦＴ年代（Koshimizu,1981），千代田凝灰岩層（ChT）について2.0±0.1MaのＦＴ年代（Koshimizu,1981），十勝ガ丘凝灰質砂層（ToT，清澄凝灰岩層）について1.3±0.1MaのＦＴ年代（Koshimizu,1982），札内火山灰層（SaA）について1.5±0.5MaのＫ－Ａr年代（松井･松澤,1985）の測定値がある。芽登凝灰岩層（MeT）について0.96±0.10Maおよび0.75±0.38MaのＫ－Ａr年代（柴田ほか,1979）と，0.9±0.1MaのＦＴ年代（Koshimizu,1982）がある。これらの測定値から判断すると，幕別累層が４～２Maでほぼ鮮新世中頃～後期，池田層群上部の千代田累層が２Ma前後で鮮新世末，長流枝内川・十勝ガ丘・札内累層が1.6～1Maでほぼ前期更新世前半，音更累層が１Ma以降で前期更新世後半とみなされる。さらに古地磁気については十勝団体研究会編（1978），柴田ほか（1979），吉田（1980）およびYoshida et al.（1981）などに十勝平野全体にわたっての測定結果が示されており，それらの測定結果と上記の放射年代から次のような古地磁気層序が編まれる。稲士別凝灰層が一般にＲ（逆帯磁），猿別凝灰岩層がＮ（正帯磁）であり，幕別累層の中～下部はＮの測定結果が卓越することからGilbert逆帯磁期末からGauss正帯磁期（3.40-2.48Ma）であるとみなされる。幕別累層の上部から札内累層および芽登凝灰岩層にかけての部分はＲの測定結果が卓越しており，Matsuyama逆帯磁期（2.48-0.73Ma）とみなされ，千代田凝灰岩層の直上付近にOlduvai事変（1.87-1.73Ma）が見いだされる。芽登凝灰層についてはＮであり，放射年代値を合わせて判断するとJaramillo事変（0.97-0.90Ma）に位置づけられる。音更累層は今のところＮの測定結果のみが示されているが，その一部はBrunhes正帯磁期（0.73Ma-）に位置づけられる。

貝化石については，千代田累層下部の“*Macoma-Anadara* bed”中の群集は*Fortipecten takahashii*, *Anadara amicula elongata*, *Spisula kurikoma*, *Callithaca adamsi*および*Macoma calcarea*などにより特徴づけられており，鮮新世型のいわゆる滝川－本別ファーナとみなされる（岡,1982;岡･赤松,1979）。これに対して，長流枝内川・十勝ガ丘・札内累層の貝化石群集は上記貝化石群集に特徴的な*Fortipecten takahashii*や*Anadara amicula elongata*などは含まず，これとはかなり内容を異にし，*Glycymeris yessoensis*, *Lucinoma annulata*, *Mercenaria yokoyamai*, *Pseudamiantis tauyensis*, *Nuttalia commoda*, *Spisula voyi*, *S.kurikoma*, *Tellina protovenulosa*, *Peronidia venulosa*, *Macoma tokyoensis*, *M.calcarea*, *Nipponopagia ommaensis*, *Mya japonica*および*Umbonium akitanum*など

により特徴づけられ，*Mercenaria yokoyamai*, *Pseudamiantis tauyensis*, *Spisula kurikoma*, *Tellina protovenulosa*, *Nipponopagia ommaensis*および*Umbonium akitanum*などの絶滅種を含み，北陸地方の大桑層の貝化石群集や渡島半島の瀬棚層・富川層（第Ⅲ，Ⅵ章），天北堆積盆の勇知層上部（第Ⅷ章）のいわゆる瀬棚ファーナに共通する要素が多く，明らかに前期更新世を示す。

花粉化石については岡崎（1957），Okazaki（1958），Igarashi（1975），十勝団体研究会編（1978），Yoshida et al.（1981），Kitagawa et al.（1982），外崎ほか（1982）および五十嵐ほか（1988）などに解析結果が示されている。これらの報告のうちKitagawa et al.（1982），外崎ほか（1982）および五十嵐ほか（1988）に従えば，十勝平野の鮮新・前期更新統については下位より*Picea-Tsuga-Alunus*帯，*Fagus-Alunus*帯，*Picea-Taxodiaceae*帯，*Picea-Abies*帯，*Picea-Larix*帯および*Picea-Tsuga*帯が区分される。これら各帯の花粉化石群集の特徴から以下のような古気候変化が明らかになっている。すなわち，中新世末～前期鮮新世の本別層（ほぼ糠内層に対比）の大部分は*Picea-Tsuga-Alunus*帯（温帯～冷温帯の針広混交林）で冷涼気候が示される。本別層の最上部から幕別累層の下部にかけては*Fagus-Alunus*帯（温帯～冷温帯落葉広葉樹林）で温暖・湿潤気候が示され，その上部では冷涼化の傾向が認められている。幕別累層上部から千代田累層の基底部（千代田凝灰岩層の下位）にかけては*Picea-Taxodiaceae*帯で寒冷な気候が示されるが，これは北海道の鮮新－更新世における最初の寒冷期として注目された（Igarashi,1976）。千代田累層の大部分と長流枝内累層は*Picea-Abies*帯で引き続き寒冷な気候を示す。十勝ガ丘累層および札内累層については，花粉分析の詳細は公表されていないが，最も寒冷な*Picea-Larix*帯が存在している。本帯は北海道北部のサロベツ原野の勇知層最上部や問寒別盆地の更別層の一部でも見いだされ（第Ⅷ章），北海道の鮮新・更新統の広域対比の鍵層的役割を果たしている。音更累層は*Picea-Tsuga*帯でやや温暖化した。

Ａ－２．帯広市街付近の地下地質　Subsurface geology of the Obihiro urban area and its vicinity

十勝西部構造盆地のうち，帯広市街地とその周辺地域には現在，ボーリング深度800m以上の泉源が60井あまり存在している（Fig. X-17,TableX-2）。これらの泉源の大部分についてはボーリング記録または地質試料が残されており，さらに約半数近い泉源については電気検層記録もあり，これらの記録や試料を検討することにより，これらの地域の地下地質について詳しい層序・堆積相解析が可能となる。個々の泉源については，代表例としてFig. X-18に示すような総合柱状図を作成した。作成した柱状図のうちすでに13泉源については岡ほか（1984），北海道立地下資源調査所（1985）および岡（1986）に公表されている。すでにいくつかの泉源柱状図にもとづいて東西方向の断面図を描き（FigX-3），概略の断面形態と地層区分については明らかにしている。ここでは最近の温泉ボーリング結果も含めて，堆積相の細かな変化を示した断面図を作成し，より詳細な地層区分を行

い，鍵層にもとづいての居辺台地南部・幕別台地の地質との対比を行なう。なお，断面図は東西・南北各１葉ずつ作成した。

東西断面（Fig. X-19;芽室市街－帯広市街－幕別台地北部）

３層の凝灰岩層および１層の礫層が鍵層として追跡できる。凝灰岩鍵層は東方の幕別台地へ追跡すると，それぞれ，地表に分布するの糠内層中の凝灰岩層（NuT），稲士別凝灰岩層（InT）および芽登凝灰岩（MeT）に連続することが確認できる。稲士別凝灰岩層は幕別町営温泉２号井(S-1)と田村建設井(S-3)では確認できるが，帯広市街下では一般的には消失していおり，緑ケ丘サウナ井(22)でわずかに認められる。礫層は池田層群中部に存在し，100m近い厚さと，十勝西部構造盆地のかなり広い範囲に分布する。特に，日高山脈寄りの西帯広－芽室地域の地下で厚層としてその存在が確認できることから西帯広礫層（NWG）と呼ぶ。この礫層はボーリングでは“玉石層”と呼ばれ，掘進速度が落ちることから，大～巨礫を主体とするものではないかと推察できる。これらの鍵層を用いて各坑井間の地質対比を行い地層区分を行なうと，下位より泥質岩よりなる大樹層，その上位で稲士別凝灰岩層下限までの間の糠内層，稲士別凝灰岩層より上位の池田層群に分かれ，池田層群はさらに芽登凝灰岩層によりその下位の主部と，同凝灰岩層以上の最上部に分かれる。なお，稲士別凝灰岩層は帯広市街とその西方では一般的には消失しており，池田層群の下限の位置は層厚などを考慮して推定している。

大樹層は層厚180m＋が確認でき，泥質岩が卓越するが，ときに礫質岩，砂質岩を挟み，貝化石や炭質岩を含む。

糠内層は層厚300m前後で，砂礫質岩と泥質岩の互層よりなるが，全体として炭質岩を頻繁にはさんでおり，幕別台地の幕別町営温泉１号井(S-1)では貝化石を含む。

池田層群主部は層厚1,000mで帯広市街下では下位より，ⅰ）夾亜炭泥質岩・砂礫岩互層部，ⅱ）夾亜炭泥質岩卓越部，ⅲ）含貝化石泥岩・砂岩部，ⅳ）礫質部（西帯広礫層），ⅴ）含貝化石泥岩・砂礫岩部（海進－海退の堆積サイクル顕著）に分けられる。海水の影響の程度でとらえると，その影響の弱いⅰ＋ⅱと，影響の強いⅲ～ⅴに分けるこができるが，ⅰ＋ⅱについても貝化石を含むことがある。ⅰ＋ⅱは丘陵地域の幕別累層および千代田累層に対比が可能であり，ⅲ～ⅴは長流枝内川・十勝ガ丘・札内累層に仮の対比ができるが，厳密な対比はこの間に両者をつなぐ明瞭な鍵層がないことから困難である。ともあれ，ⅳの西帯広礫層は稲士別凝灰岩層と芽登凝灰層の年代から判断すると，第四紀の始まり（1.7Ma）に形成された可能性が高く，その厚さ，広がり，大～巨礫を主体とすること（？）などの点からその地質構造的，堆積的，古気候的意義が問題となる。日高山脈に接近すると厚さを増す点などを考慮すると大規模な扇状地堆積物の可能性が考えられ，第四紀初頭の寒冷化に対応し，海退相を示すものの可能性がある。なお，丘陵地域では千代田累層から十勝ガ丘累層の最下部にかけていくつかの厚い礫層（Ｇ１～７）が存在しており，それらとの対比が今後，問題となる。しかしながらⅰ～ⅴの区分をそのまま帯広市街以

外の地域にも適用することは難しく，鍵層として明瞭なivの西帯広礫層に着目し，その下位の部分を池田層群下部累層（LIk），同礫層以上の部分を池田層群上部累層（UIk）として取り扱う。なお，西帯広地域では西帯広礫層の下位，約200mに層厚80mの礫層の存在が確認できるが，分布範囲は限られている。

池田層群上部は芽登凝灰岩層以上の部分であり，層厚は最大70mである。凝灰質（軽石質）砂礫と泥岩・砂岩・亜炭より構成され，貝化石の産出は確認されていない。

南北断面（Fig. X-20:帯広市街南部－同市街中心部－木野市街－音更市街－同市街北東）

東西断面と同様に３層の凝灰岩層および１層の礫岩層が広く追跡できる。凝灰岩層は糠内層凝灰岩層と芽登凝灰岩層は同様に追跡できる。稲士別凝灰岩については，帯広市街地域では駅南井(14)，クラックス井(12)，水光園井(3)でその存在が確認できるのみであるが，十勝川より北側では層厚が50mに達し，丸美ケ丘温泉温泉３号井(Of-5)および，帯広リゾートホテル井などでは夾炭泥岩層を中に挟み２層構成となっている。おそらく上部の凝灰岩層は猿別凝灰岩層(MeT)に対比されると思われる。断面図で一目瞭然であるが稲士別・猿別凝灰岩層は北に向かって次第に厚さを増している。帯広市街での地層区分は東西断面の項で述べたとおりであり，池田層群主部についてもｉ～ｖの区分が可能である。十勝川の北側では池田層群主部は層厚が最大1,200mに達し，一般にｉ～ⅲの区分が不明瞭となり，ｉ～ⅲに相当する部分は貝化石を含む所もあるが，全体としては夾亜炭泥岩・砂岩が卓越している。

Ａ－３．十勝平野の東部および北部の地質　Geology of the eastern and northern parts of Tokachi Plain

帯広市街とその周辺地域の他の地域でも，深度1,000m級の温泉ボーリングとそれに関連した地質調査がいくつかの地域で行なわれている。これらの結果を地質学的に取りまとめるのにはなお時間を要するので，ここでは問題点を指摘するにとどめる。

十勝川温泉地域の地下地質についてはFig. X-3にその概要が示される。十勝川温泉街の西側では急傾斜帯（十勝中央部撓曲帯）が存在し，温泉街の方向に向かって地層は急上昇している。温泉街の東方の千代田堰堤付近から千代田にかけての地域で海水準150m前後で池田層群の幕別層が大樹層に不整合で重なっている。海水準下900m付近までの地質が温泉ボーリングの結果で解明されているが，生花苗層の頁岩中に火山砕屑岩・凝灰岩の存在が知られている。

池田市街付近の地下地質については，Fig. X-4に示すように深度1,500mの温泉ボーリング（清見温泉井）が行なわれ，猿別凝灰岩層（西中凝灰岩層）および稲士別凝灰岩層ｋの存在から，上位より池田層群幕別累層，糠内層および大樹層が確認できるが，周囲の丘陵地域の地質解明は不十分であり，ボーリング結果と周辺の地質調査結果との対比は今後の課題である。

本別－足寄地域の地下地質はFig. X-5に示すように，温泉ボーリングの進展により次第に解明が進んできている。今後は，地下地質で問題となる本別層および足寄層を地表調査で詳しく解明する必要がある。特に，それらが最も厚く発達する足寄市街付近から足寄川沿いの地域での調査が重要である。すでに５万分の１地質図幅「足寄太」が存在しているが，細かな層序の解明は行なわれていない。近年，五十嵐ほか（1988）がこの地域については地質柱状図を示し，花粉化石層序を解明しているが，堆積環境・地質構造の解析は不十分である。筆者はすでにこの地域について詳細なルート柱状図を作成済みであるが，温泉ボーリング結果との比較は今回は見送った。ただし，本別層中の螺湾礫岩層は足寄市街の温泉ボーリングでは極めて薄くなっていること，“滝川－本別ファーナ”の産出は極めて限られた層準にあること，本別層中には火山岩・火山砕屑岩がかなり存在していることなど，今後の地質解明の要点はかなり明らかになっていると判断している。

十勝西部構造盆地北部（士別－上士幌地域）では近年，中士幌付近，士幌市街付近，上士幌市街付近で温泉ボーリングが盛んで，深度1,300m程度の泉源が約10井存在している。これらの泉源の坑井地質では十勝平野中央部の池田層群および糠内層に相当する地層により主に構成されているが，全体として非海成であり，砂礫質岩相が卓越すること，厚い火砕流堆積物が存在することにより特徴づけられる。

B．豊頃丘陵とその周辺　Toyokoro Hills and its vicinity

筆者はこの地域の地質に関して，岡（1979;1988）で豊頃丘陵の南部地域について報告し，山岸ほか（1990）ではさらにその周辺も含めて報告したので，ここではこれらの報告にある豊頃丘陵とその周辺の地質図（Fig. X-21）および同地質総合柱状図（Fig. X-22示を載録し，若干の問題点を述べるにとどめる。

地質は下位より中生層，豊頃夾炭層，当縁層，大川層，生花苗層，大樹層，長節層（糠内層），池田層群，段丘堆積物群および現河川氾濫原堆積物より構成されている。これらのうち，中新世中～後期の大川層および生花苗層は十勝構造盆地の発生以前に存在した南北方向のトラフ状堆積盆を構成する地層であり，特に生花苗層はタービダイト性の堆積相であり，日高山脈の方向から土砂が供給され形成された海底扇状地堆積物とみなされる（岡1979）。大川層～大樹層については長田（1986）の放散虫化石層序の研究，大樹層～糠内層については秋葉ほか（1982;1983）の珪藻化石層序の研究がそれぞれ行なわれている。

なお，本地域に関する比較的最近の研究報告としては，Yamaguchi(1982)および５万分の１地質図幅「糠内」があるが，山岸ほか（1990）はこれらの成果も把握して報告を行なっている。

C．十勝沖堆積盆　Offshore Tokachi Basin

十勝沖堆積盆の具体的な層序の解明は唯一実施された深層ボーリングである基礎試錐「十勝沖」で解明されており，その詳細は佐々木ほか（1985），北海道鉱業振興委員会編（1990）および石油技術協会（1993）などで報告されている。到達深度は海水準下4,457.06mであり，石油技術協会（1993）によれば，深度285m海底，～710m長節層，～1244m白糠層，～1795m厚内層，～2148.5m直別層，～2148.5m～オコッペ沢層で，微化石層序（珪藻・有孔虫・石灰質ナンノ化石）から長節層が更新世，白糠層が鮮新世，厚内層・直別層が後期中新世，オコッペ沢層が中期中新世とそれぞれおおまかにとらえられている。層序学的には白糠丘陵南部地域～豊頃丘陵南東部の層序と対比されているが，佐々木ほか（1985）は基礎試錐「十勝沖」のオコッペ沢層の大半が嫌気性半深海に急速に堆積したタービダイト相（砂礫岩・泥岩互層）であることを明らかにしている。

## X－4．テクトニクス　Tectonics

### A．十勝平野と十勝沖堆積盆の構造発達についての議論　Discussion on the geotectonical development of the Tokachi Plain and Offshore Tokachi Basin

十勝平野の構造発達については，まず十勝団体研究会編（1978）が詳しい総括を行なっている。すなわち，十勝平野は中新世末ないし鮮新世初頭に形成された北見－浦幌地塁の，傾動地塊としての西方への押し上げにともない，その前縁に位置する沈降域（十勝構造盆地）として誕生した。そして，この構造盆地の発達は相次ぐ，しかし明瞭に前後の構造盆地とは異なる４つの構造盆地（鮮新世本別－足寄構造盆地，同　池田構造盆地，　同　長流枝内構造盆地・居辺山扇状地および前期更新世渋山構造盆地・中里構造谷）によって不連続的に展開され，更新世中期以降には帯広構造盆地に引き継がれるとしている。

このように，十勝平野内に鮮新世初頭以降，多くの構造盆地が細かく展開するという考えの最大の根拠としては，十勝累層群の下部（本別層・糠内層・駒畠含化石層・足寄層など），中部（池田層），上部（長流枝内層・居辺山層など）および最上部（渋山層・中里層）の４層準（Table 2）が相互に不整合関係で接しているということがあげられてきた。しかしながら，今まで述べたように十勝平野中央部において，これらの地層がほぼ整合一連に堆積しているということが明らかになった現在，このような構造発達の考え方は次のように修正する必要がある（岡,1986a;Fig. X-23）。

①中期中新世以降，十勝南部から十勝沖にかけての地域には南北方向のやや深い海よりなるトラフ状の堆積盆が存在していた（佐々木ほか,1985;天然ガス鉱業会･大陸棚石油開発協会編,1992）。後期中新世になると日高山脈の形成が始まり，日高山脈寄りの所では砂礫質のタービダイト相よりなる海底扇状地が形成された（岡,1979;宮坂ほか,1986）。

②鮮新世初頭になり，北見－浦幌地塁の上昇運動（浦幌断層の活動）が活発化し，相対的にその西側に沈降域が生じ，そこに十勝南部より内湾状の浅海域が広がった（十勝構造盆地の発生，本別層・糠内層・大樹層の一部の堆積）。なお，豊頃丘陵中軸部から十勝川

温泉東部地域にかけては，既にバリヤが存在していたことが地層の欠如からうかがえる（Fig. X-3）。

③豊頃丘陵地域の隆起が次第に進み，猿別背斜が形成されてくる。堆積盆地は湾口部が狭まり，主として汽水～淡水成の堆積物（池田層群幕別累層・千代田累層）が生成した。

④更新世初頭になり太平洋とのつながりは豊頃丘陵西側（大樹地域）に完全に限られるようになったが，浅海的環境が卓越し貝化石を豊富に産する堆積物（池田層群長流枝内川累層・十勝ガ丘累層・札内累層）が生成した。これと同時に十勝中央部断層の活動が幕別台地から北に向かって次第に活発化し，十勝構造盆地東半部の隆起－西半部の沈降の運動が顕著となった（十勝西部構造盆地の発生・発展と十勝中央部撓曲帯の形成）。

⑤前期更新世後半になると，十勝南部において豊頃丘陵中軸が西方へ突出するような隆起運動が顕在化し，その西側にバリヤが形成されてくる。このバリヤはそれ程強固なものではなく，前期更新世末の高海水面期には一時，海水の流入を招き，含貝化石泥岩層（青灰色縞状泥岩層）が生成した（Fig. X-26）。

⑦同時に，周囲から扇状地状に礫・砂の堆積が始まり，これは時間の経過とともに一層活発化し，十勝西部構造盆地は十勝西南部地域の隆起の結果完全に内陸盆地化し，中期更新世以降の段丘形成時代へと以降する。

以上から明らかなように，現十勝内陸盆地の成立をめぐっては，中～後期中新世の十勝南部－十勝沖を中心とした堆積盆から十勝構造盆地の発生・発展→それの北・西方への移動→十勝西部構造盆地の発生・発展というように，主に２つの構造盆地の存在が浮きぼりになる。

B．千島弧西進のテクトニクスと十勝平野および十勝沖堆積盆の形成　Tectonics of the westward-shifting of Outer Kurile Arc and the development of Tokachi Plain and Offshore Tokachi Basin

十勝平野の構造発達過程においては，ⅰ）日高山脈，ⅱ）北見・浦幌地塁およびⅲ）十勝中央部断層・撓曲帯の活動が浮き彫りになる。日高山脈は海域への延長部を含めてとらえると，西南西方向に突出したわん曲形態を示す。また，十勝中央部断層・撓曲帯は南へ延びると豊頃ドーム西縁に到達し，海域では十勝沖ドーム構造の西翼へつながり，全体としては同様なわん曲形態を示す。北見浦幌地塁南部（白糠丘陵）では，浦幌断層を始めとする右横ずれ断層系の存在は千島弧外帯の西進（西南西方向へ）による水平圧縮テクトニクスの存在を示しており，日高山脈－広尾沖褶曲帯および十勝中央部断層・撓曲帯とその延長部のわん曲形態もこのような千島弧外帯の西進運動の結果もたらされたものである。なお，十勝南部にみられるいくつかの雁行背斜系列（生花苗雁行褶曲帯，十勝川下流部の雁行背斜系列など）もこのような運動の一環の中で生じた横ずれあるいは回転運動を示すものであろう。

Fig. X-24に示すように，千島弧外帯の西進による“やり状”の突き出しは豊頃丘陵中心部から日高山脈南部に集中した結果，これらの部分では水平圧縮を基本としつつ，基盤岩ブロックのスラスト性の上昇が生じた。十勝南部において堆積盆は狭められたのに対して，十勝北部では相対的に拡がり，十勝構造盆地の東半部が西半部に対して右横ずれ傾向で南に引き上げられるように移動し，西半部は落ち込んだ。この落ち込みによって十勝西部構造盆地が形成されたと考えられる。なお，十勝北西側山地（石狩山地）は鮮新世以降には激しい火山活動の場であり，同時に上昇の場でもあった。この山地の上昇も十勝西部構造盆地の形成と密接な関係がある（十勝団体研究会編,1978）。この山地が上支湧別構造帯の延長部であり，この構造帯の動き（右横ずれ）を考えると，十勝西部構造盆地は2つの右横ずれ構造帯（この構造帯と十勝中央部断層・撓曲帯）の間に発生したプルアパート・ベーズンの可能性もある。

十勝沖堆積盆が十勝平野と一体の構造体であることを考慮すると，その生成・発展にも千島弧外帯西進の動きが密接に関連していることは明白である。さらに，この堆積盆のうち，十勝沖平坦面区では北東－南西方向の構造による階段状の落ち込みを経ながら深海化し，海溝に到達している（十勝団体研究会編,1978）。このような十勝沖堆積盆の南東方向への傾動には千島海溝における太平洋プレートののもぐり込みが直接に影響しているものと判断される。

C．ネオテクトニクス Neotectonics

池田層群音更累層（最上部累層）基底の芽登凝灰岩層（MeT）は十勝北西山地より，低平な湿地であった十勝西部構造盆地に流れ込んだ軽石流堆積物であるが（池田,1982;屈足火砕流堆積物に相当），その年代は前述したように0.9Ma頃を示す。よって，Fig. X-25に示した同凝灰岩層下限の等深線図は過去90万年間における沈降運動（地殻変動）の累積結果であるということになる。十勝中央部断層・撓曲帯をはさんで最大沈降域と居辺丘陵との間の垂直変位量は240mに達し，平均変位速度は26.7cm/1,000年となる。同様に，稲士別凝灰岩層の年代は3.7Ma頃であり，これらの垂直変位量720～825m（Fig. X-3のⅠ－Ⅰ′断面）から変位速度を算定すると19.5～22.3cm/1,000年となる。このような鮮新世以降の地殻変動は十勝川の支流の諸河川が帯広－音更市街地域へ向心状に集まることと，周囲の台地の造盆地状の傾動などから中期更新世～現在に引き継がれていることは確かである。

ところで，松井・松澤（1985）は幕別台地から帯広市街付近にかけての地域についていくつかの活断層が認められるとしているが，それらの根拠となるものは中期更新世初頭の光地園礫層やそれより新しい段丘面の変位が認められることが根拠とされる。筆者の水井戸・温泉ボーリングによる断面解析結果（Fig. X-19,20）によれば，段丘堆積物の下位にあるとされる光地園礫層の存在は明確ではなく，段丘面の変位を直接的に示す露頭観察も行なわれておらず，確実な活断層の存在は確認できていない。よって，木村ほか（1986）が松井・松澤（1985）のネオテクトニクス解析結果から0.5Maを境にして変位速度の急速

な減衰が生じたなどと論ずることはあまり根拠のないことと考える。なお，活断層研究会編（1991）は十勝中央部断層・撓曲帯に沿って多数の活断層を推定しているが，これらも断層露頭の確認などを行い，厳密な把握が必要である。

芽登凝灰岩層は十勝西部構造盆地内で明瞭な鍵層として広範囲に追跡できることから，第四紀の地殻変動量を知る一つの変位基準面としては重要である。ただし，その年代は0.9Ma頃であることから，第四紀始まりからの地殻変動量を知るためには別の基準面を捜す必要があるが，西帯広礫層はその年代が第四紀の初頭頃と推定されることからその基準面になりえる。その下限は十勝西部構造盆地の中心部である帯広市街－音更市街付近では地表下500m前後であり，この値が第四紀170万年間の累積変位量とみなすならば，29.4cm/1,000年という変位速度が得られる。

［第Ｘ章関連文献］


秋葉文雄·星　一良·一ノ関鉄郎(1982):北海道東部釧路炭田西部に分布する厚内層群の地質および微化石層序について.石油資源開発(株)技研所報,25,13-52.

————·一ノ関鉄郎(1983):北海道における新第三系の微化石層序と年代層序.石油技術協会誌,48,49-61.

秋葉 力·木崎甲子郎·宮坂省吾·紺谷吉弘(1975):5万分の1地質図幅「上豊似」および同説明書.41p.,北海道立地下資源調査所.

————·紺谷吉弘·小坂利幸·松井 愈·松澤逸巳·宮坂省吾·野川 潔·山口昇一(1981):20万分の1十勝平野，地質図および地形面区分図.十勝平野,地質図および地形面区分図編集委員会.

橋本誠二(1953):5万分の1地質図幅「札内岳」および同説明書.57p.,北海道立地下資源調査所.

————(1954):5万分の1地質図幅「御影」および同説明書.36p.,北海道地下資源調査所.

————(1971):5万分の1地質図幅「佐幌岳」および同説明書.32p.,北海道開発庁.

————·武田裕幸(1960):5万分の1地質図幅「広尾」および同説明書.39p.,北海道開発庁.

橋本 亘(1955):十勝支庁管内の地質と地下資源.53p.,十勝開発促進期成会.

北海道開発局官房開発調査課(1983):北海道開発計画調査 熱エネルギー総合利用調査資料「帯広地区」.118p.

————————————(1992):北海道開発計画調査 資源エネルギー開発利用調査「十勝北部地域」.292p.

北海道鉱業振興委員会編(1979):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和43年～51年）－.205p.,北海道商工観光部資源エネルギー課.

————————————(1990):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和52年～63年）－.北海道商工労働観光部資源エネルギー課.

北海道立地下資源調査所(1985):北海道の地熱・温泉－1985年・Ⅱ版－（C）北海道中央部（1979年～1983年），（D）北海道東部（1980年～1983年）.地下資源調所調査研究報告,16, 80p.

————————(1986):深層熱水利用に関する調査資料－大学運営見直し改善の一環とする地下資源の活用－.54p.,帯広畜産大学.

本座栄一·玉木賢策·村上文敏(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,11,地質調査所.

Honza,E.ed.(1977):Geological investigation of Japan and Southern Kurile Trench and Slope Areas,GH76-2 Cruise April-June 1976.*Cruise Report*,7,127p.,Geol. Surv.Japan.

Igarashi,Y.(1976):The first cold phase during Plio-Pleistocene time in Hokkaido. *Jour.Geol.Soc.Japan*,82,337-344.

五十嵐八枝子·外崎徳二·吉田充夫(1988):十勝層群本別・足寄層の花粉化石層序.地球科学,42,277-289.

池田保夫(1982):北海道十勝川上流地域の酸性火砕流堆積物の層序と火山活動史.地質学雑誌,88,55-70.

木村 学(1981):千島弧西端付近のテクトニクスと造構応力場.地質学雑誌,87,757-768.

————·木川栄一·玉木賢策(1986):アムールプレートと日本列島－50万年以降のアジア大陸東部.地球,8,716-724.

活断層研究会編(1991):新編，日本の活断層（分布図と資料）.437p.,東大出版会.

Kitagawa,Y.,Yoshida,M.,Fujiwara Y.,Akamatsu,M.,Igarashi,Y.,and Tonosaki,T.(1982) :The Pliocene-Pleistocene boundary in the Tokachi Tectonic Basin and the Ishikari Lowland,Hokkaido,Japan.*The 3rd Rep.Plio-Pleistocene boundary in Japan(Itihara,M.and Kuwano,Y..eds)*.4-17,Japan.Nat.Work.Group IGCP Pro.41.

Koshimizu,S(1981):Fission track age of pyroclastic flows in the Pliocene Ashoro Formation and the Plio-Pleistocene Ikeda Formation developed in Eastern Hokkaido,Japan.*Jour.Fac.Sci.,Hokkaido Univ.,SerⅣ*,19,505-518.

————————(1982):Fission track dating of pyroclastic flows and tuffs.*Abstracts workshop on fission-track dating(June 30,1982,Nikko NationalPark)*,35-36,5th internatinal conference on geochronology,cosmochronology and isotope geology.

小坂利幸·松井 愈·木村方一·紺谷吉弘·野川 潔·春日井 昭·近藤錬三·藤山広武(1979):5万分の1地質図幅「大正」および同説明書.60p.,地質調査所.

国府谷盛明·松井公平·土屋 篁(1969):5万分の1地質図幅「新得」および同説明書.27p.,北海道開発庁.

松井 愈(1988):十勝層群の層序と年代.地質学論集.30,5-12.

――――・松澤逸巳(1985):十勝平野の構造発達史－帯広盆地と幕別台地の分化.第四紀研究,23,233-244.

――――・佐藤博之・小坂利幸・宮坂省吾・笹島征士郎・秋葉 力・右谷征靖・春日井 昭(1974):5万分の1地質図幅「大樹」および同説明書.69p.,地質調査所.

松野久也(1962):5万分の1地質図幅「湧洞沼」および同説明書.15p.,北海道開発庁.

松澤逸巳・松井 愈・近堂祐弘・瀬川秀良・田中 実・小久保公司(1981):5万分の1ちしは地質図幅「帯広」および同説明書.82p.,地質調査所.

織田精徳・根本隆文・植村 武(1959):5万分の1地質図幅「常室」および同説明書.54p.,北海道開発庁.

松下勝秀・小坂利幸・紺谷吉弘・宮坂省吾(1979):5万分の1地質図幅「上札内」および同説明書.50p.,北海道立地下資源調査所.

三谷勝利(1964):北海道主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,32,1-38.

――――・藤原哲夫・石山昭三(1960):5万分の1地質図幅「陸別」および同説明書. 50p.,北海道開発庁.

――――・橋本 亘・吉田 尚・織田精徳(1959):5万分の1地質図幅「本別」および同説明書.83p.,北海道開発庁.

――――・石山昭三(1982):5万分の１地質図幅「高島」および同説明書.30p.,北海道立地下資源調査所.

――――・松沢逸巳(1976):5万分の1地質図幅「上士幌」および同説明書.36p.,北海道立地下資源調査所.

――――・小山内 熙・橋本 亘(1958):5万分の1地質図幅「足寄太」および同説明書.66p.,北海道開発庁.

宮坂省吾・保柳康一・渡辺 寧・松井 愈(1986):礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史.地団研専報,31,285-294.

鬼塚 貞(1962):北海道十勝平野地域の石油地質学的研究.石油技術協会誌,27,383-406.

岡崎由夫(1957):北海道東部・池田層の地質.北海道地質要報,35,1-8.

Okazaki,Y.(1958):Stratigraphical and palynological studies of the Honbetsu Group and the Ikeda Formation(Pliocene,Tetiary) in Eastern Hokkaido. *Jour.Hokkaido Gakugei Univ.*9,230-249.

岡 孝雄(1976a):十勝平野の鮮新・洪積統について（その１）－居辺台地南部地域の池田層群上部－.地質学雑誌,82,241-258.

――――(1976b):十勝平野の鮮新・洪積統について（その２）－帯広市付近の池田層群の地質構造について－.地下資源調査所報告,48,1-19.

――――(1979):大樹町生花苗地区の地質－とくに新第三紀生花苗層の堆積相とテビキレナ

イ-生花苗背斜の形態について－.地下資源調査所報告,51,21-47.
――――(1982):十勝平野の鮮新・更新統について（その３）－幕別台地の池田層群－.地質学雑誌,88,79-100.
――――(1986a):5万分の1地質図幅「中士幌」および同説明書.75p.,北海道立地下資源調査所.
――――(1986b):北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス.地団研専報,31,295-320.
――――(1988):国営農地開発事業調査計画地区「新生地区」表層地質調査報告書.39p.,北海道開発局農業水産部・北海道立地下資源調査所.
――――・赤松守雄(1979):十勝地方におけるPatinopecten (Fortipecten) takahashii(Yokama)の新層準について.地質学雑誌,85,691-693.
――――・二間瀬 洌・秋田藤夫(1984):十勝平野中央部の深層熱水－地下構造および開発の現況－.地下資源調査所報告,55,33-56.
長田亨一(1986):北海道東部厚内－豊頃地区における放散虫化石層序と放散虫化石の保存度について.大阪微化石研究会誌,7,95-108.
桜井 操・長井俊夫・戸沢 実・池田 清(1973):釧路沖の地質構造と地殻変動.1973年6月17日根室半島沖地震調査報告,part1,10-17.
――――・永野眞男・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.水路部研究報告,10,1-44,海上保安庁.
佐々木詔雄・加地時夫・笹岡 健・井口 隆(1985):基礎試錐十勝沖の地質層序－道東地域における中新世タービダイト相の考察－.石油技術協会誌,50,53-63.
佐藤博之・山口昇一・松井 愈・松田武雄・須田芳朗(1971):20万分の1地質図「広尾」.地質調査所.
石油技術協会編(1993):最近の我が国の石油開発（石油技術協会創立60周年記念）.442p.
柴田 賢・山口昇一・小久保公司・田中 実(1979):北部十勝の鮮新統－更新統火砕岩のＫ－Ａｒ年代と古地磁気.地質調査所月報,30,231-239.
――――・――――・佐藤博之(1975):北海道十勝地域における中新統－更新統のＫ－Ａｒ,年代.地質調査所月報,26,491-496.
高橋功二・三谷勝利(1970):5万分の1地質図幅「芽登温泉」および同説明書.29p.,北海道開発庁.
棚井敏雅・山口昇一(1965):5万分の1地質図幅「浦幌」および同説明書.43p.,北海道開発庁.
天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992):改訂版, 日本の石油・天然ガス資源.520p.
十勝団体研究会編(1978):十勝平野.433p.,地団研専報,22.
外崎徳二・五十嵐八枝子・中井秀樹(1982):北海道十勝地方に分布する鮮新統本別・足寄層の花粉群集.日本地質学会89年大会講演要旨集,149p.

Yamaguchi, Y. (1982): Stratigraphy of the Toyokoro Hill, Eastern Hokkaido. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 33, 541-560.

山口昇一(1989):5万分の1地質図幅「糠内」および同説明書.78p.,地質調査所.

————·佐藤博之·松井 愈·松田武雄·須田芳朗(1971):20万分の1地質図「帯広」.地質調査所.

山岸宏光·安藤重幸(1982):5万分の1地質図幅「然別湖」および同説明書.26p.,北海道立地下資源調査所.

————·岡 孝雄·岡村俊邦(1990):十勝南部地域の地形と地質（5万分の1地質図付）.71p.,北海道立地下資源調査所.

山本明彦·森谷武男(1989):北海道の重力異常と地下構造.地球,11,377-385.

————·松島 健(1990):十勝平野の重力異常と地下構造.地球,12,566-570.

八島邦夫·今井健三·西沢邦和(1982):100万分の1海底地形図「北海道」·「東北日本」海底地形.水路部研究報告,17,93-162,海上保安庁.

吉田充夫(1980):北海道足寄町付近に分布する十勝層群の古地磁気.地質学会87年大会講演要旨集,66p.

————(1983):北海道十勝地方および石狩低地帯の鮮新－更新統.地団研専報,25,105-113.

Yoshida, M., Fujiwara, Y., Homma, M., Igarashi, Y. and Tonosaki, T. (1981): Magnetostratigraphy and chronology of the late Neogene to Quaternary deposits in the Tokachi District, Hokkaido. *Rock Mag. Paleogeophys.*, 8, 106-109.

［第Ｘ章図表説明］

Fig. X-1 Map showing Bouguer anomalies and geological structure of the Tokachi region(after Oka, 1986b).

Fig. X-2 Structural study map of the western zone of Oribe Hills.
1. Dip and strike of stratum(the Ikeda Group) 2. Incline of stratum 3. Folding axis 4. Semi-dome and semi-basin structures 5. Fault 6. Height of the base the Kiyosumi Tuff 7. Heigth of the base of Meto Tuff(water well) 8. Height of the base of Meto Tuff(outcrop) 9. Contour of the base of Meto Tuff(contour interval:100meters)

Fig. X-3 Subsurface Geology of the Central Tokachi shown by two east-west sections(after from Oka, 1986b).
Section lines are shown in Fig. X-1 and X-15.

Fig. X-4 Structural map of the Ikeda-Makubetsu area of Tokachi Plain and geological cross section from the Tokachigawa-onsen area to eastern Ikeda.

Fig. X-5 Structural map of the Ashoro-Honbetsu area and geological cross sections.

Fig. X-6 Structural map of the Toyokoro Hills and its vicinity(after Yamagishi et al.,1990).

Fig. X-7 Submarine topography and geologic structure of offshore Tokachi-Kushiro(modified from Sakurai et al.,1973).

Fig. X-8 Gravity maps of the offshore Tokachi-Kushiro(after Honza et al.,1978).

Fig. X-9 Geologic map of the central area and its vicinity of Tokachi Plain (after Oka,1986a).

Fig. X-10 Geologic map and west-east sections of the southern part of Oribe Hills(after Oka,1976a)

Fig. X-11 Generalized columnar section of the southern part of Oribe Hills(after Oka,1976a).

Fig. X-12 Geologic map of the Makubetsu Hills(after Oka,1982).

Fig. X-13 Generalized colmnar section of the Makubetsu Hills(after Oka,1982).

Fig. X-14 Columns of Plio-Pleistocene in the central part of Tokachi Plain. Captions of facies are presented in Fig. X-15.

Fig. X-15 Locality maps concerned with researched routes and point in Fig. X-14.

Fig. X-16 Sedimentary cycle of the Chiyoda,Osarushinaigawa , Tokachigaoka and

Satsunai Formations.

Fig. X-17 Locality map of hot water wells and geological cross sections(Fig. X-19,20) in the central area of Tokachi Plain.

Fig. X-18 Drilling columns of representative hot water wells in the central area of Tokachi Plain.

Fig. X-19 Detailed cross section, A-A′ from Memuro to Makubetsu.

Fig. X-20 Detailed cross section, B-B′ from southern Obihiro to northern Otofuke.

Fig. X-21 Geologic map and cross sections of the Toyokoro hills and its vicinity (after oka, 1979).

Fig. X-22 Generalized columnar section of the Toyokoro Hills and its vicinity (after Yamagishi et al., 1990).

Fig. X-23 The shift of sedimentary area from the Tokachi Tectonic Basin to the Western Tokachi Tectonic Basin (Quaternary).
[Sedimentary area] 1:Otofuke Formation of Ikeda Group 2:Satsunai Formation of Ikeda G. 3:Chiyoda, Osarushinaigawa and Tokachigaoka Formations of Ikeda G. 4:Honbetsu or Nukanai Formation 5:Subsidence center of the Western Tokachi Tectonic Basin
5:Administerial boundary of sub-prefecture

Fig. X-24 Pliocene to Quaternary tectonic pattern, the Tokachi region (after Oka, 1986a).
Open arrow indicates the direction of shifting of the Outer Kurile Arc.

Fig. X-25 Structure contour map of the base of Meto Tuff Member(MeT, about 0.9Ma in age).
This fig. is after Oka(1986a).

Fig. X-26 Paleogeography of the Tokachi region in 0.8～0.7Ma(showing the last

aggression of the Western Tokachi Tectonic Basin).
This fig. is after Oka(1986a).

TableX-1 Stratigraphical divisions of Plio-Pleistocene in the Tokachi Plain.

TableX-2 List of Hot water wells(drilling depth is longer than 800meters) with drilling records.

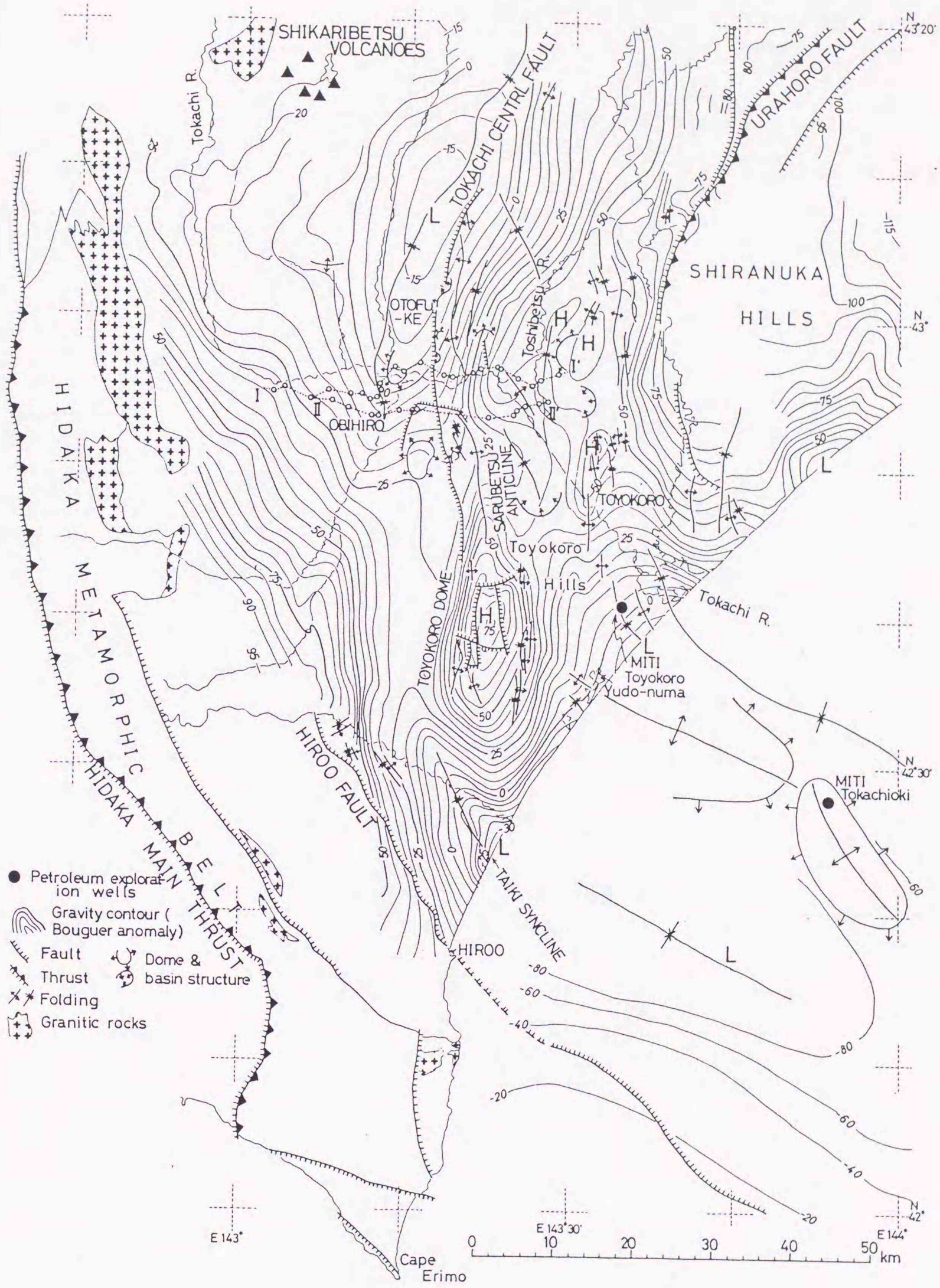



Fig. X-1

Map showing Bouguer anomalies and geological structure of the Tokachi region(after Oka,1986b).

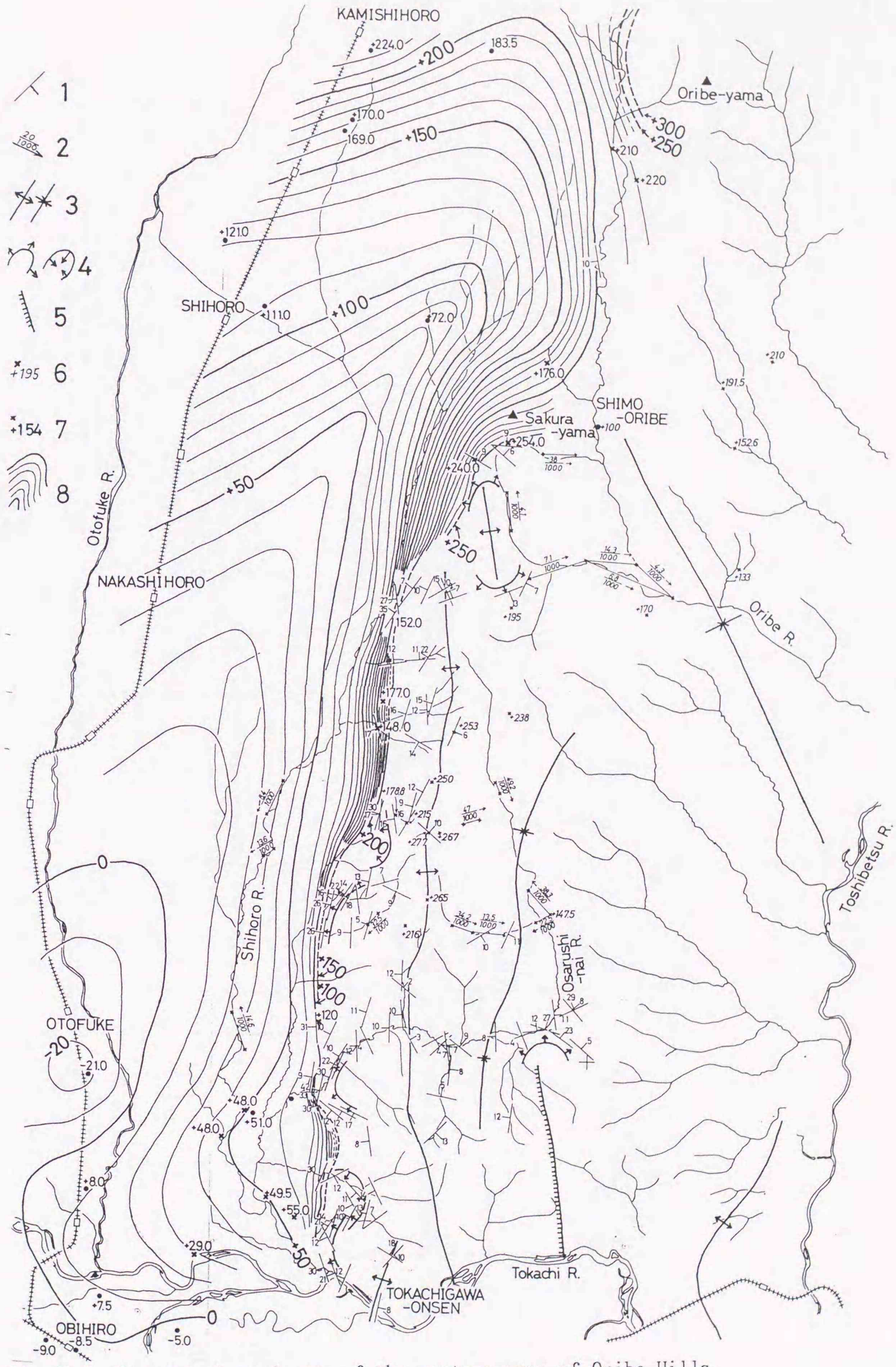



Fig. X-2 Structural study map of the western zone of Oribe Hills.

1. Dip and strike of stratum(the Ikeda Group) 2. Incline of stratum
3. Folding axis 4. Semi-dome and semi-basin structures 5. Fault
6. Height of the base the Kiyosumi Tuff 7. Heigth of the base of Meto Tuff(water well) 8. Height of the base of Meto Tuff(outcrop) 9. Contour of the base of Meto Tuff(contour interval:100meters)

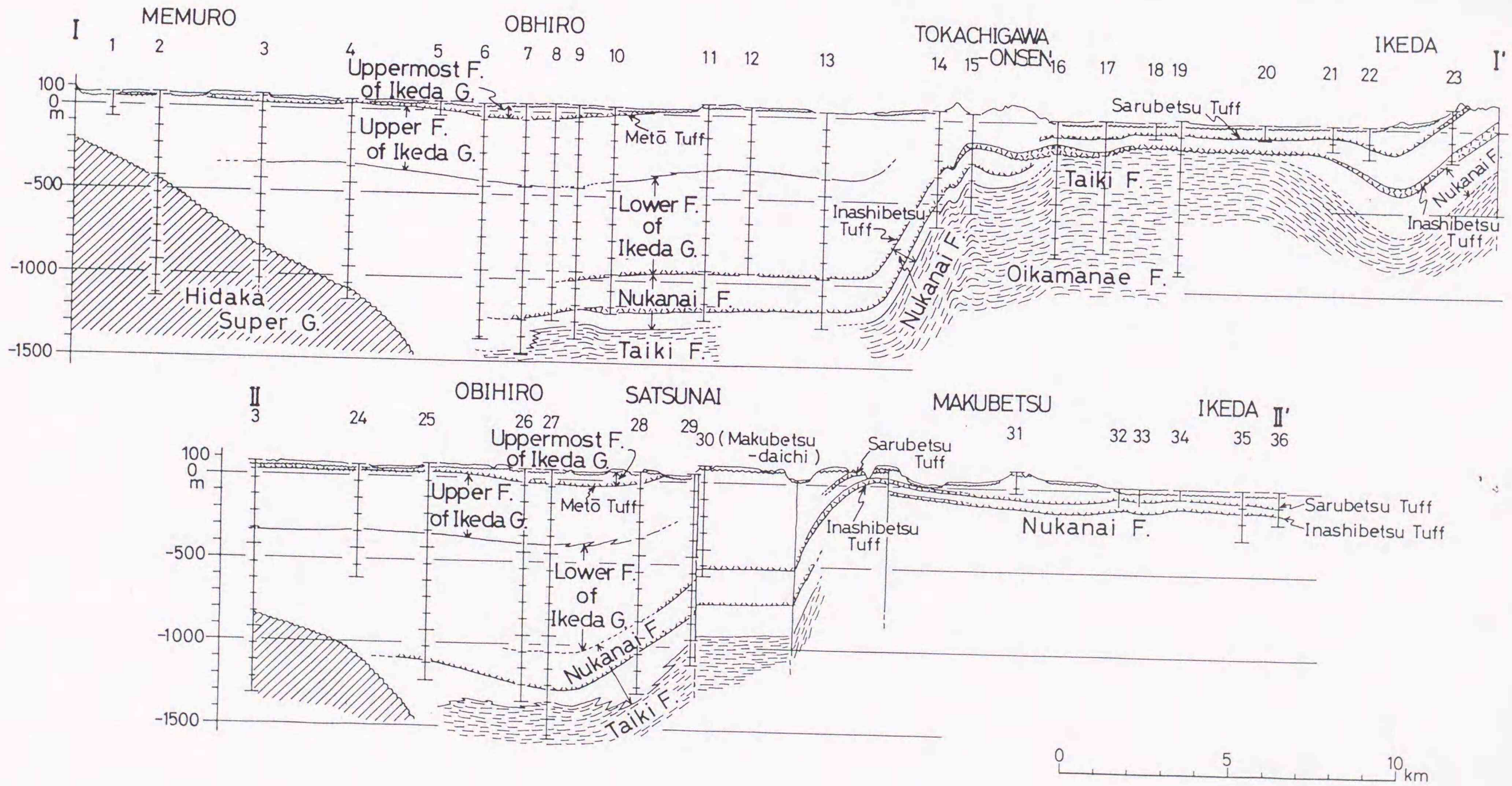
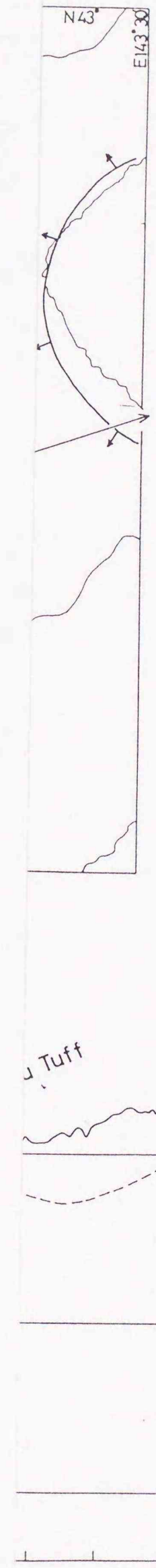
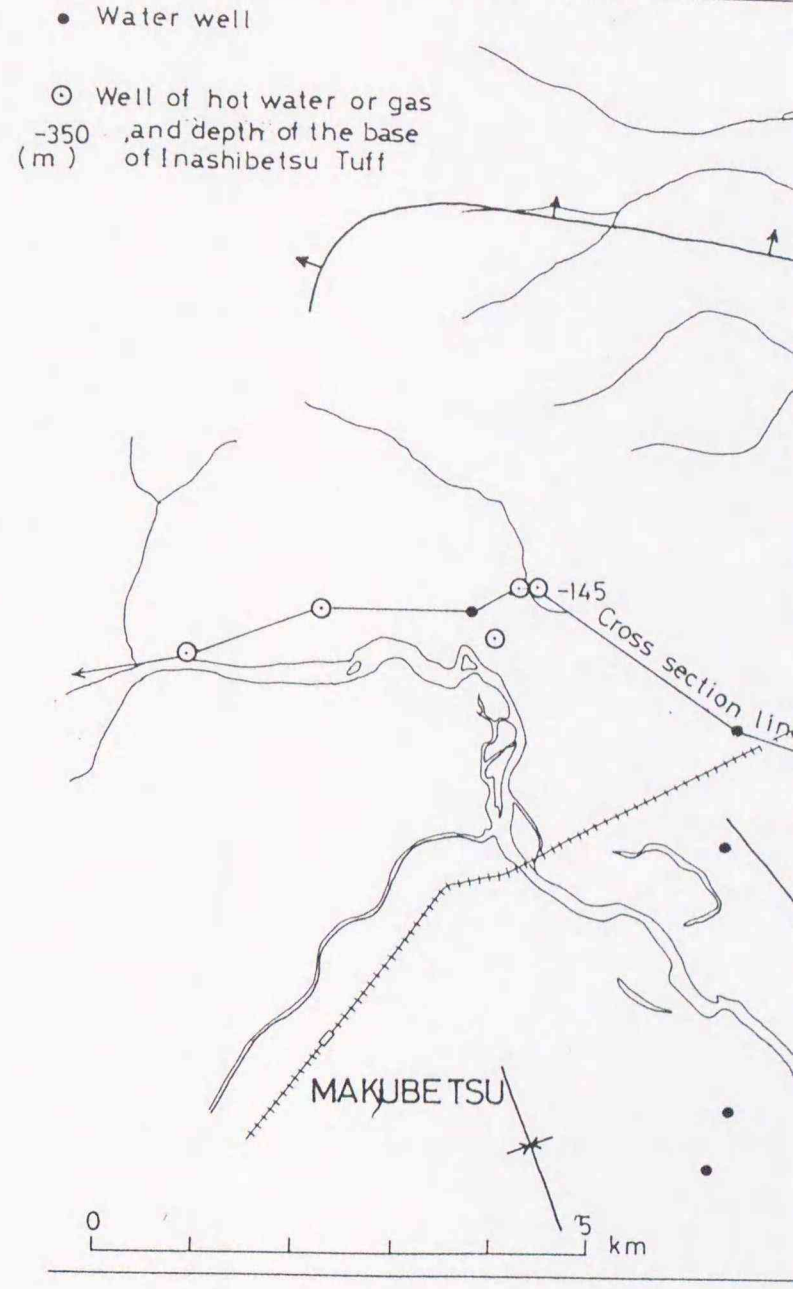



Fig. X-3 Subsurface Geology of the Central Tokachi shown by two east-west sections (after from Oka, 1986b).
Section lines are shown in Fig. X-1 and X-14.

Well name 1: Tekiseika-Kansoku No. 2 2: Kuroda-noki 3: Memuro-onsen 4: Obihiro-nishi Hospital 5: Goshima 6: Shirakaba-yu 7: Midorigaoka-sauna 8: Taiki-kensetsu 9: Fukui Hotel 10: Hilton Hotel 11: Marumigaoka-onsen 12: Chikatai 13: Kino A-coop. 14: Tokachigaoka Cycling Terminal 15: Hasegawa 16: Chiyoda Park Hotel 17: Villa-Chiyoda 18: Tada 19: Chiyoda-onsen (Tokachi Rl) 20: Itou 21: OK Farm 22: Fuji-seishi 23: Makiba-no-ie 24: Taisei Kindergarten 25: Jiyugaoka 26: Himawari Kindergarten 27: Kimi-no-yu 28: Tamura-kensetsu 29: Makubetsu-onsen 2 30: Makubetsu-onsen 1 31: Shinsosui (Shinkawa-chiku) 32: Hirai 33: Ujiie 34: Mino 35: Gourika-demppun 36: Ikeda-cho-shoukyakujo




F



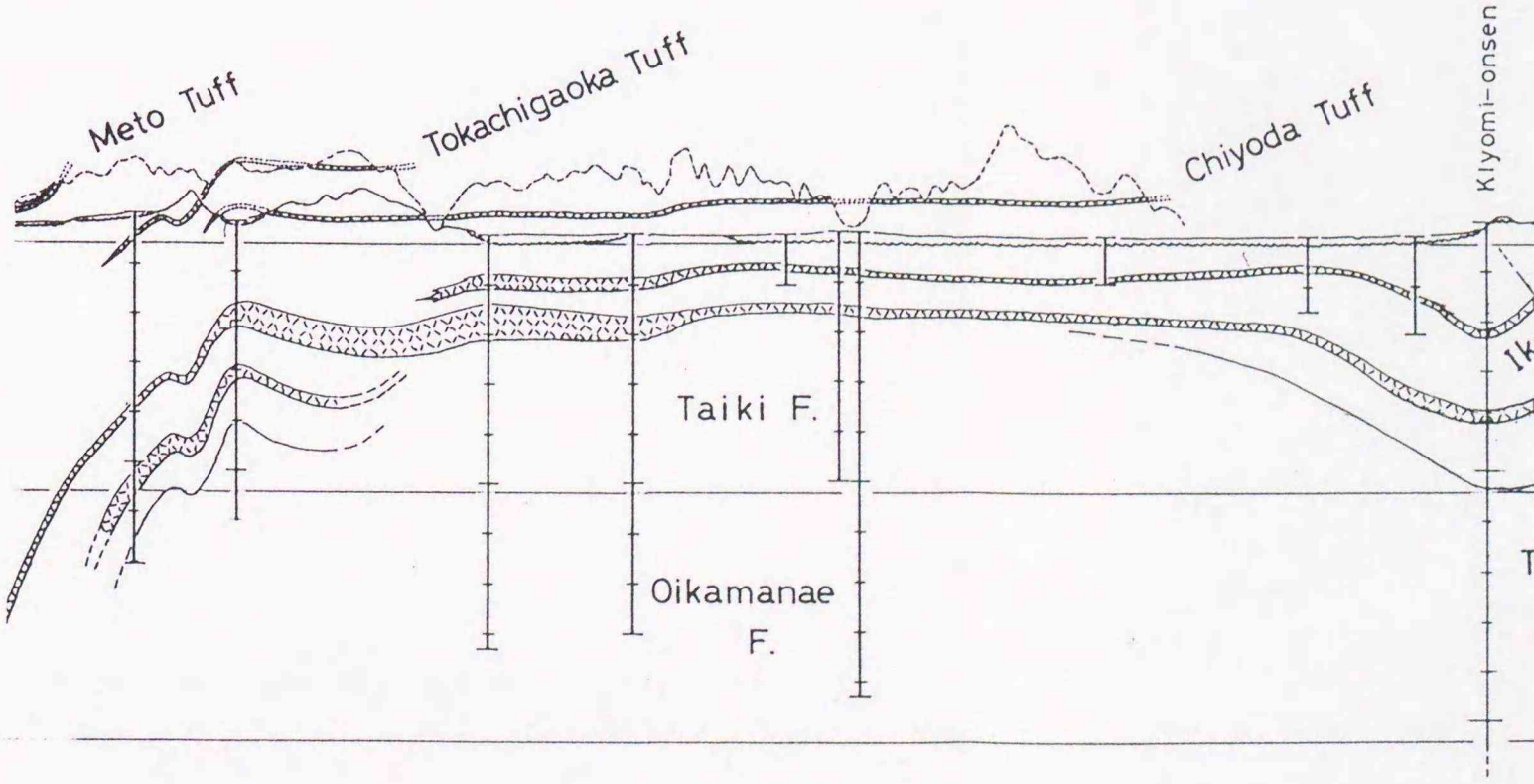
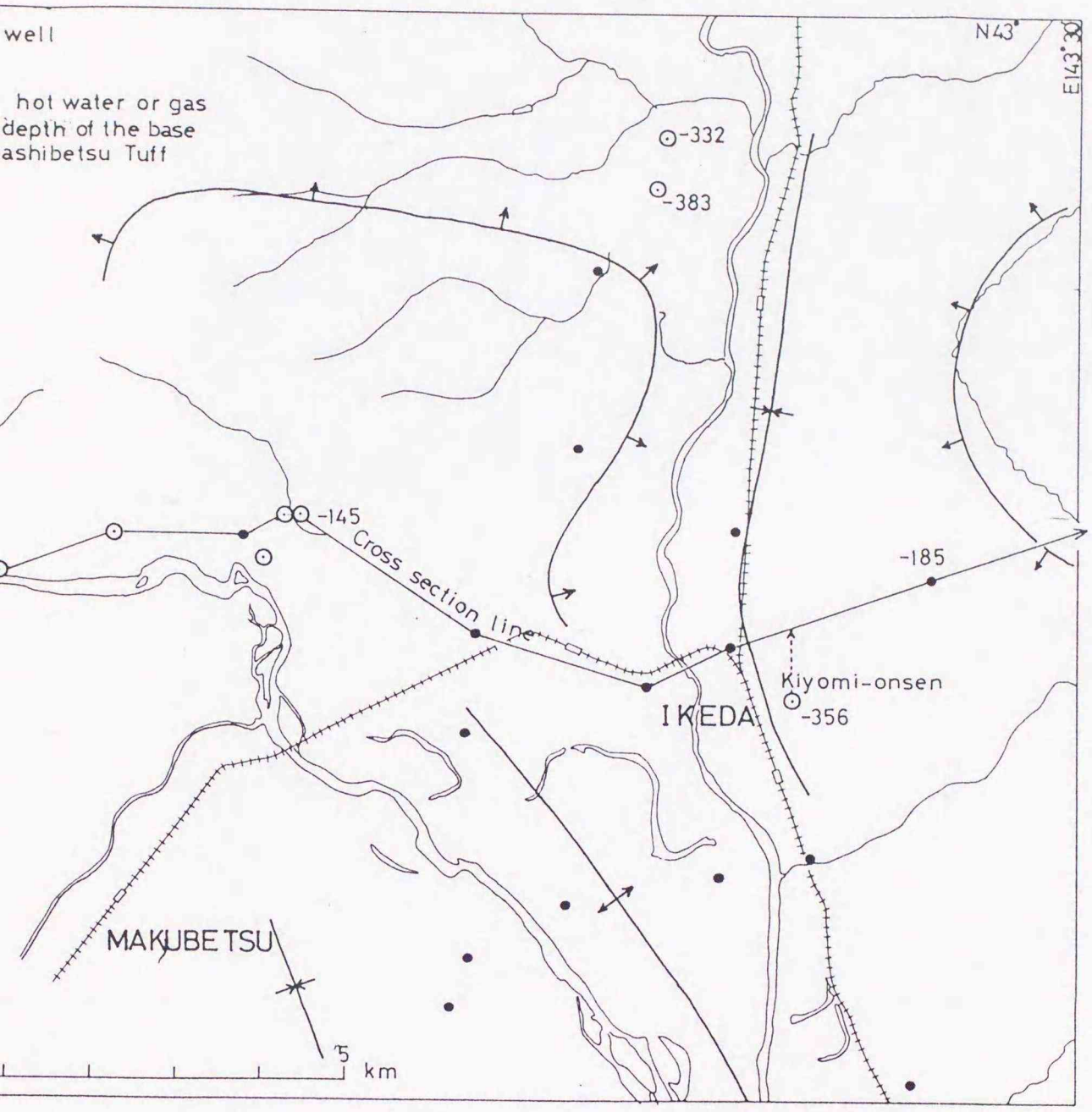
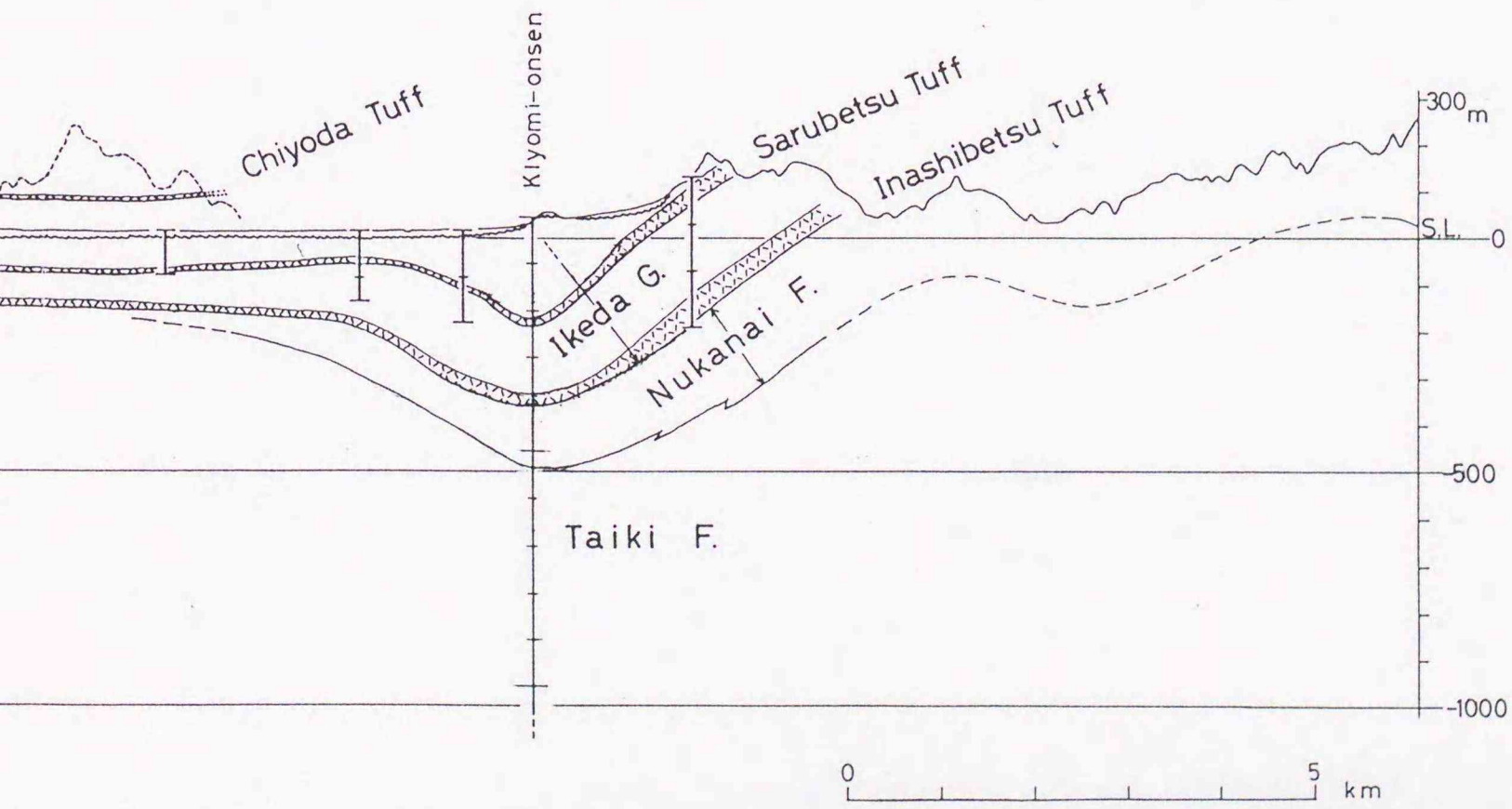



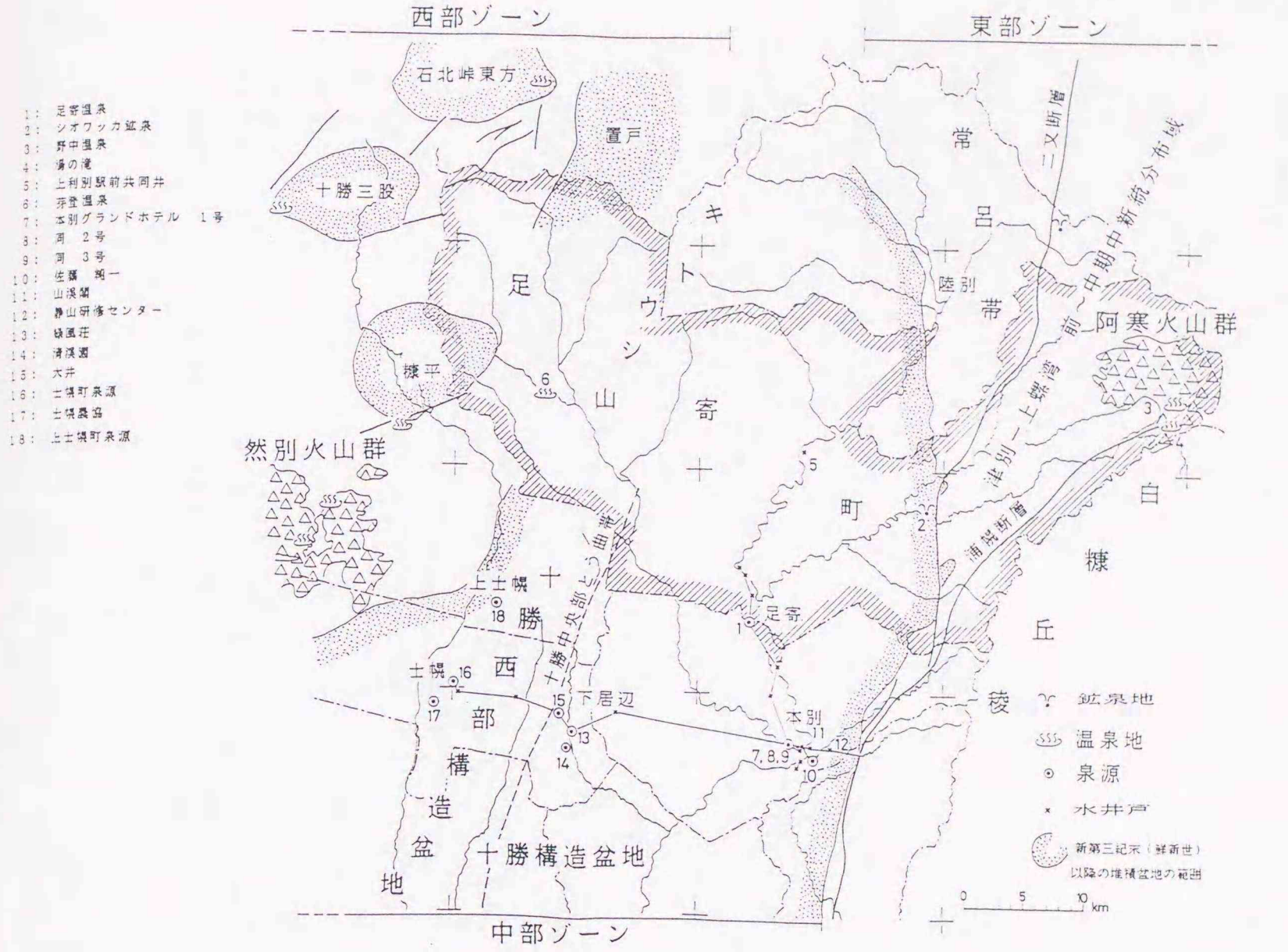

Fig. X-4 Structural map of the Ikeda-Makubetsu area of Tokachi Plain geological cross section from the Tokachigawa-onsen area to ea Ikeda.

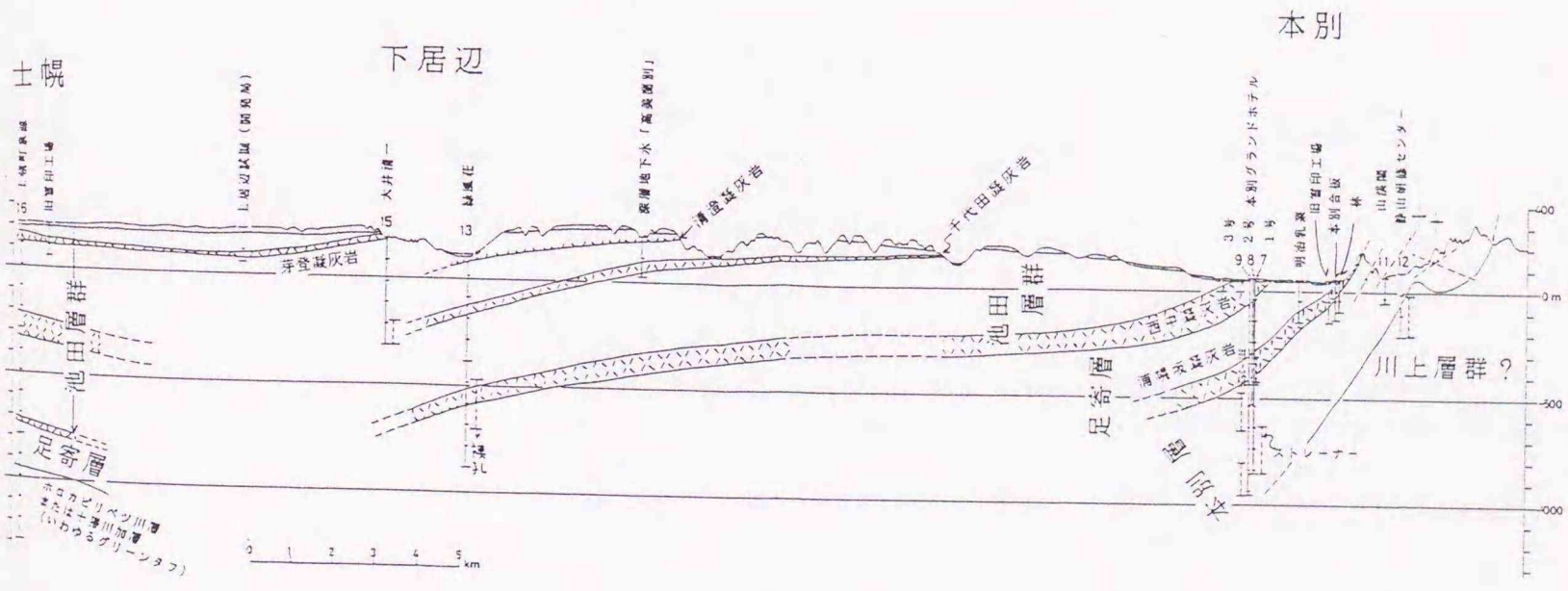



su area of Tokachi Plain and

okachigawa-onsen area to eastern



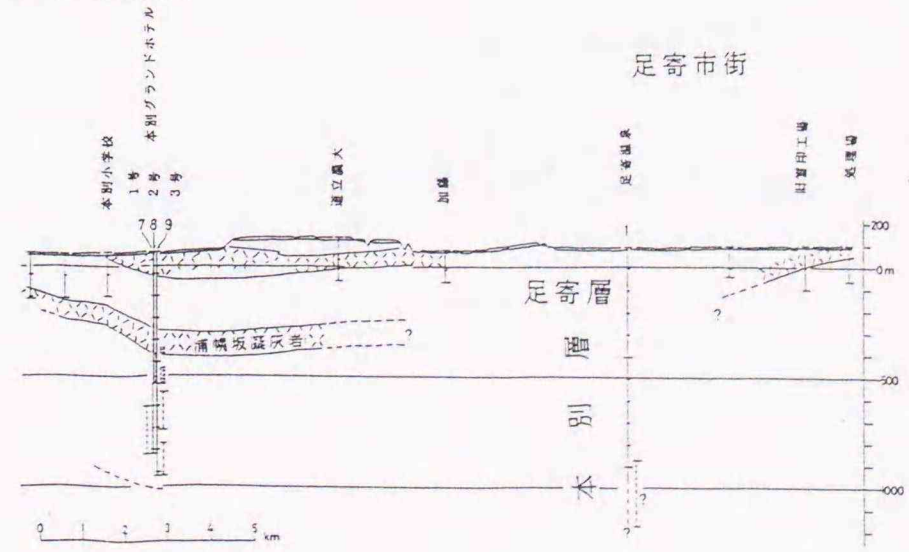




Fig. X-5 Structural map of the Ashoro-Honbetsu area and geological cross sections.

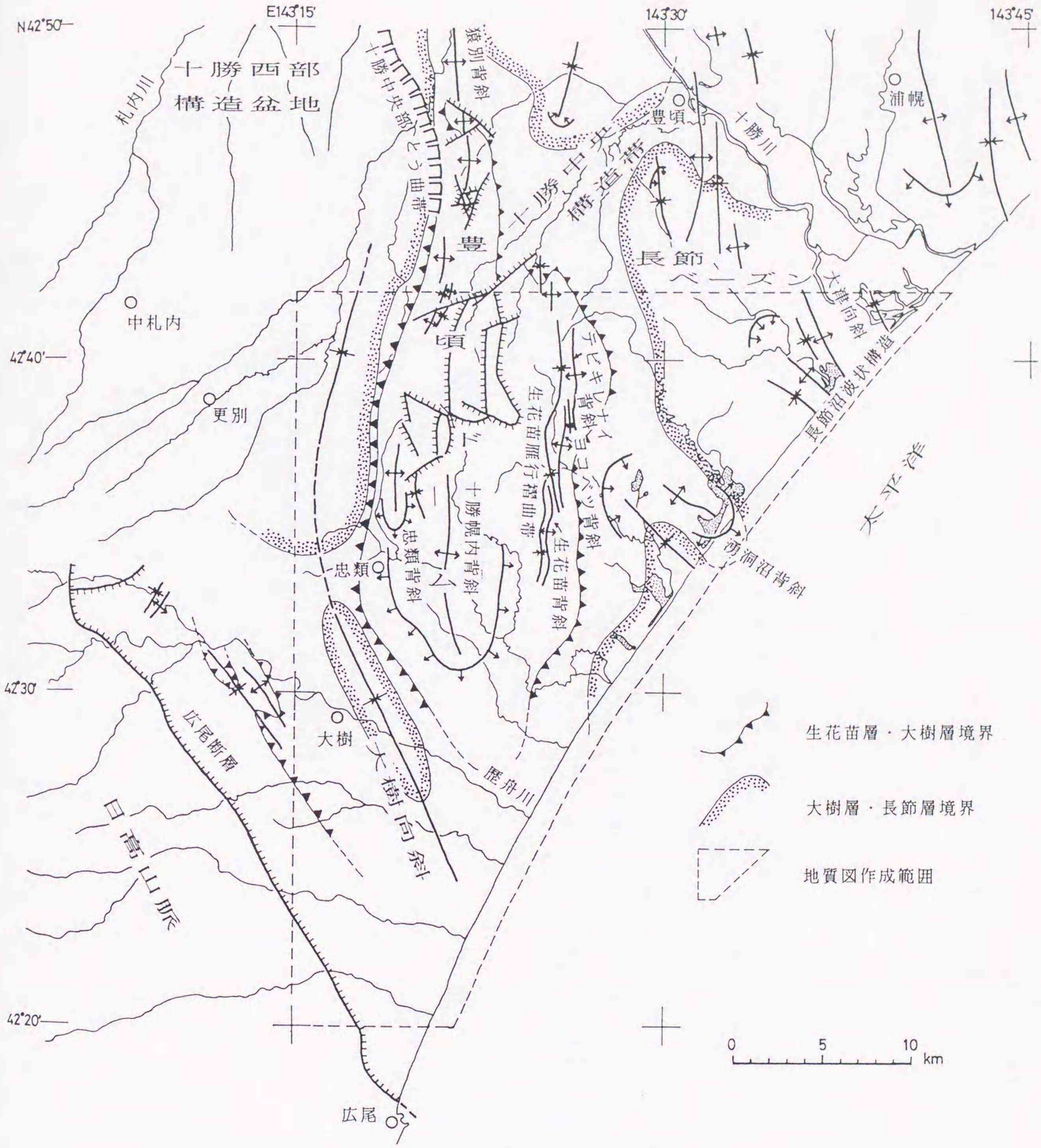



Fig. X-6 Structural map of the Toyokoro Hills and its vicinity(after Yamagishi et al.,1990).

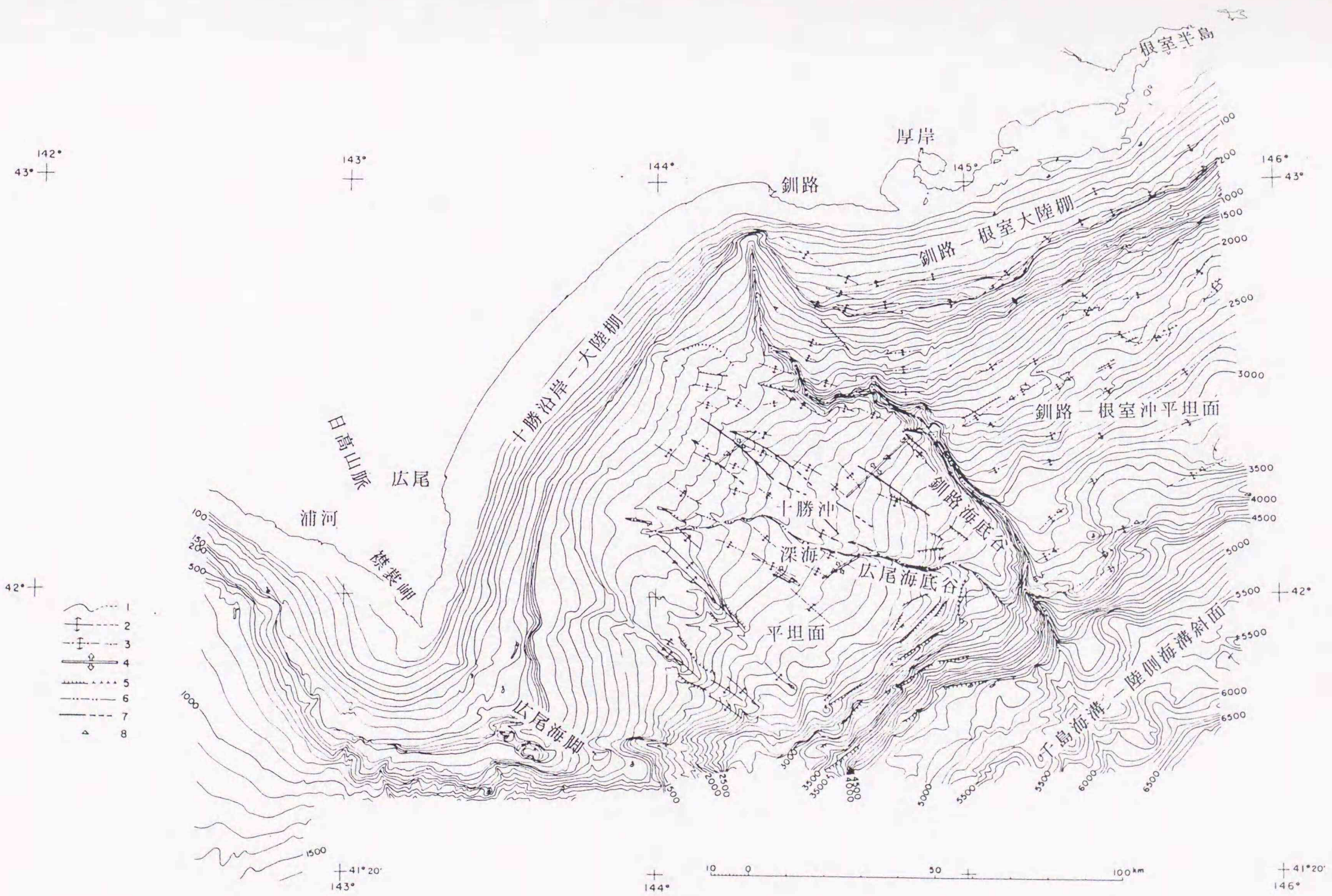
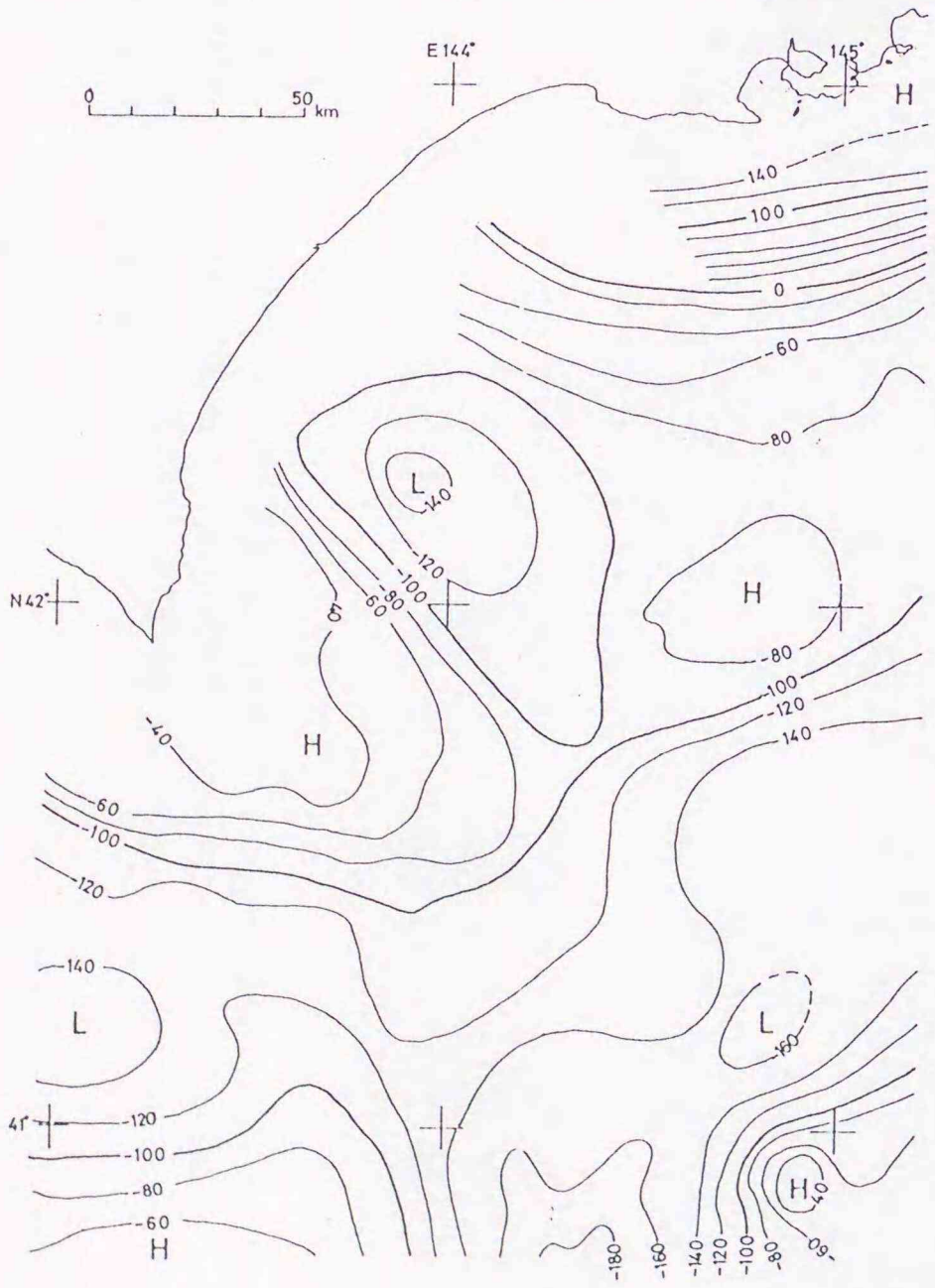



Fig. X-7 Submarine topography and geologic structure of offshore Tokachi-Kushiro(modified from Sakurai et al.,1973).

1. 海底の等深線(m)
2. 下部Ｅｋ層の背斜構造
3. Ｄｋ層の背斜構造
4. 規模の大きな背斜構造
5. 断層
6. 海底谷
7. チャンネル
8. 地形的上昇をともなう背斜構造

この海域の層序は音響的層相や構造的特徴から、下位よりAk・Bk・Ck・Dk・Ek の各層に区分できる。

Free Air Gravity Anomalies (mgal)




Bouguer Gravity Anomalies (mgal)

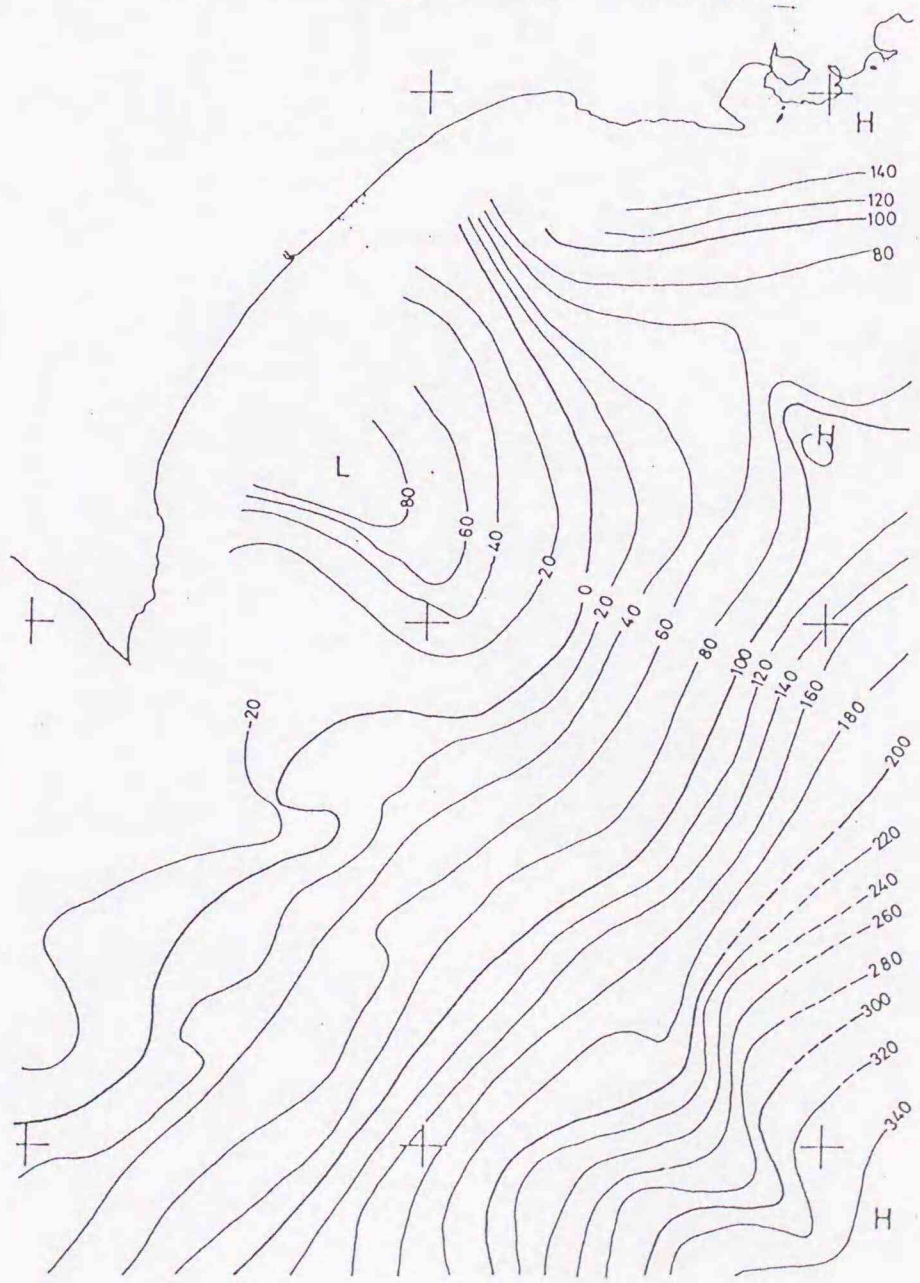
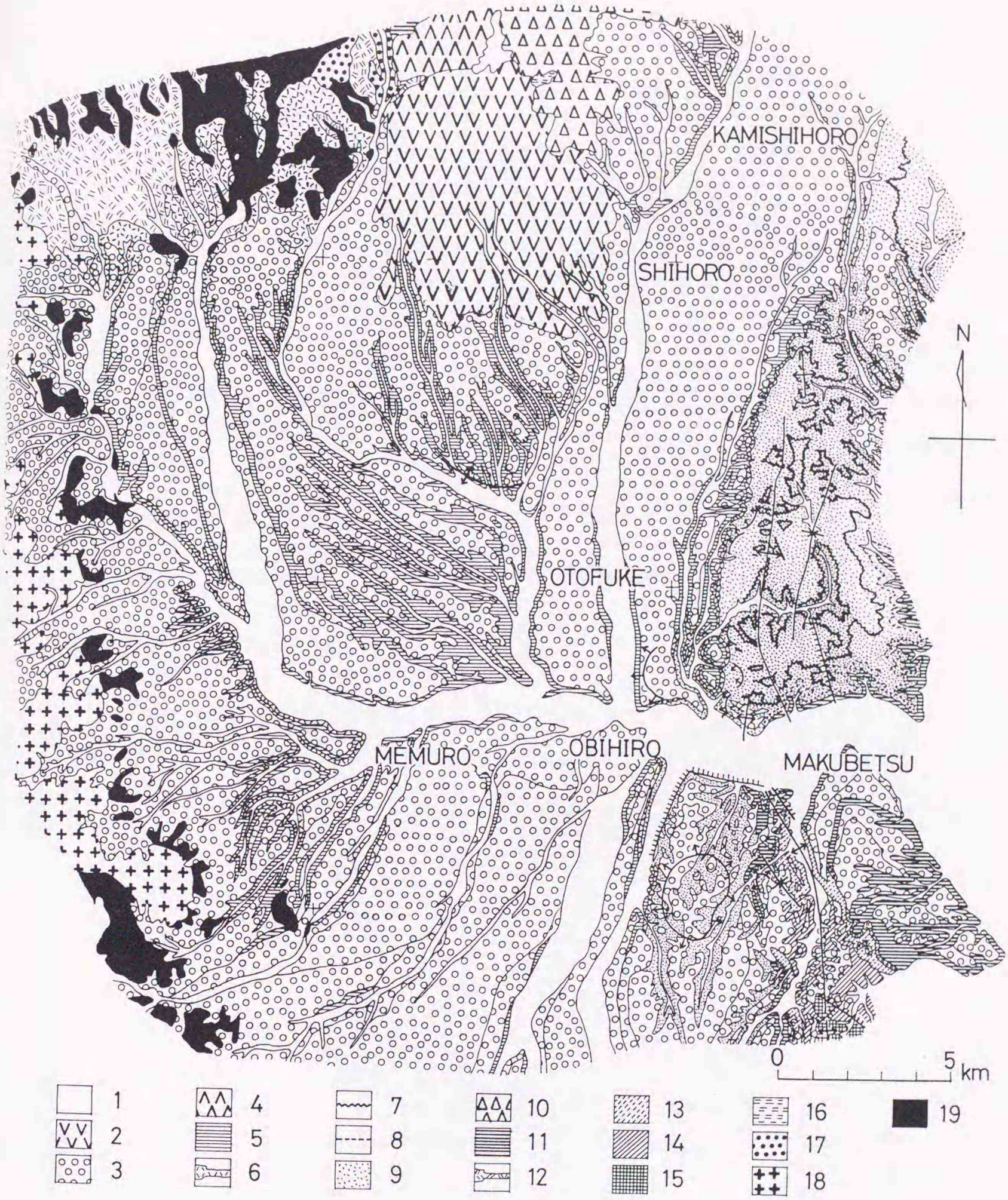



Fig. X-8 Gravity maps of the offshore Tokachi-Kushiro(after Honza et al., 1978).




1：完新統，2：段丘堆積物，3：池田層群最上部（音更累層），4：芽登凝灰岩層および屈足熔結凝灰岩層，5：十勝ヶ丘凝灰質砂層および清澄凝灰岩層，6：千代田凝灰岩層，7：池田層群上部，8：池田層群下部，9：稲士別凝灰岩層，10：糠内層，11：大樹層，12：生花苗層，13：花崗岩類（基盤岩），14：日高累層群（　〃　）

Fig. X-9 Geologic map of the central area and its vicinity of Tokachi Plain (after Oka, 1986a).

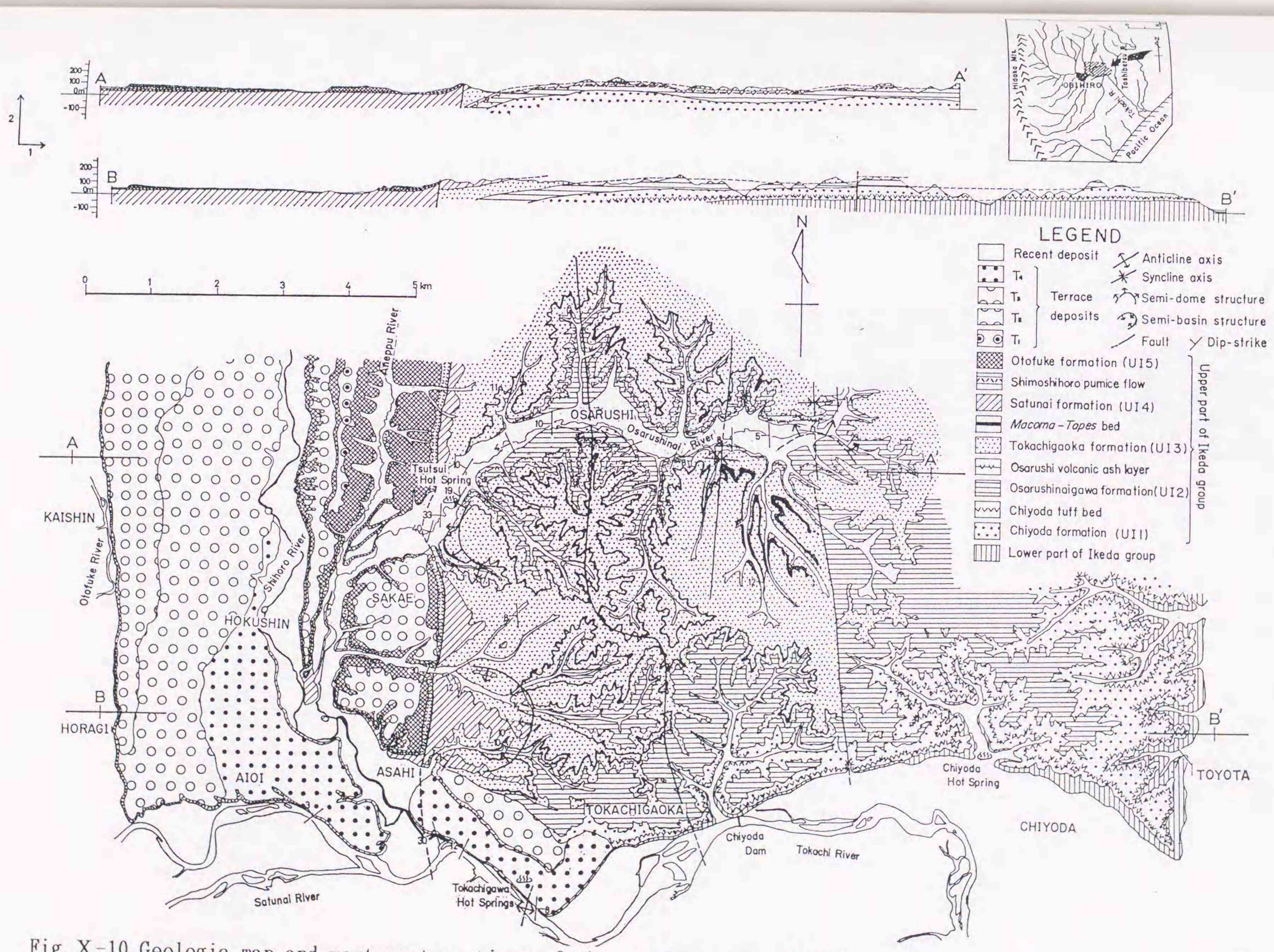



Fig. X-10 Geologic map and west-east sections of the southern part of Oribe Hills(after Oka, 1976a)

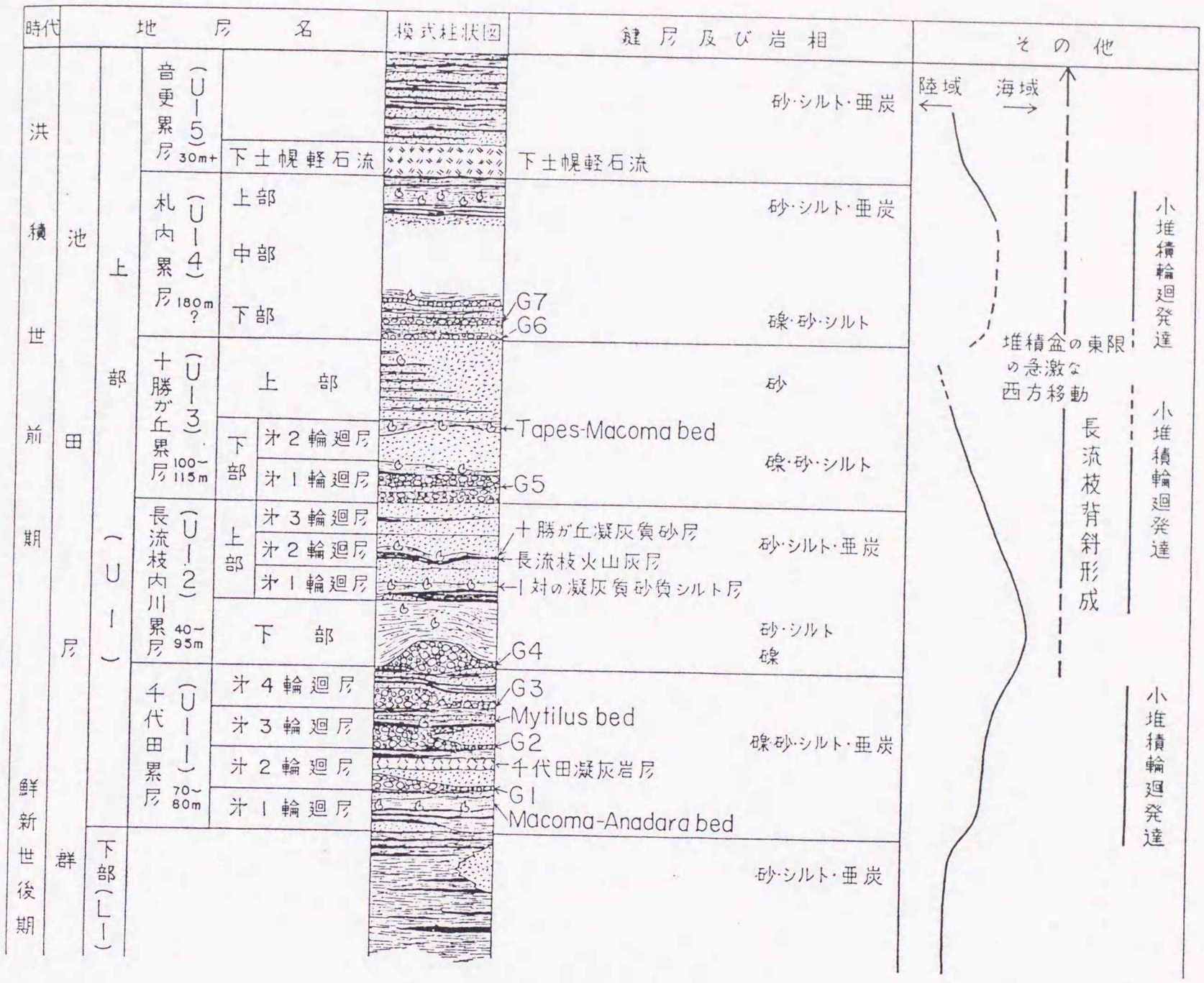



Fig. X-11 Generalized columnar section of the southern part of Oribe Hills(after Oka, 1976a).

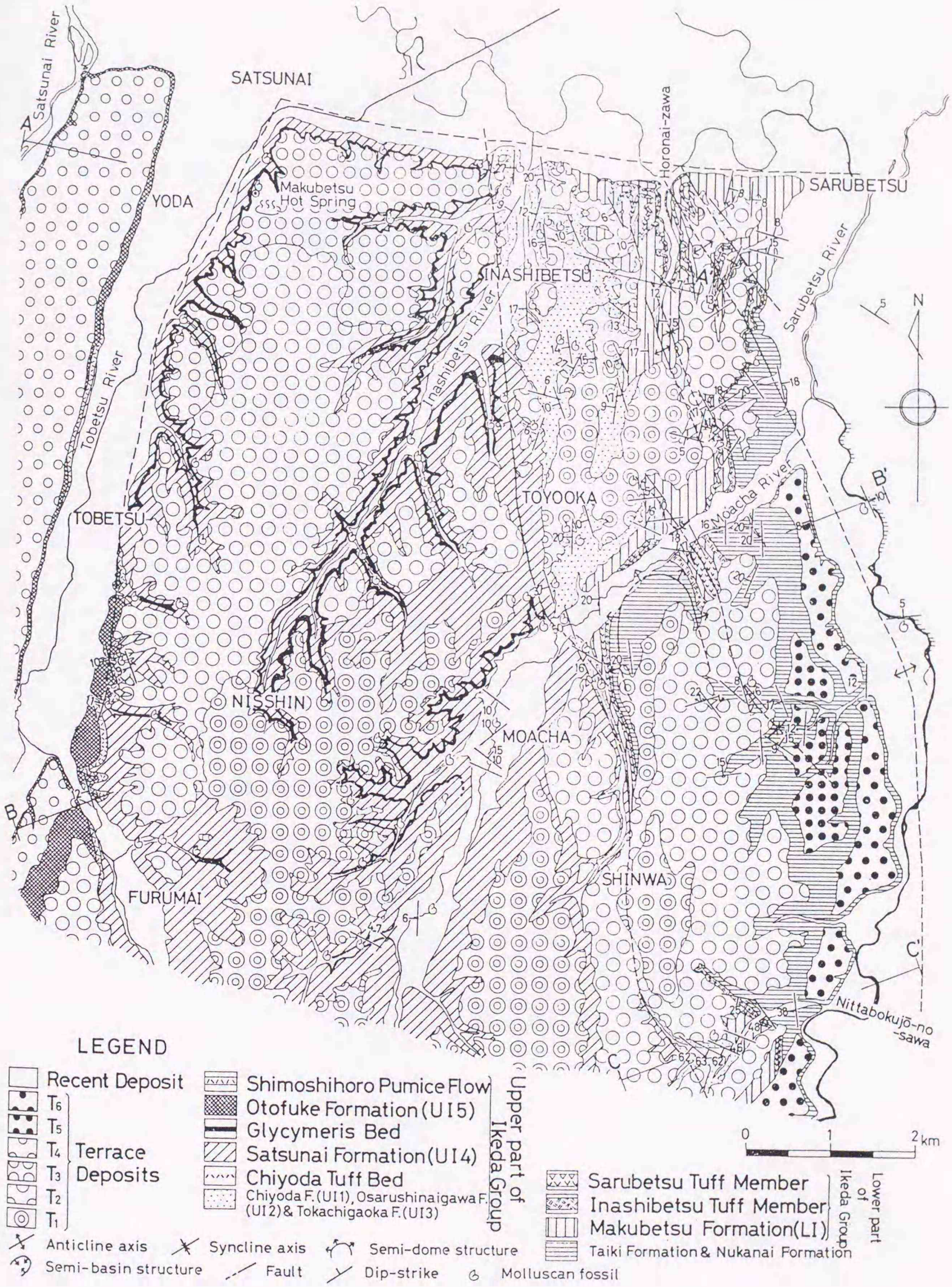
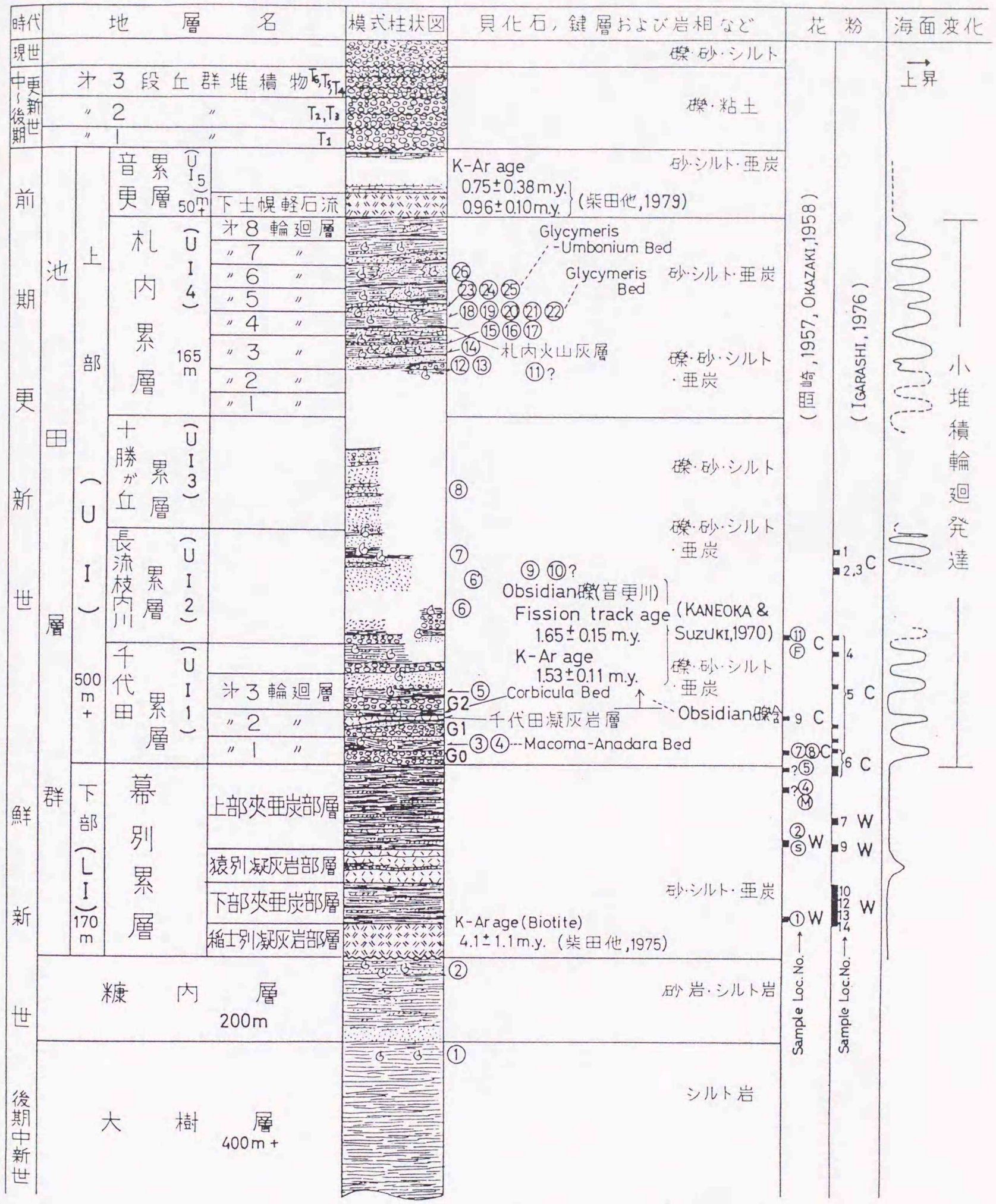



Fig. X-12 Geologic map of the Makubetsu Hills(after Oka, 1982).




第2図　層序　①～㉖は貝化石採集地点の番号.

Fig. X-13 Generalized colmnar section of the Makubetsu Hills(after Oka,1982).

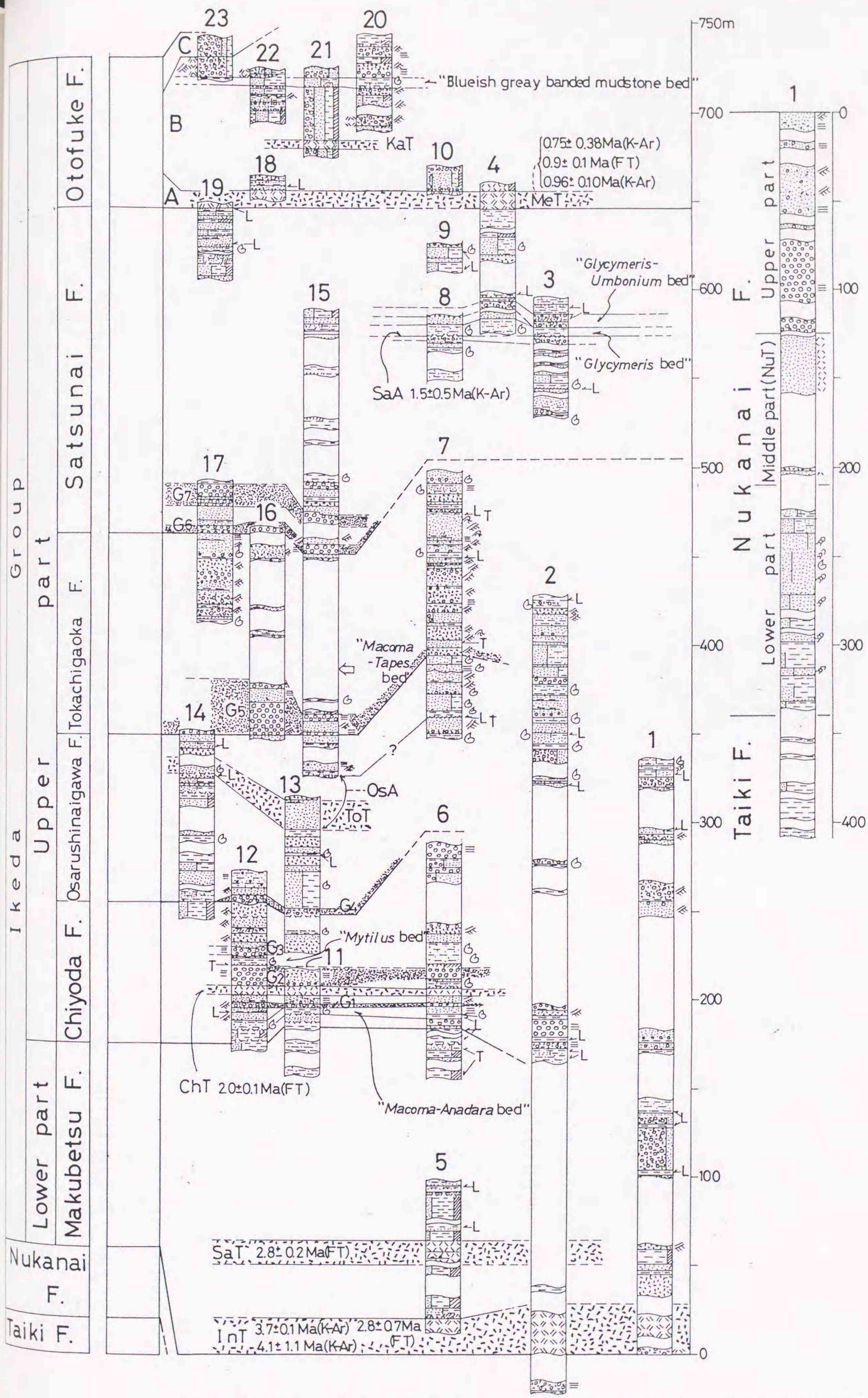
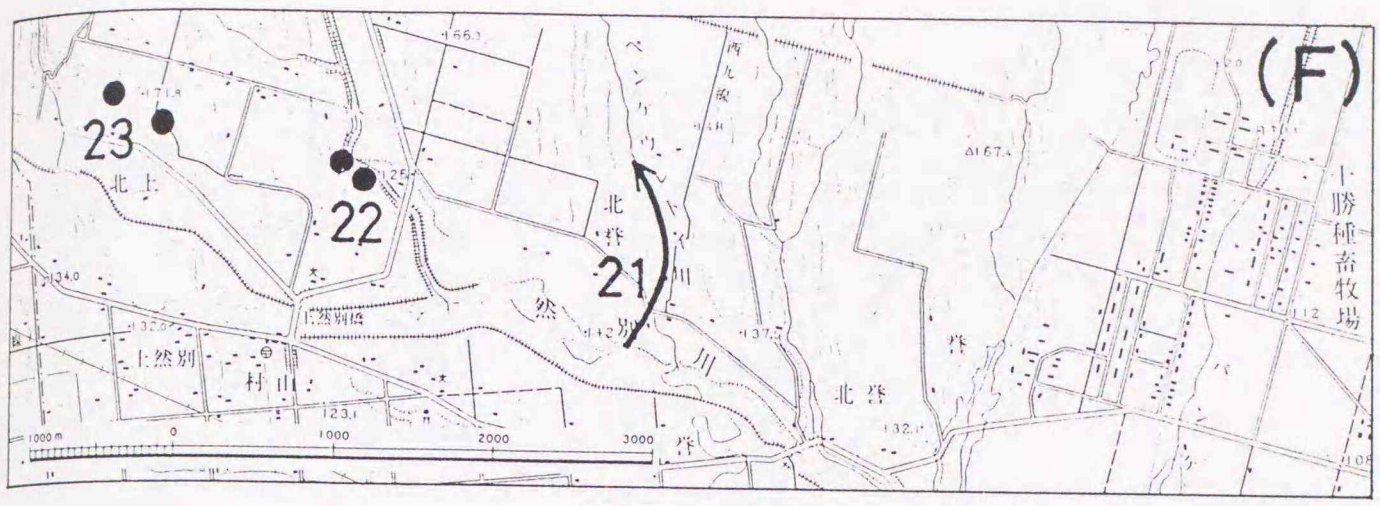
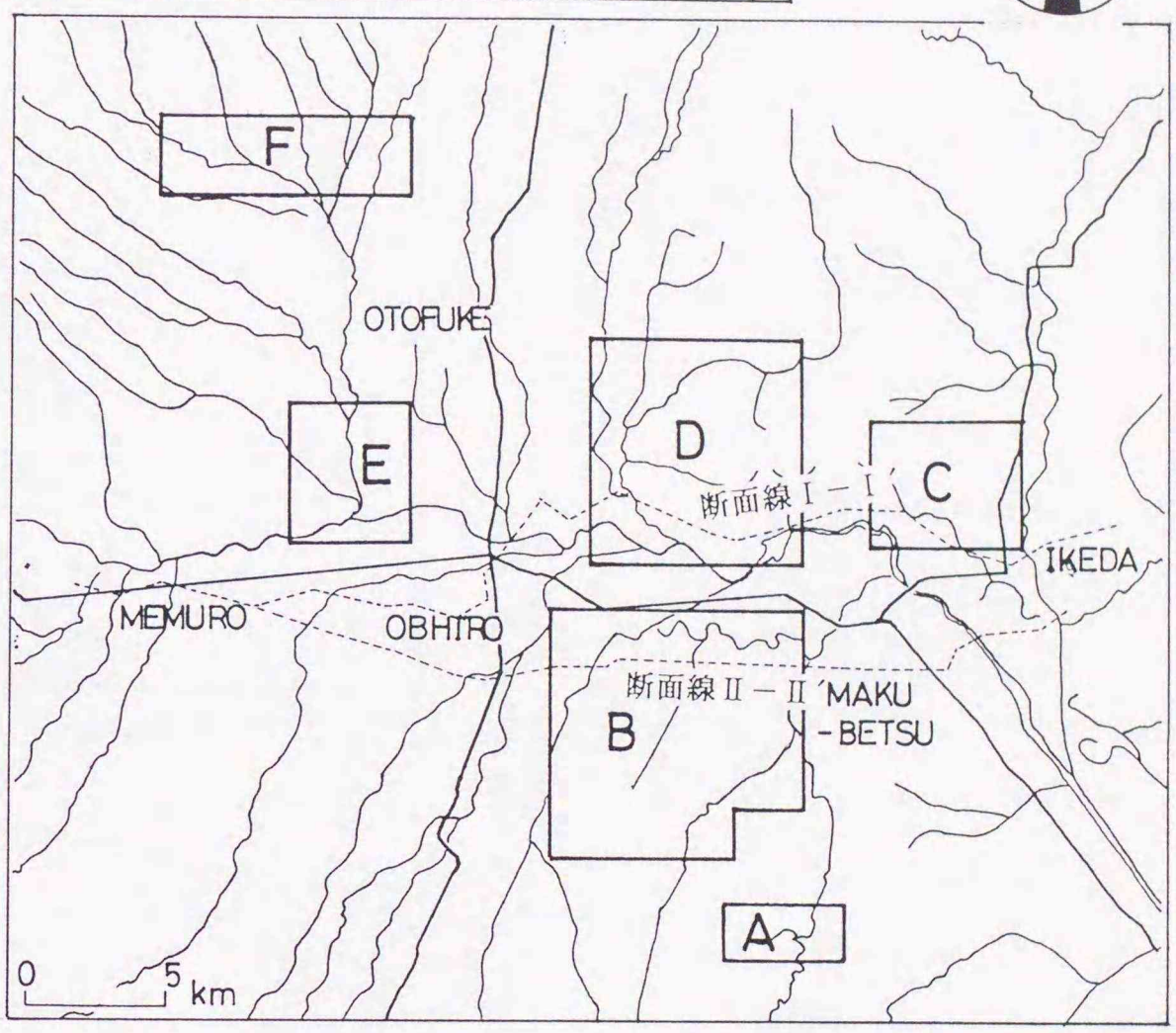



Fig. X-14 Columns of Plio-Pleistocene in the central part of Tokachi Plain.
Captions of facies are presented in Fig. X-13.



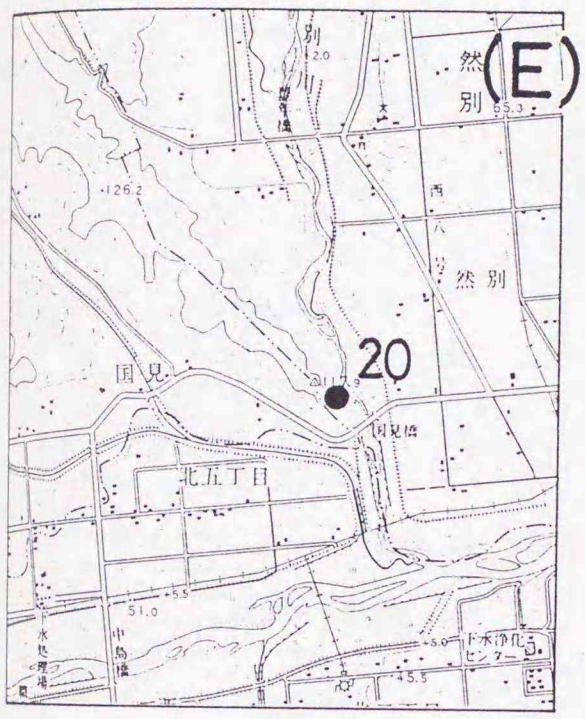
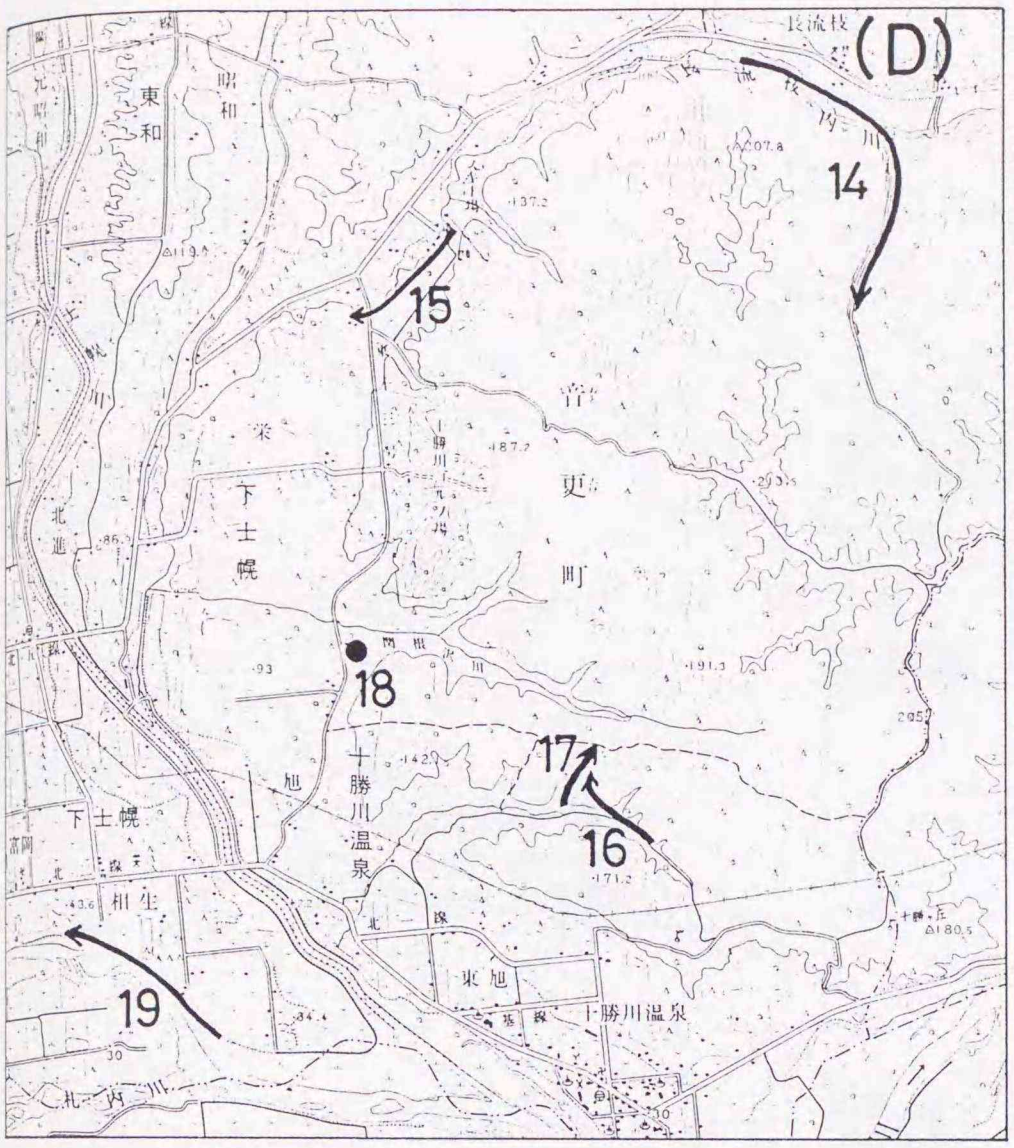
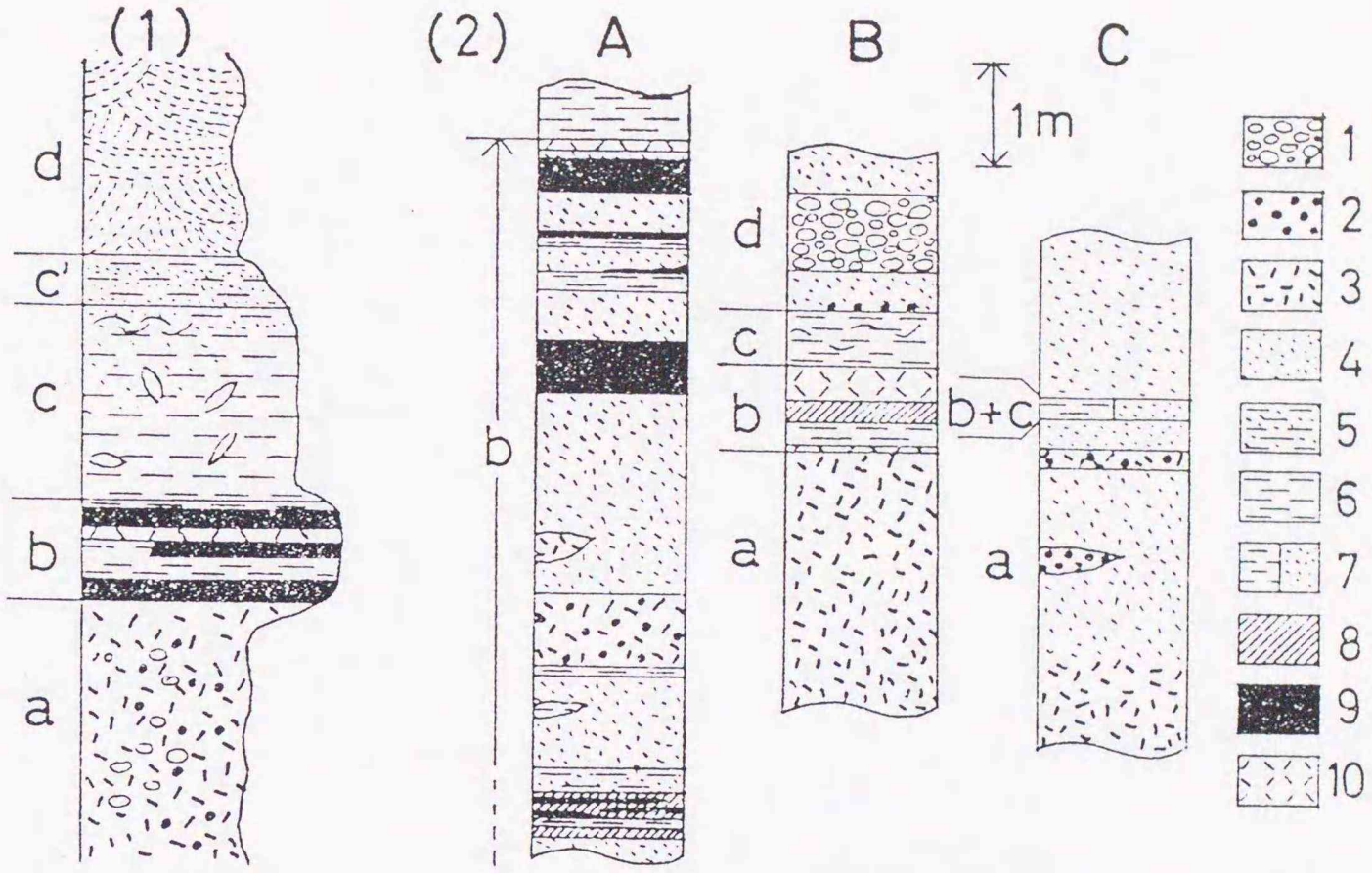




Fig. X-15

Locality maps concerned with researched routes and point in Fig. X-14.


(D)
長流枝
流枝川
14
15
16
17
18
19
東和
昭和
下士幌
栄
音更町
十勝川
旭
十勝川温泉
東旭
相生
下士幌
富岡
北進
北一線
北二線
北三線
北四線
北五線
北六線
北七線
北八線
北九線
北十線
北十一線
北十二線
北十三線
北十四線
北十五線
北十六線
北十七線
北十八線
北十九線
北二十線
北二十一線
北二十二線
北二十三線
北二十四線
北二十五線
北二十六線
北二十七線
北二十八線
北二十九線
北三十線
北三十一線
北三十二線
北三十三線
北三十四線
北三十五線
北三十六線
北三十七線
北三十八線
北三十九線
北四十線
北四十一線
北四十二線
北四十三線
北四十四線
北四十五線
北四十六線
北四十七線
北四十八線
北四十九線
北五十線
北五十一線
北五十二線
北五十三線
北五十四線
北五十五線
北五十六線
北五十七線
北五十八線
北五十九線
北六十線
北六十一線
北六十二線
北六十三線
北六十四線
北六十五線
北六十六線
北六十七線
北六十八線
北六十九線
北七十線
北七十一線
北七十二線
北七十三線
北七十四線
北七十五線
北七十六線
北七十七線
北七十八線
北七十九線
北八十線
北八十一線
北八十二線
北八十三線
北八十四線
北八十五線
北八十六線
北八十七線
北八十八線
北八十九線
北九十線
北九十一線
北九十二線
北九十三線
北九十四線
北九十五線
北九十六線
北九十七線
北九十八線
北九十九線
北百線
北百一線
北百二線
北百三線
北百四線
北百五線
北百六線
北百七線
北百八線
北百九線
北百十線
北百十一線
北百十二線
北百十三線
北百十四線
北百十五線
北百十六線
北百十七線
北百十八線
北百十九線
北百二十線
北百二十一線
北百二十二線
北百二十三線
北百二十四線
北百二十五線
北百二十六線
北百二十七線
北百二十八線
北百二十九線
北百三十線
北百三十一線
北百三十二線
北百三十三線
北百三十四線
北百三十五線
北百三十六線
北百三十七線
北百三十八線
北百三十九線
北百四十線
北百四十一線
北百四十二線
北百四十三線
北百四十四線
北百四十五線
北百四十六線
北百四十七線
北百四十八線
北百四十九線
北百五十線
北百五十一線
北百五十二線
北百五十三線
北百五十四線
北百五十五線
北百五十六線
北百五十七線
北百五十八線
北百五十九線
北百六十線
北百六十一線
北百六十二線
北百六十三線
北百六十四線
北百六十五線
北百六十六線
北百六十七線
北百六十八線
北百六十九線
北百七十線
北百七十一線
北百七十二線
北百七十三線
北百七十四線
北百七十五線
北百七十六線
北百七十七線
北百七十八線
北百七十九線
北百八十線
北百八十一線
北百八十二線
北百八十三線
北百八十四線
北百八十五線
北百八十六線
北百八十七線
北百八十八線
北百八十九線
北百九十線
北百九十一線
北百九十二線
北百九十三線
北百九十四線
北百九十五線
北百九十六線
北百九十七線
北百九十八線
北百九十九線
北二百線
北二百一線
北二百二線
北二百三線
北二百四線
北二百五線
北二百六線
北二百七線
北二百八線
北二百九線
北二百十線
北二百十一線
北二百十二線
北二百十三線
北二百十四線
北二百十五線
北二百十六線
北二百十七線
北二百十八線
北二百十九線
北二百二十線
北二百二十一線
北二百二十二線
北二百二十三線
北二百二十四線
北二百二十五線
北二百二十六線
北二百二十七線
北二百二十八線
北二百二十九線
北二百三十線
北二百三十一線
北二百三十二線
北二百三十三線
北二百三十四線
北二百三十五線
北二百三十六線
北二百三十七線
北二百三十八線
北二百三十九線
北二百四十線
北二百四十一線
北二百四十二線
北二百四十三線
北二百四十四線
北二百四十五線
北二百四十六線
北二百四十七線
北二百四十八線
北二百四十九線
北二百五十線
北二百五十一線
北二百五十二線
北二百五十三線
北二百五十四線
北二百五十五線
北二百五十六線
北二百五十七線
北二百五十八線
北二百五十九線
北二百六十線
北二百六十一線
北二百六十二線
北二百六十三線
北二百六十四線
北二百六十五線
北二百六十六線
北二百六十七線
北二百六十八線
北二百六十九線
北二百七十線
北二百七十一線
北二百七十二線
北二百七十三線
北二百七十四線
北二百七十五線
北二百七十六線
北二百七十七線
北二百七十八線
北二百七十九線
北二百八十線
北二百八十一線
北二百八十二線
北二百八十三線
北二百八十四線
北二百八十五線
北二百八十六線
北二百八十七線
北二百八十八線
北二百八十九線
北二百九十線
北二百九十一線
北二百九十二線
北二百九十三線
北二百九十四線
北二百九十五線
北二百九十六線
北二百九十七線
北二百九十八線
北二百九十九線
北三百線
北三百一線
北三百二線
北三百三線
北三百四線
北三百五線
北三百六線
北三百七線
北三百八線
北三百九線
北三百十線
北三百十一線
北三百十二線
北三百十三線
北三百十四線
北三百十五線
北三百十六線
北三百十七線
北三百十八線
北三百十九線
北三百二十線
北三百二十一線
北三百二十二線
北三百二十三線
北三百二十四線
北三百二十五線
北三百二十六線
北三百二十七線
北三百二十八線
北三百二十九線
北三百三十線
北三百三十一線
北三百三十二線
北三百三十三線
北三百三十四線
北三百三十五線
北三百三十六線
北三百三十七線
北三百三十八線
北三百三十九線
北三百四十線
北三百四十一線
北三百四十二線
北三百四十三線
北三百四十四線
北三百四十五線
北三百四十六線
北三百四十七線
北三百四十八線
北三百四十九線
北三百五十線
北三百五十一線
北三百五十二線
北三百五十三線
北三百五十四線
北三百五十五線
北三百五十六線
北三百五十七線
北三百五十八線
北三百五十九線
北三百六十線
北三百六十一線
北三百六十二線
北三百六十三線
北三百六十四線
北三百六十五線
北三百六十六線
北三百六十七線
北三百六十八線
北三百六十九線
北三百七十線
北三百七十一線
北三百七十二線
北三百七十三線
北三百七十四線
北三百七十五線
北三百七十六線
北三百七十七線
北三百七十八線
北三百七十九線
北三百八十線
北三百八十一線
北三百八十二線
北三百八十三線
北三百八十四線
北三百八十五線
北三百八十六線
北三百八十七線
北三百八十八線
北三百八十九線
北三百九十線
北三百九十一線
北三百九十二線
北三百九十三線
北三百九十四線
北三百九十五線
北三百九十六線
北三百九十七線
北三百九十八線
北三百九十九線
北四百線
北四百一線
北四百二線
北四百三線
北四百四線
北四百五線
北四百六線
北四百七線
北四百八線
北四百九線
北四百十線
北四百十一線
北四百十二線
北四百十三線
北四百十四線
北四百十五線
北四百十六線
北四百十七線
北四百十八線
北四百十九線
北四百二十線
北四百二十一線
北四百二十二線
北四百二十三線
北四百二十四線
北四百二十五線
北四百二十六線
北四百二十七線
北四百二十八線
北四百二十九線
北四百三十線
北四百三十一線
北四百三十二線
北四百三十三線
北四百三十四線
北四百三十五線
北四百三十六線
北四百三十七線
北四百三十八線
北四百三十九線
北四百四十線
北四百四十一線
北四百四十二線
北四百四十三線
北四百四十四線
北四百四十五線
北四百四十六線
北四百四十七線
北四百四十八線
北四百四十九線
北四百五十線
北四百五十一線
北四百五十二線
北四百五十三線
北四百五十四線
北四百五十五線
北四百五十六線
北四百五十七線
北四百五十八線
北四百五十九線
北四百六十線
北四百六十一線
北四百六十二線
北四百六十三線
北四百六十四線
北四百六十五線
北四百六十六線
北四百六十七線
北四百六十八線
北四百六十九線
北四百七十線
北四百七十一線
北四百七十二線
北四百七十三線
北四百七十四線
北四百七十五線
北四百七十六線
北四百七十七線
北四百七十八線
北四百七十九線
北四百八十線
北四百八十一線
北四百八十二線
北四百八十三線
北四百八十四線
北四百八十五線
北四百八十六線
北四百八十七線
北四百八十八線
北四百八十九線
北四百九十線
北四百九十一線
北四百九十二線
北四百九十三線
北四百九十四線
北四百九十五線
北四百九十六線
北四百九十七線
北四百九十八線
北四百九十九線
北五百線
北五百一線
北五百二線
北五百三線
北五百四線
北五百五線
北五百六線
北五百七線
北五百八線
北五百九線
北五百十線
北五百十一線
北五百十二線
北五百十三線
北五百十四線
北五百十五線
北五百十六線
北五百十七線
北五百十八線
北五百十九線
北五百二十線
北五百二十一線
北五百二十二線
北五百二十三線
北五百二十四線
北五百二十五線
北五百二十六線
北五百二十七線
北五百二十八線
北五百二十九線
北五百三十線
北五百三十一線
北五百三十二線
北五百三十三線
北五百三十四線
北五百三十五線
北五百三十六線
北五百三十七線
北五百三十八線
北五百三十九線
北五百四十線
北五百四十一線
北五百四十二線
北五百四十三線
北五百四十四線
北五百四十五線
北五百四十六線
北五百四十七線
北五百四十八線
北五百四十九線
北五百五十線
北五百五十一線
北五百五十二線
北五百五十三線
北五百五十四線
北五百五十五線
北五百五十六線
北五百五十七線
北五百五十八線
北五百五十九線
北五百六十線
北五百六十一線
北五百六十二線
北五百六十三線
北五百六十四線
北五百六十五線
北五百六十六線
北五百六十七線
北五百六十八線
北五百六十九線
北五百七十線
北五百七十一線
北五百七十二線
北五百七十三線
北五百七十四線
北五百七十五線
北五百七十六線
北五百七十七線
北五百七十八線
北五百七十九線
北五百八十線
北五百八十一線
北五百八十二線
北五百八十三線
北五百八十四線
北五百八十五線
北五百八十六線
北五百八十七線
北五百八十八線
北五百八十九線
北五百九十線
北五百九十一線
北五百九十二線
北五百九十三線
北五百九十四線
北五百九十五線
北五百九十六線
北五百九十七線
北五百九十八線
北五百九十九線
北六百線
北六百一線
北六百二線
北六百三線
北六百四線
北六百五線
北六百六線
北六百七線
北六百八線
北六百九線
北六百十線
北六百十一線
北六百十二線
北六百十三線
北六百十四線
北六百十五線
北六百十六線
北六百十七線
北六百十八線
北六百十九線
北六百二十線
北六百二十一線
北六百二十二線
北六百二十三線
北六百二十四線
北六百二十五線
北六百二十六線
北六百二十七線
北六百二十八線
北六百二十九線
北六百三十線
北六百三十一線
北六百三十二線
北六百三十三線
北六百三十四線
北六百三十五線
北六百三十六線
北六百三十七線
北六百三十八線
北六百三十九線
北六百四十線
北六百四十一線
北六百四十二線
北六百四十三線
北六百四十四線
北六百四十五線
北六百四十六線
北六百四十七線
北六百四十八線
北六百四十九線
北六百五十線
北六百五十一線
北六百五十二線
北六百五十三線
北六百五十四線
北六百五十五線
北六百五十六線
北六百五十七線
北六百五十八線
北六百五十九線
北六百六十線
北六百六十一線
北六百六十二線
北六百六十三線
北六百六十四線
北六百六十五線
北六百六十六線
北六百六十七線
北六百六十八線
北六百六十九線
北六百七十線
北六百七十一線
北六百七十二線
北六百七十三線
北六百七十四線
北六百七十五線
北六百七十六線
北六百七十七線
北六百七十八線
北六百七十九線
北六百八十線
北六百八十一線
北六百八十二線
北六百八十三線
北六百八十四線
北六百八十五線
北六百八十六線
北六百八十七線
北六百八十八線
北六百八十九線
北六百九十線
北六百九十一線
北六百九十二線
北六百九十三線
北六百九十四線
北六百九十五線
北六百九十六線
北六百九十七線
北六百九十八線
北六百九十九線
北七百線
北七百一線
北七百二線
北七百三線
北七百四線
北七百五線
北七百六線
北七百七線
北七百八線
北七百九線
北七百十線
北七百十一線
北七百十二線
北七百十三線
北七百十四線
北七百十五線
北七百十六線
北七百十七線
北七百十八線
北七百十九線
北七百二十線
北七百二十一線
北七百二十二線
北七百二十三線
北七百二十四線
北七百二十五線
北七百二十六線
北七百二十七線
北七百二十八線
北七百二十九線
北七百三十線
北七百三十一線
北七百三十二線
北七百三十三線
北七百三十四線
北七百三十五線
北七百三十六線
北七百三十七線
北七百三十八線
北七百三十九線
北七百四十線
北七百四十一線
北七百四十二線
北七百四十三線
北七百四十四線
北七百四十五線
北七百四十六線
北七百四十七線
北七百四十八線
北七百四十九線
北七百五十線
北七百五十一線
北七百五十二線
北七百五十三線
北七百五十四線
北七百五十五線
北七百五十六線
北七百五十七線
北七百五十八線
北七百五十九線
北七百六十線
北七百六十一線
北七百六十二線
北七百六十三線
北七百六十四線
北七百六十五線
北七百六十六線
北七百六十七線
北七百六十八線
北七百六十九線
北七百七十線
北七百七十一線
北七百七十二線
北七百七十三線
北七百七十四線
北七百七十五線
北七百七十六線
北七百七十七線
北七百七十八線
北七百七十九線
北七百八十線
北七百八十一線
北七百八十二線
北七百八十三線
北七百八十四線
北七百八十五線
北七百八十六線
北七百八十七線
北七百八十八線
北七百八十九線
北七百九十線
北七百九十一線
北七百九十二線
北七百九十三線
北七百九十四線
北七百九十五線
北七百九十六線
北七百九十七線
北七百九十八線
北七百九十九線
北八百線
北八百一線
北八百二線
北八百三線
北八百四線
北八百五線
北八百六線
北八百七線
北八百八線
北八百九線
北八百十線
北八百十一線
北八百十二線
北八百十三線
北八百十四線
北八百十五線
北八百十六線
北八百十七線
北八百十八線
北八百十九線
北八百二十線
北八百二十一線
北八百二十二線
北八百二十三線
北八百二十四線
北八百二十五線
北八百二十六線
北八百二十七線
北八百二十八線
北八百二十九線
北八百三十線
北八百三十一線
北八百三十二線
北八百三十三線
北八百三十四線
北八百三十五線
北八百三十六線
北八百三十七線
北八百三十八線
北八百三十九線
北八百四十線
北八百四十一線
北八百四十二線
北八百四十三線
北八百四十四線
北八百四十五線
北八百四十六線
北八百四十七線
北八百四十八線
北八百四十九線
北八百五十線
北八百五十一線
北八百五十二線
北八百五十三線
北八百五十四線
北八百五十五線
北八百五十六線
北八百五十七線
北八百五十八線
北八百五十九線
北八百六十線
北八百六十一線
北八百六十二線
北八百六十三線
北八百六十四線
北八百六十五線
北八百六十六線
北八百六十七線
北八百六十八線
北八百六十九線
北八百七十線
北八百七十一線
北八百七十二線
北八百七十三線
北八百七十四線
北八百七十五線
北八百七十六線
北八百七十七線
北八百七十八線
北八百七十九線
北八百八十線
北八百八十一線
北八百八十二線
北八百八十三線
北八百八十四線
北八百八十五線
北八百八十六線
北八百八十七線
北八百八十八線
北八百八十九線
北八百九十線
北八百九十一線
北八百九十二線
北八百九十三線
北八百九十四線
北八百九十五線
北八百九十六線
北八百九十七線
北八百九十八線
北八百九十九線
北九百線
北九百一線
北九百二線
北九百三線
北九百四線
北九百五線
北九百六線
北九百七線
北九百八線
北九百九線
北九百十線
北九百十一線
北九百十二線
北九百十三線
北九百十四線
北九百十五線
北九百十六線
北九百十七線
北九百十八線
北九百十九線
北九百二十線
北九百二十一線
北九百二十二線
北九百二十三線
北九百二十四線
北九百二十五線
北九百二十六線
北九百二十七線
北九百二十八線
北九百二十九線
北九百三十線
北九百三十一線
北九百三十二線
北九百三十三線
北九百三十四線
北九百三十五線
北九百三十六線
北九百三十七線
北九百三十八線
北九百三十九線
北九百四十線
北九百四十一線
北九百四十二線
北九百四十三線
北九百四十四線
北九百四十五線
北九百四十六線
北九百四十七線
北九百四十八線
北九百四十九線
北九百五十線
北九百五十一線
北九百五十二線
北九百五十三線
北九百五十四線
北九百五十五線
北九百五十六線
北九百五十七線
北九百五十八線
北九百五十九線
北九百六十線
北九百六十一線
北九百六十二線
北九百六十三線
北九百六十四線
北九百六十五線
北九百六十六線
北九百六十七線
北九百六十八線
北九百六十九線
北九百七十線
北九百七十一線
北九百七十二線
北九百七十三線
北九百七十四線
北九百七十五線
北九百七十六線
北九百七十七線
北九百七十八線
北九百七十九線
北九百八十線
北九百八十一線
北九百八十二線
北九百八十三線
北九百八十四線
北九百八十五線
北九百八十六線
北九百八十七線
北九百八十八線
北九百八十九線
北九百九十線
北九百九十一線
北九百九十二線
北九百九十三線
北九百九十四線
北九百九十五線
北九百九十六線
北九百九十七線
北九百九十八線
北九百九十九線
北千線
北千一線
北千二線
北千三線
北千四線
北千五線
北千六線
北千七線
北千八線
北千九線
北千十線
北千十一線
北千十二線
北千十三線
北千十四線
北千十五線
北千十六線
北千十七線
北千十八線
北千十九線
北千二十線
北千二十一線
北千二十二線
北千二十三線
北千二十四線
北千二十五線
北千二十六線
北千二十七線
北千二十八線
北千二十九線
北千三十線
北千三十一線
北千三十二線
北千三十三線
北千三十四線
北千三十五線
北千三十六線
北千三十七線
北千三十八線
北千三十九線
北千四十線
北千四十一線
北千四十二線
北千四十三線
北千四十四線
北千四十五線
北千四十六線
北千四十七線
北千四十八線
北千四十九線
北千五十線
北千五十一線
北千五十二線
北千五十三線
北千五十四線
北千五十五線
北千五十六線
北千五十七線
北千五十八線
北千五十九線
北千六十線
北千六十一線
北千六十二線
北千六十三線
北千六十四線
北千六十五線
北千六十六線
北千六十七線
北千六十八線
北千六十九線
北千七十線
北千七十一線
北千七十二線
北千七十三線
北千七十四線
北千七十五線
北千七十六線
北千七十七線
北千七十八線
北千七十九線
北千八十線
北千八十一線
北千八十二線
北千八十三線
北千八十四線
北千八十五線
北千八十六線
北千八十七線
北千八十八線
北千八十九線
北千九十線
北千九十一線
北千九十二線
北千九十三線
北千九十四線
北千九十五線
北千九十六線
北千九十七線
北千九十八線
北千九十九線
北二千線
北二千一線
北二千二線
北二千三線
北二千四線
北二千五線
北二千六線
北二千七線
北二千八線
北二千九線
北二千十線
北二千十一線
北二千十二線
北二千十三線
北二千十四線
北二千十五線
北二千十六線
北二千十七線
北二千十八線
北二千十九線
北二千二十線
北二千二十一線
北二千二十二線
北二千二十三線
北二千二十四線
北二千二十五線
北二千二十六線
北二千二十七線
北二千二十八線
北二千二十九線
北二千三十線
北二千三十一線
北二千三十二線
北二千三十三線
北二千三十四線
北二千三十五線
北二千三十六線
北二千三十七線
北二千三十八線
北二千三十九線
北二千四十線
北二千四十一線
北二千四十二線
北二千四十三線
北二千四十四線
北二千四十五線
北二千四十六線
北二千四十七線
北二千四十八線
北二千四十九線
北二千五十線
北二千五十一線
北二千五十二線
北二千五十三線
北二千五十四線
北二千五十五線
北二千五十六線
北二千五十七線
北二千五十八線
北二千五十九線
北二千六十線
北二千六十一線
北二千六十二線
北二千六十三線
北二千六十四線
北二千六十五線
北二千六十六線
北二千六十七線
北二千六十八線
北二千六十九線
北二千七十線
北二千七十一線
北二千七十二線
北二千七十三線
北二千七十四線
北二千七十五線
北二千七十六線
北二千七十七線
北二千七十八線
北二千七十九線
北二千八十線
北二千八十一線
北二千八十二線
北二千八十三線
北二千八十四線
北二千八十五線
北二千八十六線
北二千八十七線
北二千八十八線
北二千八十九線
北二千九十線
北二千九十一線
北二千九十二線
北二千九十三線
北二千九十四線
北二千九十五線
北二千九十六線
北二千九十七線
北二千九十八線
北二千九十九線
北三千線
北三千一線
北三千二線
北三千三線
北三千四線
北三千五線
北三千六線
北三千七線
北三千八線
北三千九線
北三千十線
北三千十一線
北三千十二線
北三千十三線
北三千十四線
北三千十五線
北三千十六線
北三千十七線
北三千十八線
北三千十九線
北三千二十線
北三千二十一線
北三千二十二線
北三千二十三線
北三千二十四線
北三千二十五線
北三千二十六線
北三千二十七線
北三千二十八線
北三千二十九線
北三千三十線
北三千三十一線
北三千三十二線
北三千三十三線
北三千三十四線
北三千三十五線
北三千三十六線
北三千三十七線
北三千三十八線
北三千三十九線
北三千四十線
北三千四十一線
北三千四十二線
北三千四十三線
北三千四十四線
北三千四十五線
北三千四十六線
北三千四十七線
北三千四十八線
北三千四十九線
北三千五十線
北三千五十一線
北三千五十二線
北三千五十三線
北三千五十四線
北三千五十五線
北三千五十六線
北三千五十七線
北三千五十八線
北三千五十九線
北三千六十線
北三千六十一線
北三千六十二線
北三千六十三線
北三千六十四線
北三千六十五線
北三千六十六線
北三千六十七線
北三千六十八線
北三千六十九線
北三千七十線
北三千七十一線
北三千七十二線
北三千七十三線
北三千七十四線
北三千七十五線
北三千七十六線
北三千七十七線
北三千七十八線
北三千七十九線
北三千八十線
北三千八十一線
北三千八十二線
北三千八十三線
北三千八十四線
北三千八十五線
北三千八十六線
北三千八十七線
北三千八十八線
北三千八十九線
北三千九十線
北三千九十一線
北三千九十二線
北三千九十三線
北三千九十四線
北三千九十五線
北三千九十六線
北三千九十七線
北三千九十八線
北三千九十九線
北四千線
北四千一線
北四千二線
北四千三線
北四千四線
北四千五線
北四千六線
北四千七線
北四千八線
北四千九線
北四千十線
北四千十一線
北四千十二線
北四千十三線
北四千十四線
北四千十五線
北四千十六線
北四千十七線
北四千十八線
北四千十九線
北四千二十線
北四千二十一線
北四千二十二線
北四千二十三線
北四千二十四線
北四千二十五線
北四千二十六線
北四千二十七線
北四千二十八線
北四千二十九線
北四千三十線
北四千三十一線
北四千三十二線
北四千三十三線
北四千三十四線
北四千三十五線
北四千三十六線
北四千三十七線
北四千三十八線
北四千三十九線
北四千四十線
北四千四十一線
北四千四十二線
北四千四十三線
北四千四十四線
北四千四十五線
北四千四十六線
北四千四十七線
北四千四十八線
北四千四十九線
北四千五十線
北四千五十一線
北四千五十二線
北四千五十三線
北四千五十四線
北四千五十五線
北四千五十六線
北四千五十七線
北四千五十八線
北四千五十九線
北四千六十線
北四千六十一線
北四千六十二線
北四千六十三線
北四千六十四線
北四千六十五線
北四千六十六線
北四千六十七線
北四千六十八線
北四千六十九線
北四千七十線
北四千七十一線
北四千七十二線
北四千七十三線
北四千七十四線
北四千七十五線
北四千七十六線
北四千七十七線
北四千七十八線
北四千七十九線
北四千八十線
北四千八十一線
北四千八十二線
北四千八十三線
北四千八十四線
北四千八十五線
北四千八十六線
北四千八十七線
北四千八十八線
北四千八十九線
北四千九十線
北四千九十一線
北四千九十二線
北四千九十三線
北四千九十四線
北四千九十五線
北四千九十六線
北四千九十七線
北四千九十八線
北四千九十九線
北五千線
北五千一線
北五千二線
北五千三線
北五千四線
北五千五線
北五千六線
北五千七線
北五千八線
北五千九線
北五千十線
北五千十一線
北五千十二線
北五千十三線
北五千十四線
北五千十五線
北五千十六線
北五千十七線
北五千十八線
北五千十九線
北五千二十線
北五千二十一線
北五千二十二線
北五千二十三線
北五千二十四線
北五千二十五線
北五千二十六線
北五千二十七線
北五千二十八線
北五千二十九線
北五千三十線
北五千三十一線
北五千三十二線
北五千三十三線
北五千三十四線
北五千三十五線
北五千三十六線
北五千三十七線
北五千三十八線
北五千三十九線
北五千四十線
北五千四十一線
北五千四十二線
北五千四十三線
北五千四十四線
北五千四十五線
北五千四十六線
北五千四十七線
北五千四十八線
北五千四十九線
北五千五十線
北五千五十一線
北五千五十二線
北五千五十三線
北五千五十四線
北五千五十五線
北五千五十六線
北五千五十七線
北五千五十八線
北五千五十九線
北五千六十線
北五千六十一線
北五千六十二線
北五千六十三線
北五千六十四線
北五千六十五線
北五千六十六線
北五千六十七線
北五千六十八線
北五千六十九線
北五千七十線
北五千七十一線
北五千七十二線
北五千七十三線
北五千七十四線
北五千七十五線
北五千七十六線
北五千七十七線
北五千七十八線
北五千七十九線
北五千八十線
北五千八十一線
北五千八十二線
北五千八十三線
北五千八十四線
北五千八十五線
北五千八十六線
北五千八十七線
北五千八十八線
北五千八十九線
北五千九十線
北五千九十一線
北五千九十二線
北五千九十三線
北五千九十四線
北五千九十五線
北五千九十六線
北五千九十七線
北五千九十八線
北五千九十九線
北六千線
北六千一線
北六千二線
北六千三線
北六千四線
北六千五線
北六千六線
北六千七線
北六千八線
北六千九線
北六千十線
北六千十一線
北六千十二線
北六千十三線
北六千十四線
北六千十五線
北六千十六線
北六千十七線
北六千十八線
北六千十九線
北六千二十線
北六千二十一線
北六千二十二線
北六千二十三線
北六千二十四線
北六千二十五線
北六千二十六線
北六千二十七線
北六千二十八線
北六千二十九線
北六千三十線
北六千三十一線
北六千三十二線
北六千三十三線
北六千三十四線
北六千三十五線
北六千三十六線
北六千三十七線
北六千三十八線
北六千三十九線
北六千四十線
北六千四十一線
北六千四十二線
北六千四十三線
北六千四十四線
北六千四十五線
北六千四十六線
北六千四十七線
北六千四十八線
北六千四十九線
北六千五十線
北六千五十一線
北六千五十二線
北六千五十三線
北六千五十四線
北六千五十五線
北六千五十六線
北六千五十七線
北六千五十八線
北六千五十九線
北六千六十線
北六千六十一線
北六千六十二線
北六千六十三線
北六千六十四線
北六千六十五線
北六千六十六線
北六千六十七線
北六千六十八線
北六千六十九線
北六千七十線
北六千七十一線
北六千七十二線
北六千七十三線
北六千七十四線
北六千七十五線
北六千七十六線
北六千七十七線
北六千七十八線
北六千七十九線
北六千八十線
北六千八十一線
北六千八十二線
北六千八十三線
北六千八十四線
北六千八十五線
北六千八十六線
北六千八十七線
北六千八十八線
北六千八十九線
北六千九十線
北六千九十一線
北六千九十二線
北六千九十三線
北六千九十四線
北六千九十五線
北六千九十六線
北六千九十七線
北六千九十八線
北六千九十九線
北七千線
北七千一線
北七千二線
北七千三線
北七千四線
北七千五線
北七千六線
北七千七線
北七千八線
北七千九線
北七千十線
北七千十一線
北七千十二線
北七千十三線
北七千十四線
北七千十五線
北七千十六線
北七千十七線
北七千十八線
北七千十九線
北七千二十線
北七千二十一線
北七千二十二線
北七千二十三線
北七千二十四線
北七千二十五線
北七千二十六線
北七千二十七線
北七千二十八線
北七千二十九線
北七千三十線
北七千三十一線
北七千三十二線
北七千三十三線
北七千三十四線
北七千三十五線
北七千三十六線
北七千三十七線
北七千三十八線
北七千三十九線
北七千四十線
北七千四十一線
北七千四十二線
北七千四十三線
北七千四十四線
北七千四十五線
北七千四十六線
北七千四十七線
北七千四十八線
北七千四十九線
北七千五十線
北七千五十一線
北七千五十二線
北七千五十三線
北七千五十四線
北七千五十五線
北七千五十六線
北七千五十七線
北七千五十八線
北七千五十九線
北七千六十線
北七千六十一線
北七千六十二線
北七千六十三線
北七千六十四線
北七千六十五線
北七千六十六線
北七千六十七線
北七千六十八線
北七千六十九線
北七千七十線
北七千七十一線
北七千七十二線
北七千七十三線
北七千七十四線
北七千七十五線
北七千七十六線
北七千七十七線
北七千七十八線
北七千七十九線
北七千八十線
北七千八十一線
北七千八十二線
北七千八十三線
北七千八十四線
北七千八十五線
北七千八十六線
北七千八十七線
北七千八十八線
北七千八十九線
北七千九十線
北七千九十一線
北七千九十二線
北七千九十三線
北七千九十四線
北七千九十五線
北七千九十六線
北七千九十七線
北七千九十八線
北七千九十九線
北八千線
北八千一線
北八千二線
北八千三線
北八千四線
北八千五線
北八千六線
北八千七線
北八千八線
北八千九線
北八千十線
北八千十一線
北八千十二線
北八千十三線
北八千十四線
北八千十五線
北八千十六線
北八千十七線
北八千十八線
北八千十九線
北八千二十線
北八千二十一線
北八千二十二線
北八千二十三線
北八千二十四線
北八千二十五線
北八千二十六線
北八千二十七線
北八千二十八線
北八千二十九線
北八千三十線
北八千三十一線
北八千三十二線
北八千三十三線
北八千三十四線
北八千三十五線
北八千三十六線
北八千三十七線
北八千三十八線
北八千三十九線
北八千四十線
北八千四十一線
北八千四十二線
北八千四十三線
北八千四十四線
北八千四十五線
北八千四十六線
北八千四十七線
北八千四十八線
北八千四十九線
北八千五十線
北八千五十一線
北八千五十二線
北八千五十三線
北八千五十四線
北八千五十五線
北八千五十六線
北八千五十七線
北八千五十八線
北八千五十九線
北八千六十線
北八千六十一線
北八千六十二線
北八千六十三線
北八千六十四線
北八千六十五線
北八千六十六線
北八千六十七線
北八千六十八線
北八千六十九線
北八千七十線
北八千七十一線
北八千七十二線
北八千七十三線
北八千七十四線
北八千七十五線
北八千七十六線
北八千七十七線
北八千七十八線
北八千七十九線
北八千八十線
北八千八十一線
北八千八十二線
北八千八十三線
北八千八十四線
北八千八十五線
北八千八十六線
北八千八十七線
北八千八十八線
北八千八十九線
北八千九十線
北八千九十一線
北八千九十二線
北八千九十三線
北八千九十四線
北八千九十五線
北八千九十六線
北八千九十七線
北八千九十八線
北八千九十九線
北九千線
北九千一線
北九千二線
北九千三線
北九千四線
北九千五線
北九千六線
北九千七線
北九千八線
北九千九線
北九千十線
北九千十一線
北九千十二線
北九千十三線
北九千十四線
北九千十五線
北九千十六線
北九千十七線
北九千十八線
北九千十九線
北九千二十線
北九千二十一線
北九千二十二線
北九千二十三線
北九千二十四線
北九千二十五線
北九千二十六線
北九千二十七線
北九千二十八線
北九千二十九線
北九千三十線
北九千三十一線
北九千三十二線
北九千三十三線
北九千三十四線
北九千三十五線
北九千三十六線
北九千三十七線
北九千三十八線
北九千三十九線
北九千四十線
北九千四十一線
北九千四十二線
北九千四十三線
北九千四十四線
北九千四十五線
北九千四十六線
北九千四十七線
北九千四十八線
北九千四十九線
北九千五十線
北九千五十一線
北九千五十二線
北九千五十三線
北九千五十四線
北九千五十五線
北九千五十六線
北九千五十七線
北九千五十八線
北九千五十九線
北九千六十線
北九千六十一線
北九千六十二線
北九千六十三線
北九千六十四線
北九千六十五線
北九千六十六線
北九千六十七線
北九千六十八線
北九千六十九線
北九千七十線
北九千七十一線
北九千七十二線
北九千七十三線
北九千七十四線
北九千七十五線
北九千七十六線
北九千七十七線
北九千七十八線
北九千七十九線
北九千八十線
北九千八十一線
北九千八十二線
北九千八十三線
北九千八十四線
北九千八十五線
北九千八十六線
北九千八十七線
北九千八十八線
北九千八十九線
北九千九十線
北九千九十一線
北九千九十二線
北九千九十三線
北九千九十四線
北九千九十五線
北九千九十六線
北九千九十七線
北九千九十八線
北九千九十九線
北十千線
北十千一線
北十千二線
北十千三線
北十千四線
北十千五線
北十千六線
北十千七線
北十千八線
北十千九線
北十千十線
北十千十一線
北十千十二線
北十千十三線
北十千十四線
北十千十五線
北十千十六線
北十千十七線
北十千十八線
北十千十九線
北十千二十線
北十千二十一線
北十千二十二線
北十千二十三線
北十千二十四線
北十千二十五線
北十千二十六線
北十千二十七線
北十千二十八線
北十千二十九線
北十千三十線
北十千三十一線
北十千三十二線
北十千三十三線
北十千三十四線
北十千三十五線
北十千三十六線
北十千三十七線
北十千三十八線
北十千三十九線
北十千四十線
北十千四十一線
北十千四十二線
北十千四十三線
北十千四十四線
北十千四十五線
北十千四十六線
北十千四十七線
北十千四十八線
北十千四十九線
北十千五十線
北十千五十一線
北十千五十二線
北十千五十三線
北十千五十四線
北十千五十五線
北十千五十六線
北十千五十七線
北十千五十八線
北十千五十九線
北十千六十線
北十千六十一線
北十千六十二線
北十千六十三線
北十千六十四線
北十千六十五線
北十千六十六線
北十千六十七線
北十千六十八線
北十千六十九線
北十千七十線
北十千七十一線
北十千七十二線
北十千七十三線
北十千七十四線
北十千七十五線
北十千七十六線
北十千七十七線
北十千七十八線
北十千七十九線
北十千八十線
北十千八十一線
北十千八十二線
北十千八十三線
北十千八十四線
北十千八十五線
北十千八十六線
北十千八十七線
北十千八十八線
北十千八十九線
北十千九十線
北十千九十一線
北十千九十二線
北十千九十三線
北十千九十四線
北十千九十五線
北十千九十六線
北十千九十七線
北十千九十八線
北十千九十九線
北十一千線
北十一千一線
北十一千二線
北十一千三線
北十一千四線
北十一千五線
北十一千六線
北十一千七線
北十一千八線
北十一千九線
北十一千十線
北十一千十一線
北十一千十二線
北十一千十三線
北十一千十四線
北十一千十五線
北十一千十六線
北十一千十七線
北十一千十八線
北十一千十九線
北十一千二十線
北十一千二十一線
北十一千二十二線
北十一千二十三線
北十一千二十四線
北十一千二十五線
北十一千二十六線
北十一千二十七線
北十一千二十八線
北十一千二十九線
北十一千三十線
北十一千三十一線
北十一千三十二線
北十一千三十三線
北十一千三十四線
北十一千三十五線
北十一千三十六線
北十一千三十七線
北十一千三十八線
北十一千三十九線
北十一千四十線
北十一千四十一線
北十一千四十二線
北十一千四十三線
北十一千四十四線
北十一千四十五線
北十一千四十六線
北十一千四十七線
北十一千四十八線
北十一千四十九線
北十一千五十線
北十一千五十一線
北十一千五十二線
北十一千五十三線
北十一千五十四線
北十一千五十五線
北十一千五十六線
北十一千五十七線
北十一千五十八線
北十一千五十九線
北十一千六十線
北十一千六十一線
北十一千六十二線
北十一千六十三線
北十一千六十四線
北十一千六十五線
北十一千六十六線
北十一千六十七線
北十一千六十八線
北十一千六十九線
北十一千七十線
北十一千七十一線
北十一千七十二線
北十一千七十三線
北十一千七十四線
北十一千七十五線
北十一千七十六線
北十一千七十七線
北十一千七十八線
北十一千七十九線
北十一千八十線
北十一千八十一線
北十一千八十二線
北十一千八十三線
北十一千八十四線
北十一千八十五線
北十一千八十六線
北十一千八十七線
北十一千八十八線
北十一千八十九線
北十一千九十線
北十一千九十一線
北十一千九十二線
北十一千九十三線
北十一千九十四線
北十一千九十五線
北十一千九十六線
北十一千九十七線
北十一千九十八線
北十一千九十九線
北十二千線
北十二千一線
北十二千二線
北十二千三線
北十二千四線
北十二千五線
北十二千六線
北十二千七線
北十二千八線
北十二千九線
北十二千十線
北十二千十一線
北十二千十二線
北十二千十三線
北十二千十四線
北十二千十五線
北十二千十六線
北十二千十七線
北十二千十八線
北十二千十九線
北十二千二十線
北十二千二十一線
北十二千二十二線
北十二千二十三線
北十二千二十四線
北十二千二十五線




小堆積輪廻の模式図（1）と夾炭相の発達程度にみられる3つの段階（2）

A．発達良好（第4図26の UI 2 Cycle 1)
B．発達不良（第4図22の UI 2 Cycle 2)
C．未発達（第4図17の UI 2 Cycle 3)
1．中～大礫　2．細礫　3．中～粗粒砂　4．極細～細粒砂　5．砂質シルト　6．シルト　7．細砂・シルト互層　8．泥炭質粘土～シルト　9．亜炭　10．火山灰

Fig. X-16

Sedimentary cycle of the Chiyoda, Osarushinaigawa , Tokachigaoka and Satsunai Formations.

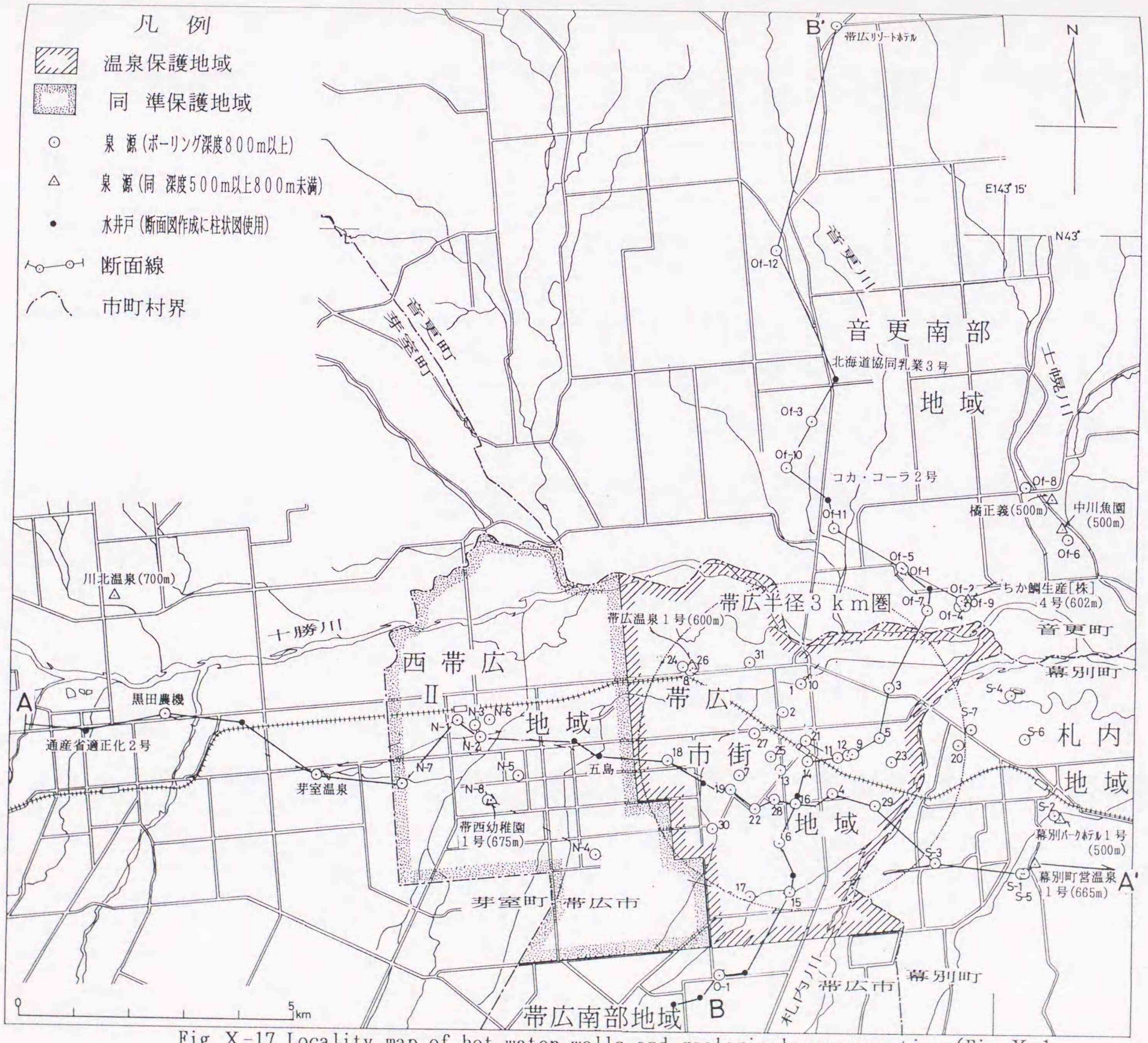
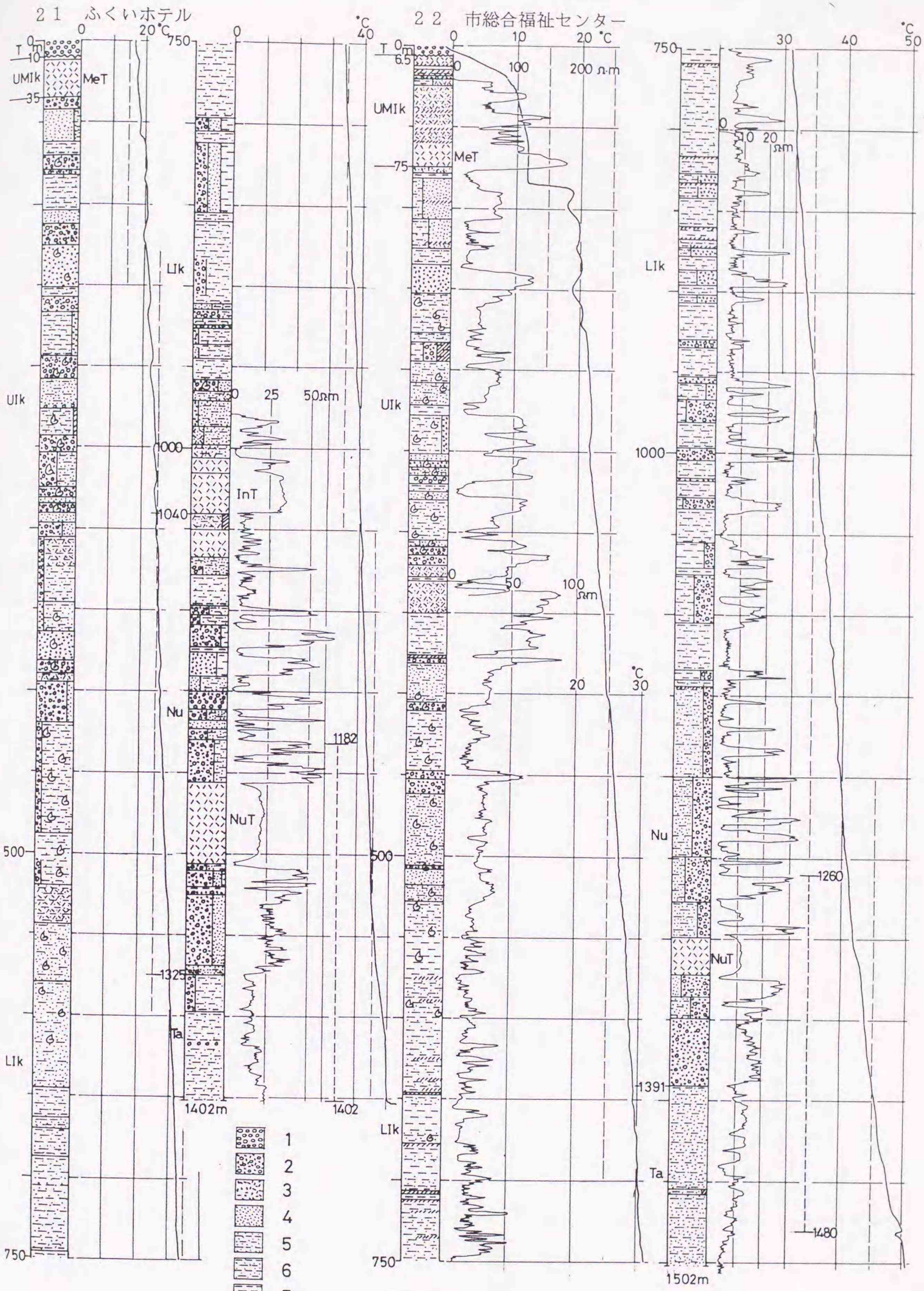


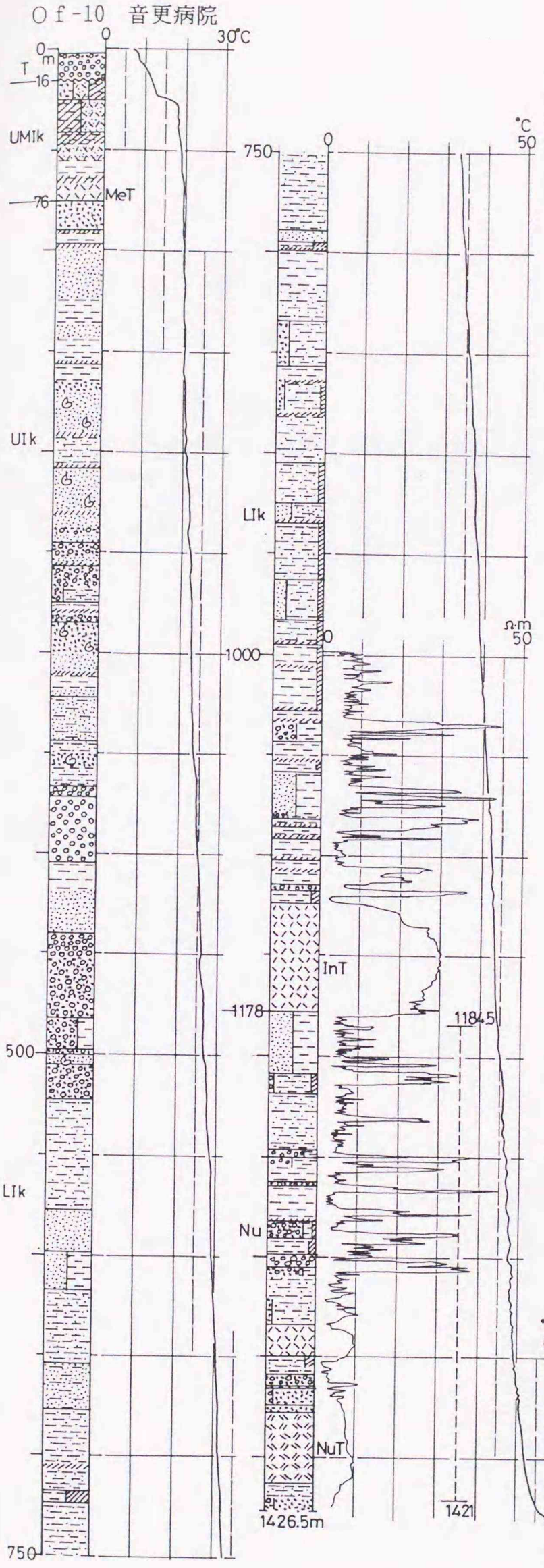

Fig. X-17 Locality map of hot water wells and geological cross sections(Fig. X-19,20) in the central area of Tokachi Plain.



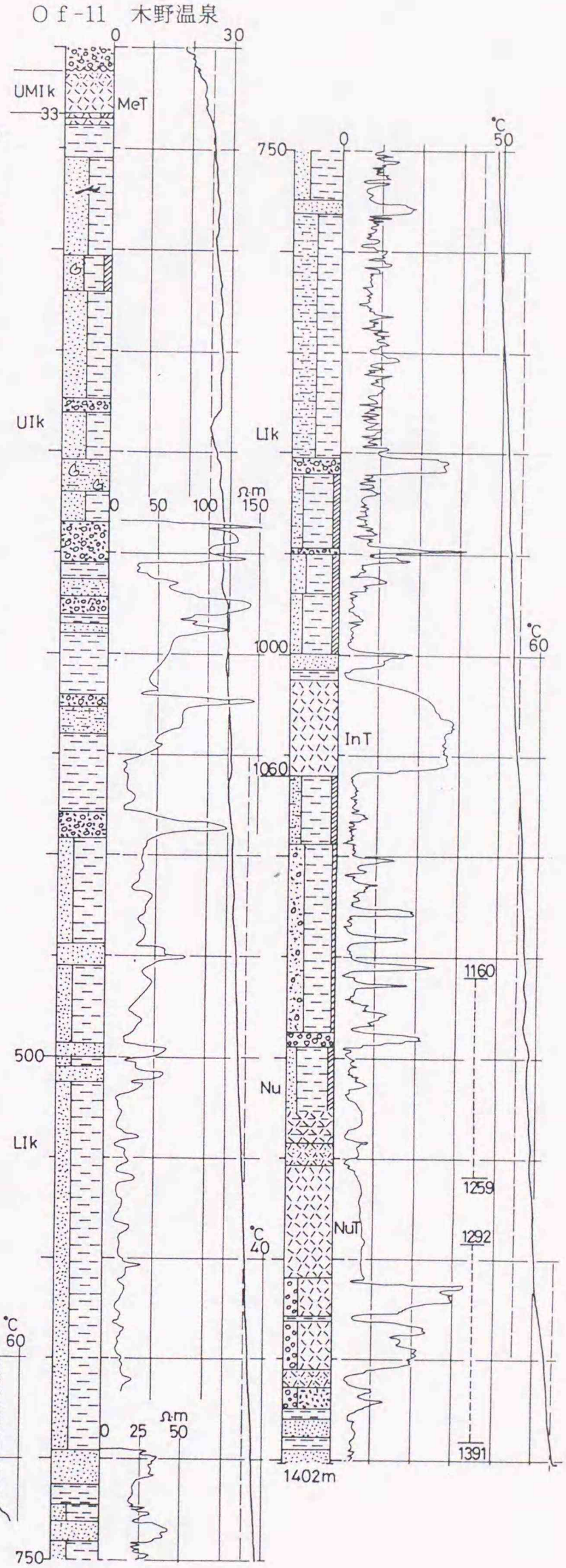

1：礫，2：砂礫，3：中粒～極粗粒砂(岩)，4：極細粒～細粒砂(岩)，5：シルト質同上砂(岩)，6：砂質シルト(岩)，7：シルト(岩)，8：亜炭，9：凝灰岩，10：A・B互層，11：貝化石，12：ストレーナー，R：現河川はんらん原堆積物，T：段丘堆積物，UMIK：池田層群最上部累層，UIK：同上部累層，LIK：同下部累層，Nu：糠内層，Ta：大樹層，Hi：日高累層群，MeT：芽登凝灰岩層，InT：稲士別凝灰岩層

Fig. X-18 Drilling columns of representative hot water wells in the central area of Tokachi Plain.

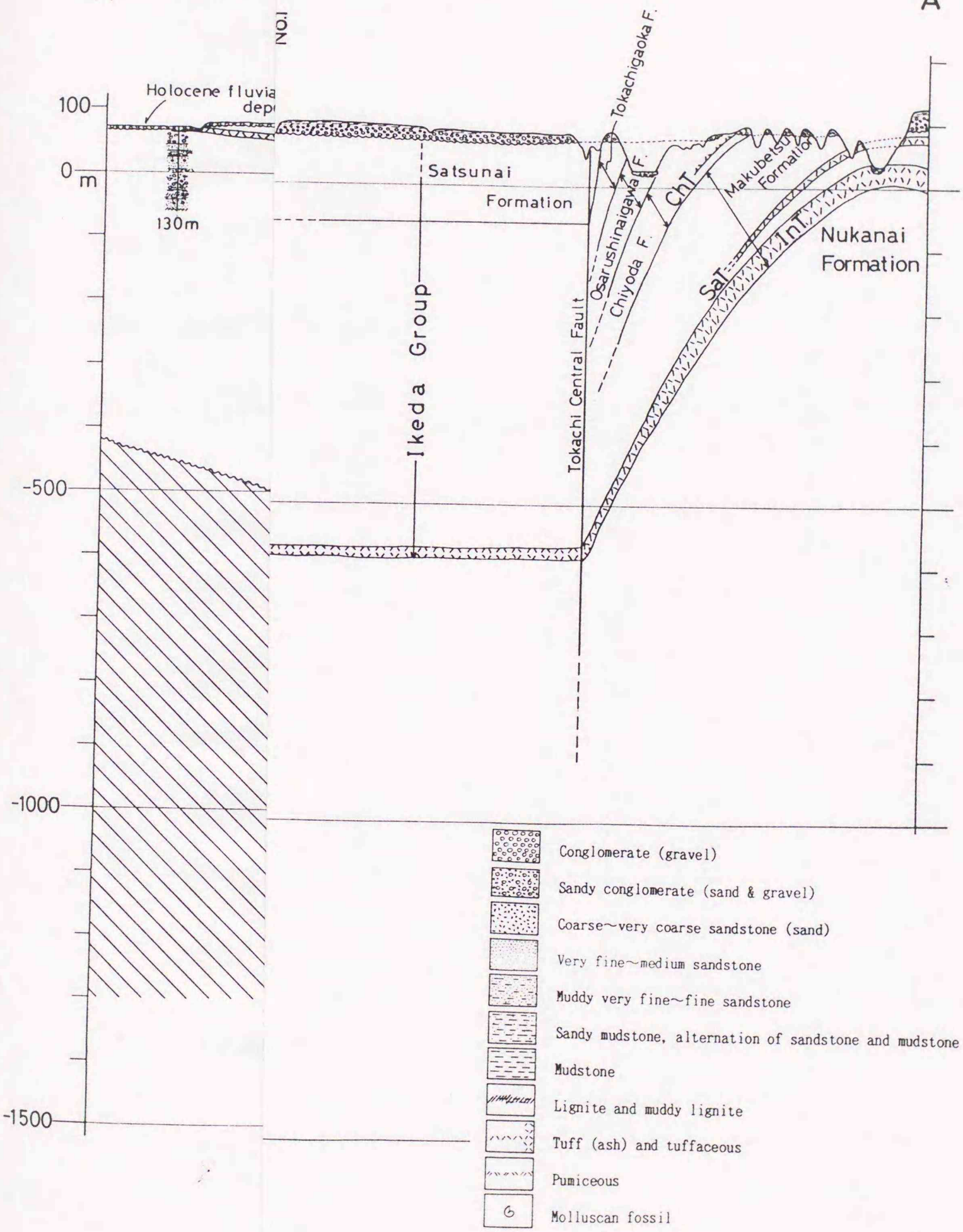
Of-10　音更病院




Of-11　木野温泉



A MEM


A
A'
NO.1
Holocene fluvia
dep
100
0
m
130m
Satsunai
Formation
Tokachigaoka F.
Osarushinaigawa F.
Chiyoda F.
ChT
Makubetsu
Formation
SaT
InT
Nukanai
Formation
Ikeda Group
Tokachi Central Fault
-500
-1000
-1500
Conglomerate (gravel)
Sandy conglomerate (sand & gravel)
Coarse~very coarse sandstone (sand)
Very fine~medium sandstone
Muddy very fine~fine sandstone
Sandy mudstone, alternation of sandstone and mudstone
Mudstone
Lignite and muddy lignite
Tuff (ash) and tuffaceous
Pumiceous
Molluscan fossil

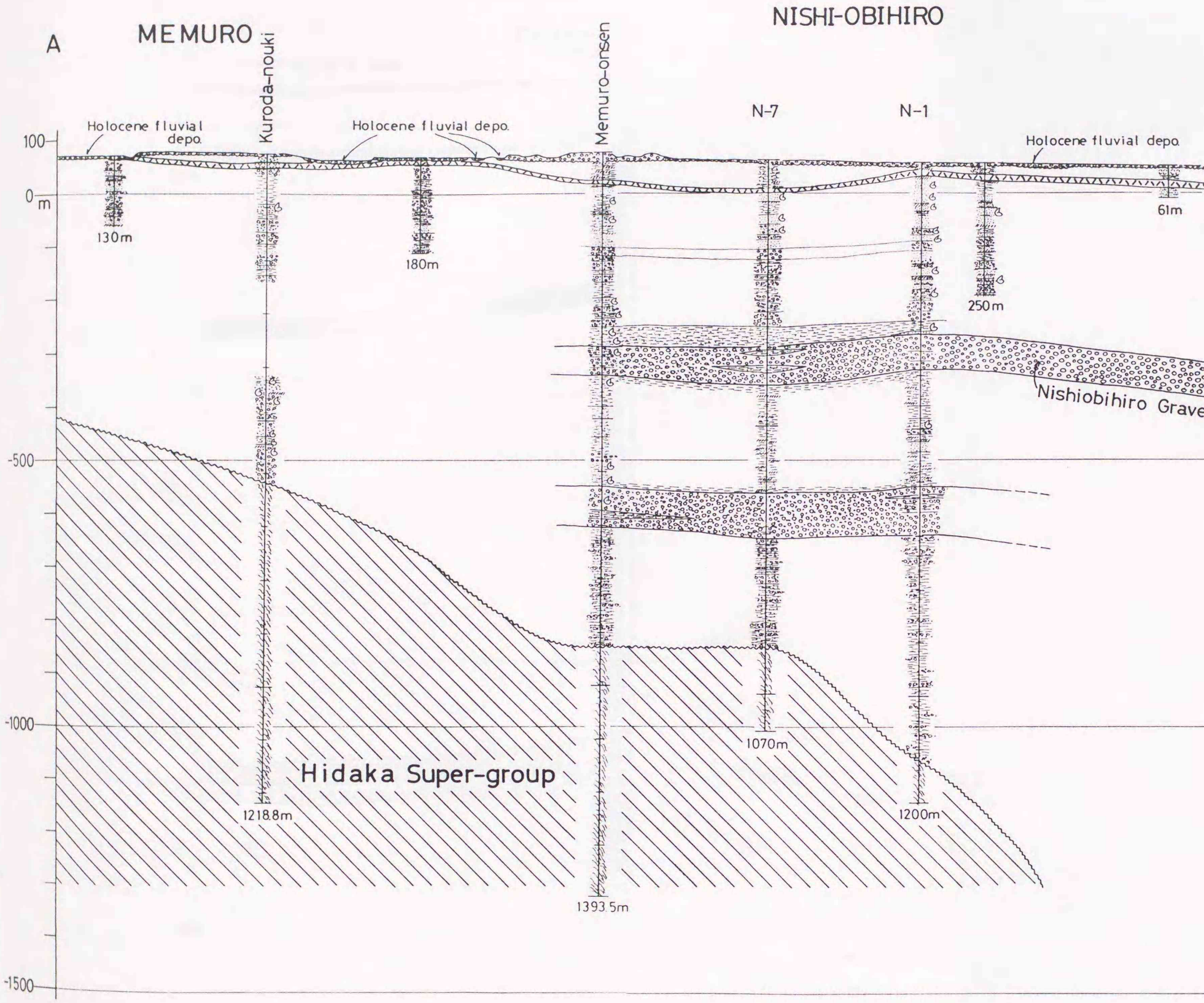
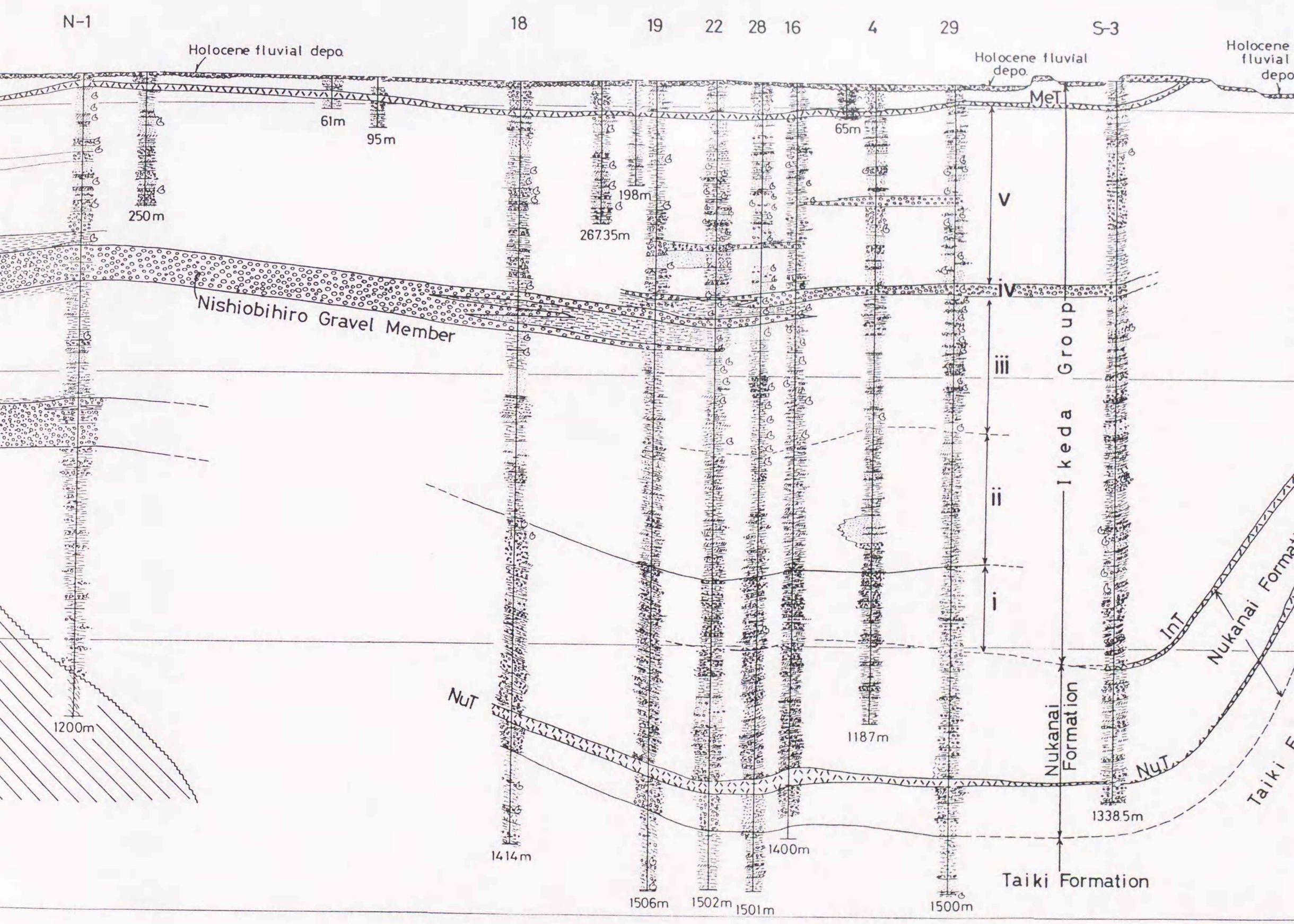
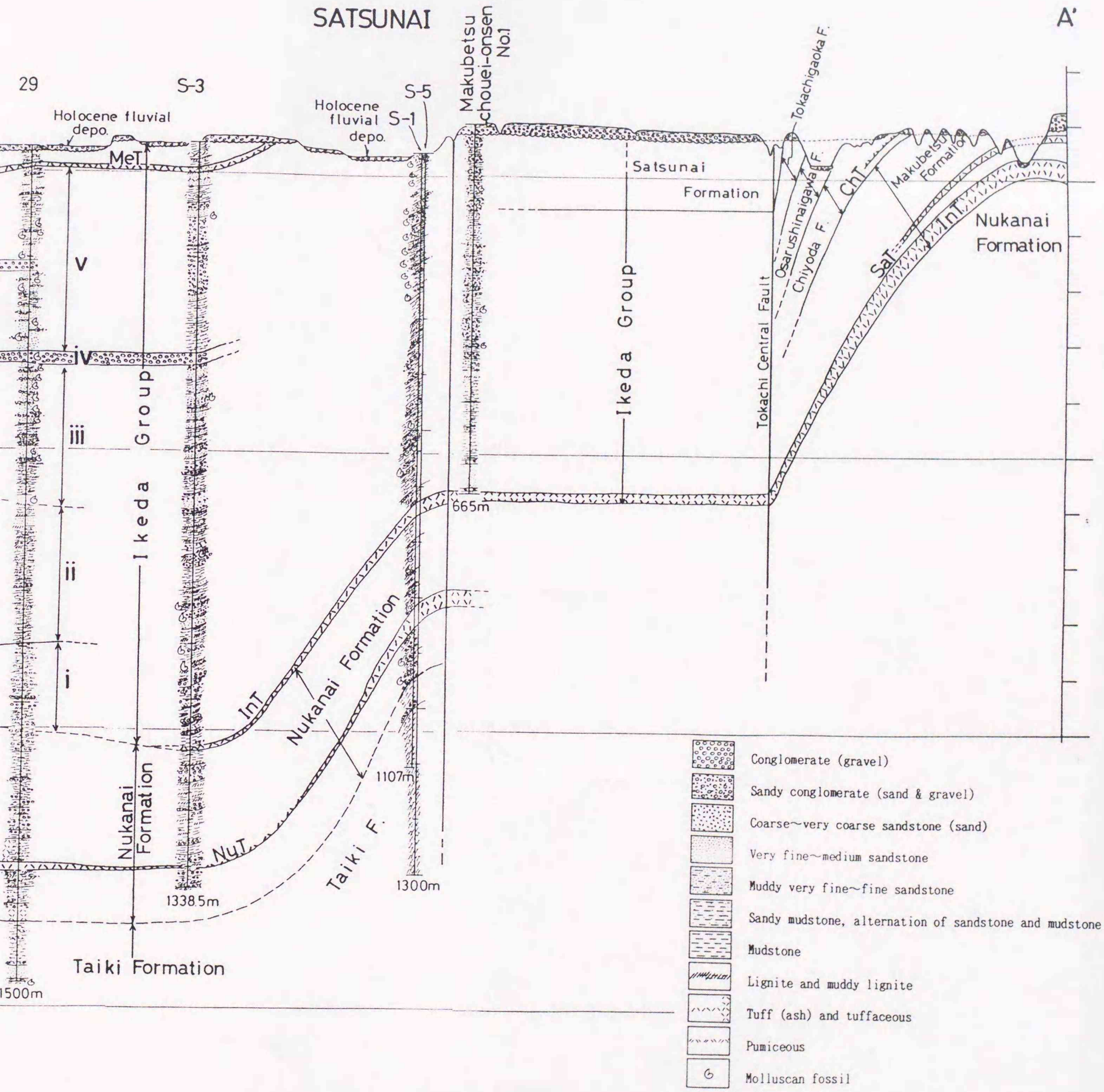
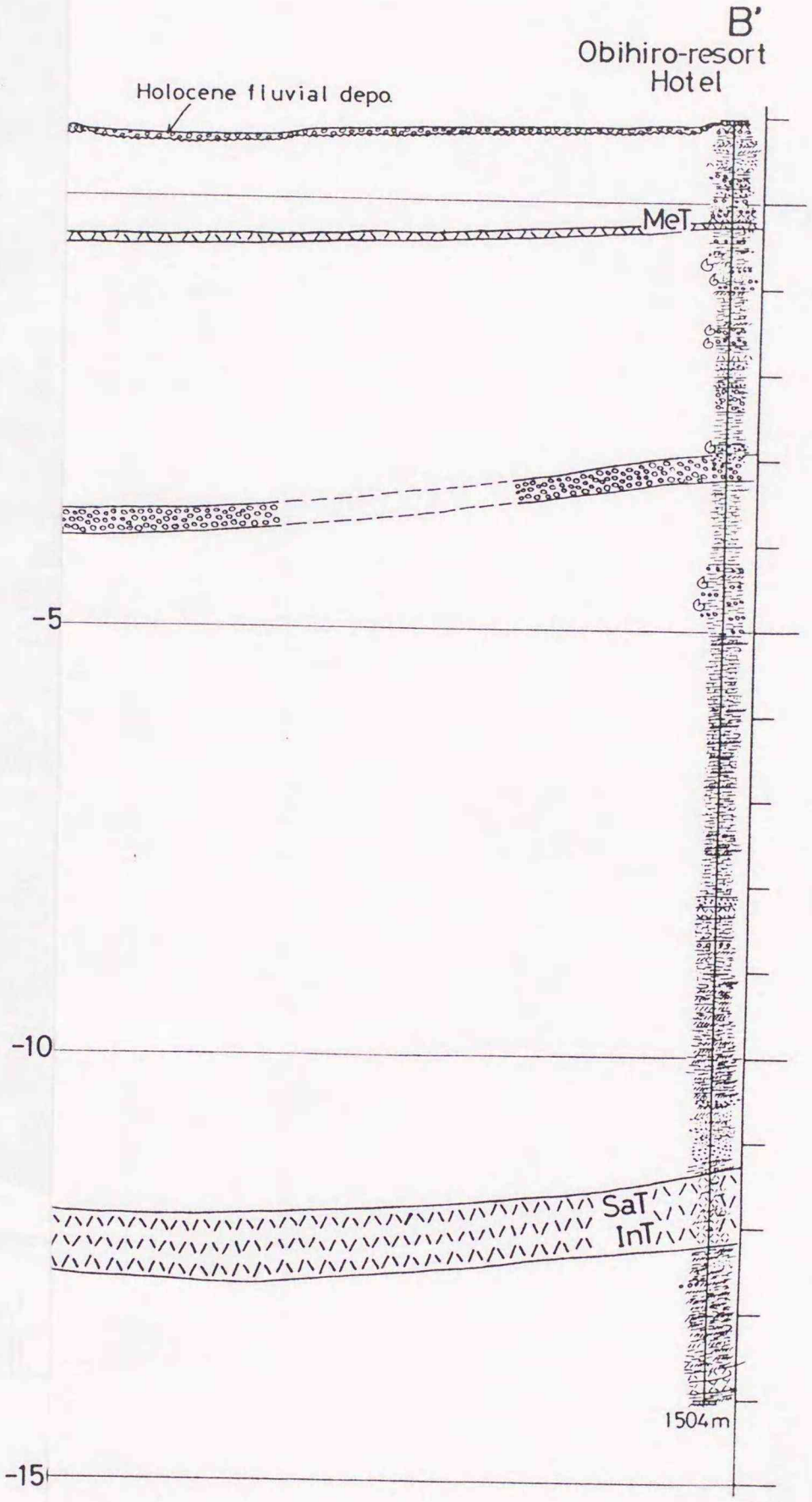



Fig. X-19 Detailed cross-section, A-A' from Memuro to Makube




n, A-A′ from Memuro to Makubetsu.


SATSUNAI
A'
S-3
S-5
S-1
Holocene fluvial depo.
Holocene fluvial depo.
Holocene fluvial depo.
Makubetsu Shouei-onsen No.1
Tokachigaoka F.
MeT
Satsunai Formation
Osarushinaigawa F.
Chiyoda F.
ChT
Makubetsu Formation
InT
Nukanai Formation
Tokachi Central Fault
SaT
V
IV
iii
ii
i
Ikeda Group
665m
InT
Nukanai Formation
1107m
NuT
Taiki F.
1338.5m
1300m
Taiki Formation
1500m
Conglomerate (gravel)
Sandy conglomerate (sand & gravel)
Coarse~very coarse sandstone (sand)
Very fine~medium sandstone
Muddy very fine~fine sandstone
Sandy mudstone, alternation of sandstone and mudstone
Mudstone
Lignite and muddy lignite
Tuff (ash) and tuffaceous
Pumiceous
Molluscan fossil


B'
Obihiro-resort
Hotel
Holocene fluvial depo.
MeT
-5
-10
SaT
InT
1504m
-15

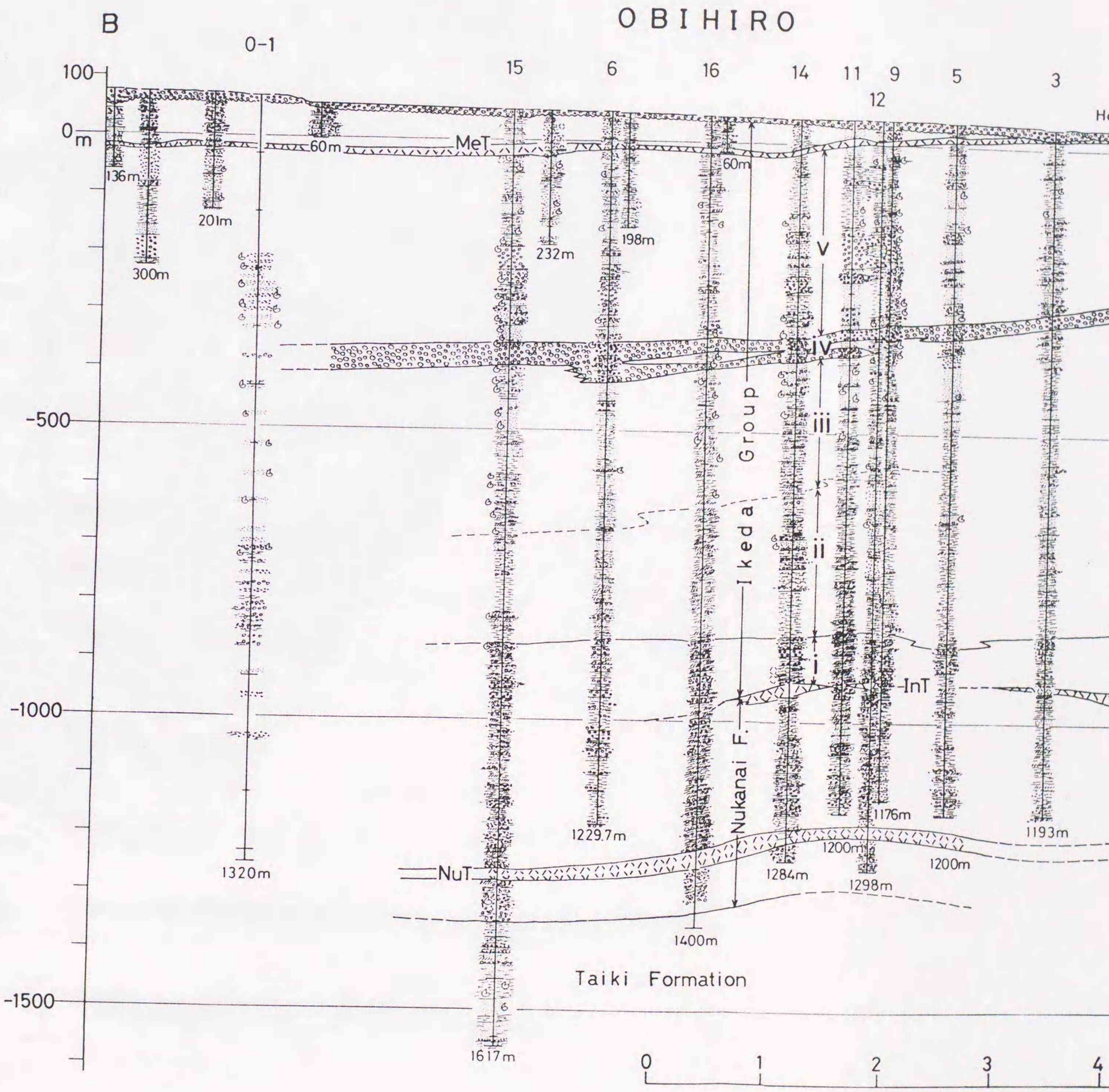
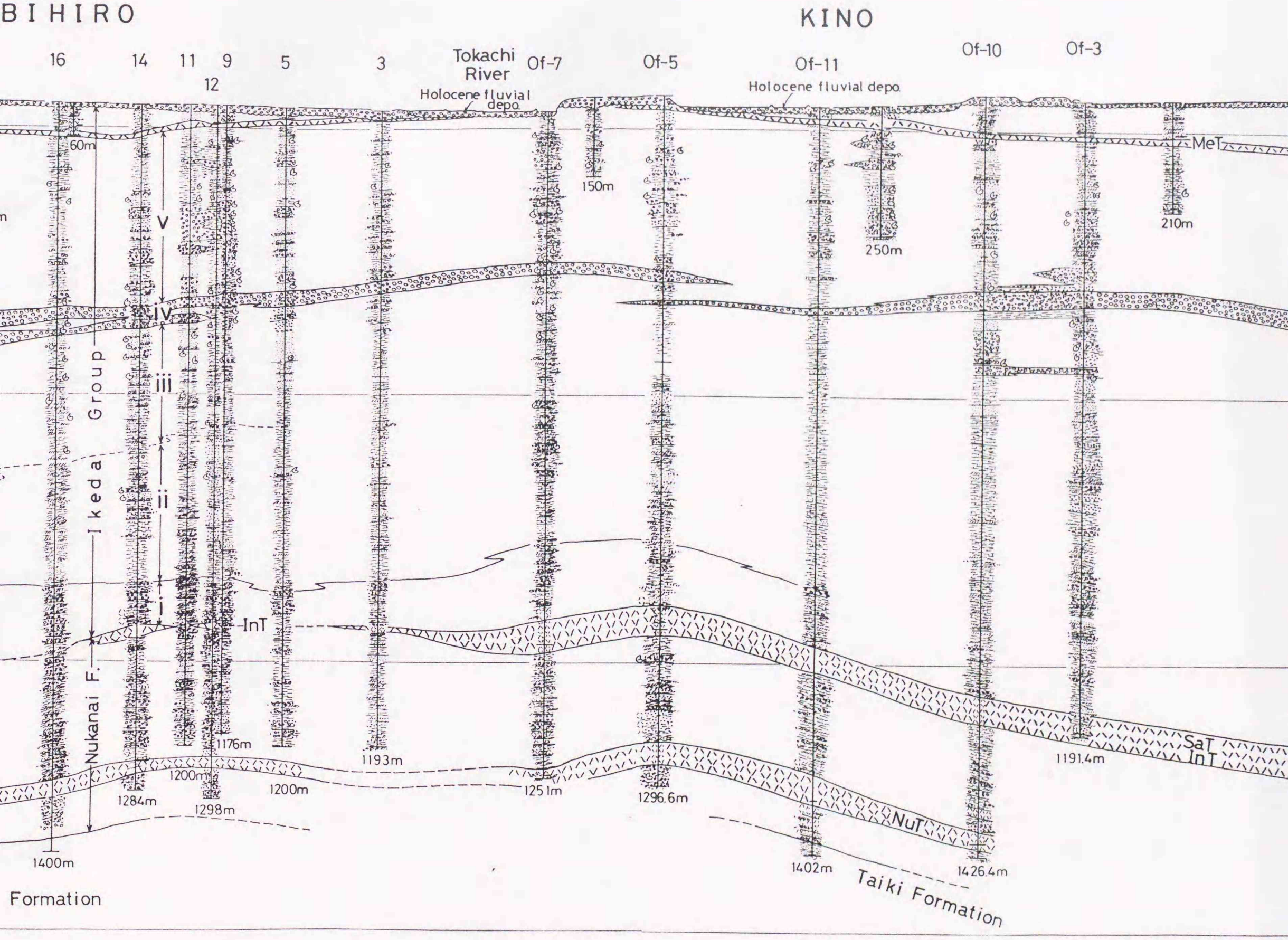
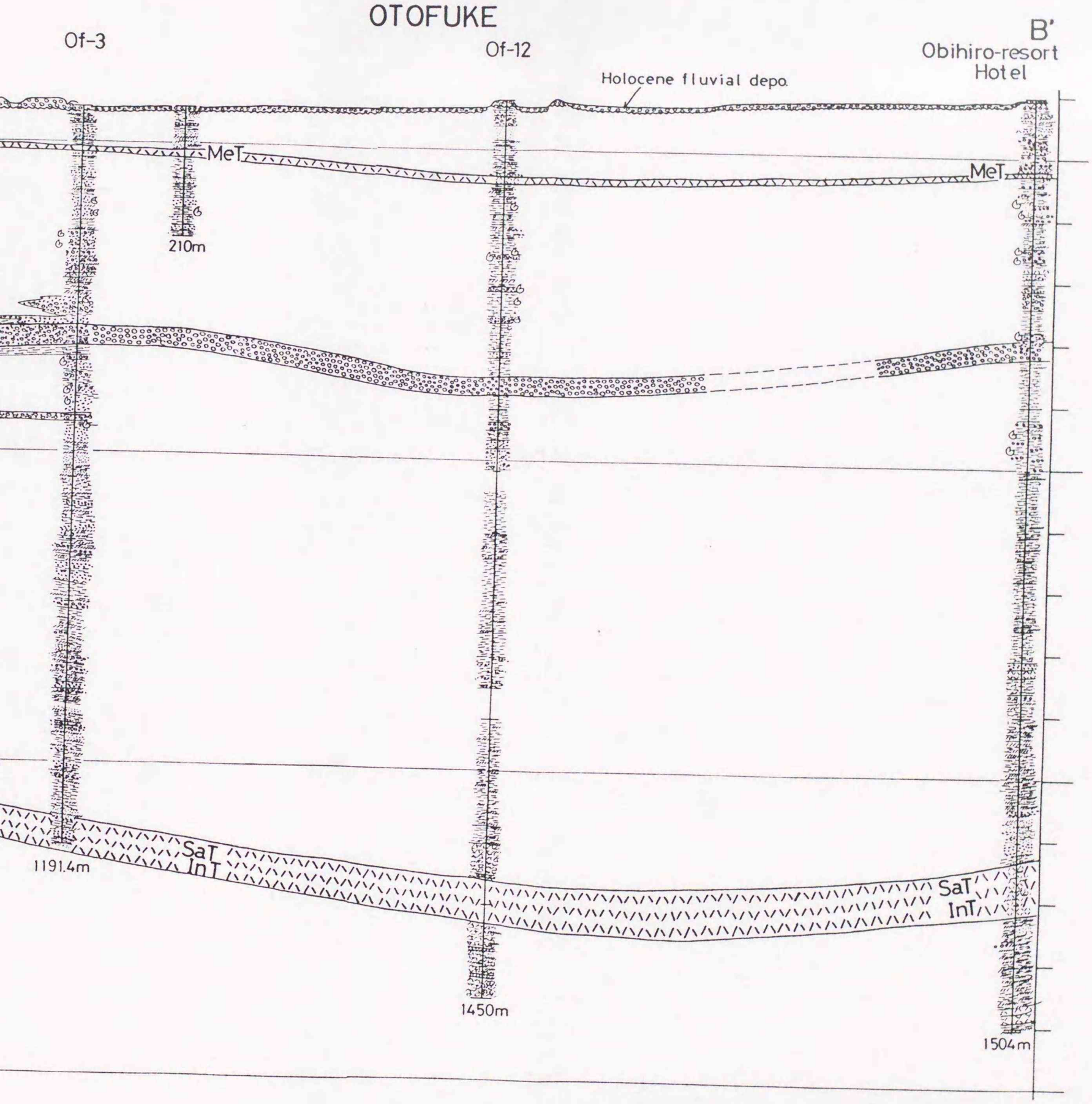
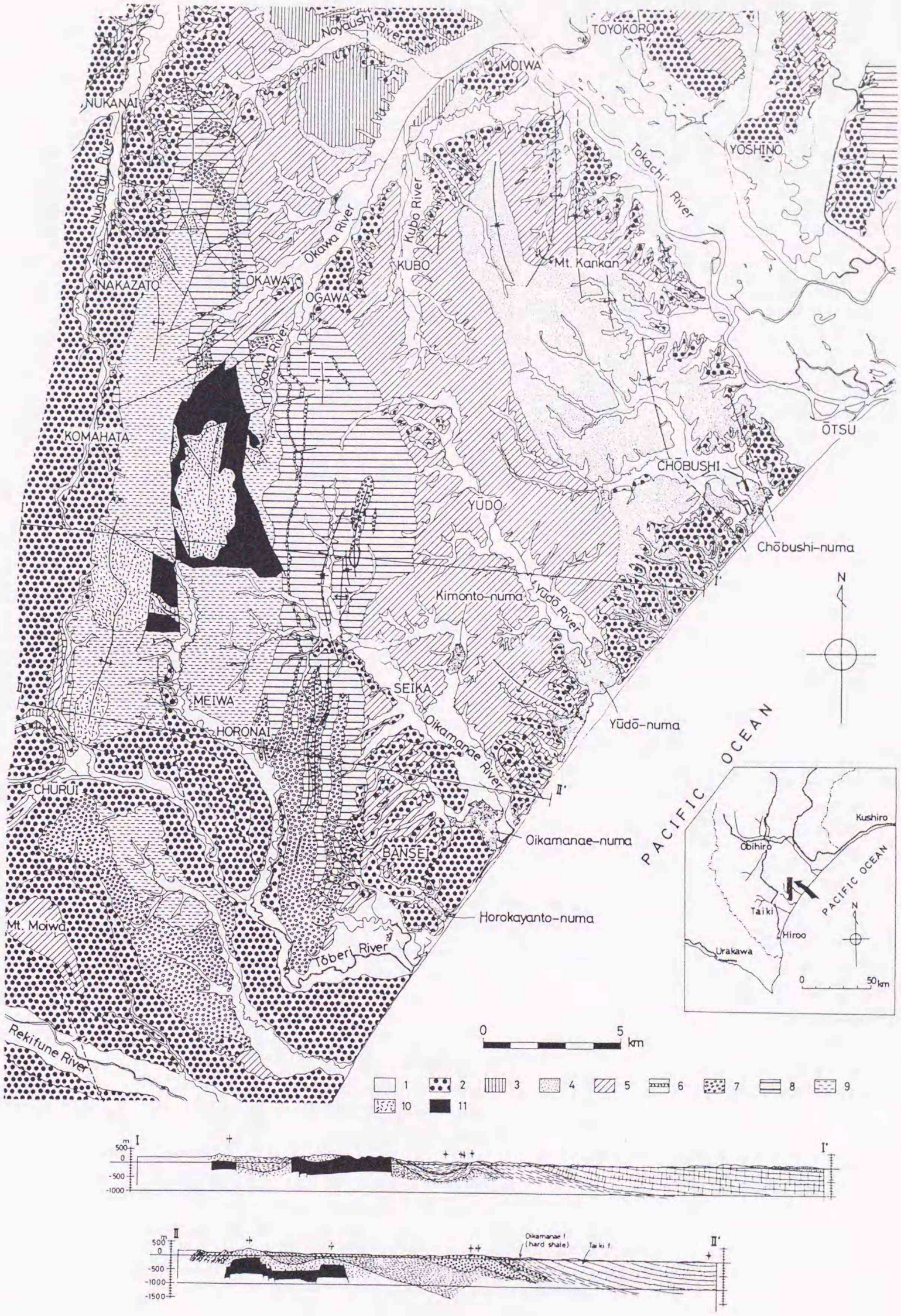



Fig. X-20 Detailed cross section, B-B′ from southern Obihiro to no




on, B-B′ from southern Obihiro to northern Otofuke.


OTOFUKE
Of-3
Of-12
B'
Obihiro-resort
Hotel
Holocene fluvial depo.
MeT
MeT
210m
SaT
InT
1191.4m
SaT
InT
1450m
1504m




1：現世堆積物　2：段丘礫層群（中期～後期更新世）　3：池田層　4：糠内層または本別層　5：大樹層　6：生花苗層凝灰岩相　7：生花苗層礫岩相　8：生花苗層硬質頁岩相　9：大川層　10：当縁緑色凝灰岩層および豊頃夾炭層　11：豊頃層

下段に断面図を示す（I－I′およびII－II′）。

Fig. X-21 Geologic map and cross sections of the Toyokoro hills and its vicinity (after oka, 1979).

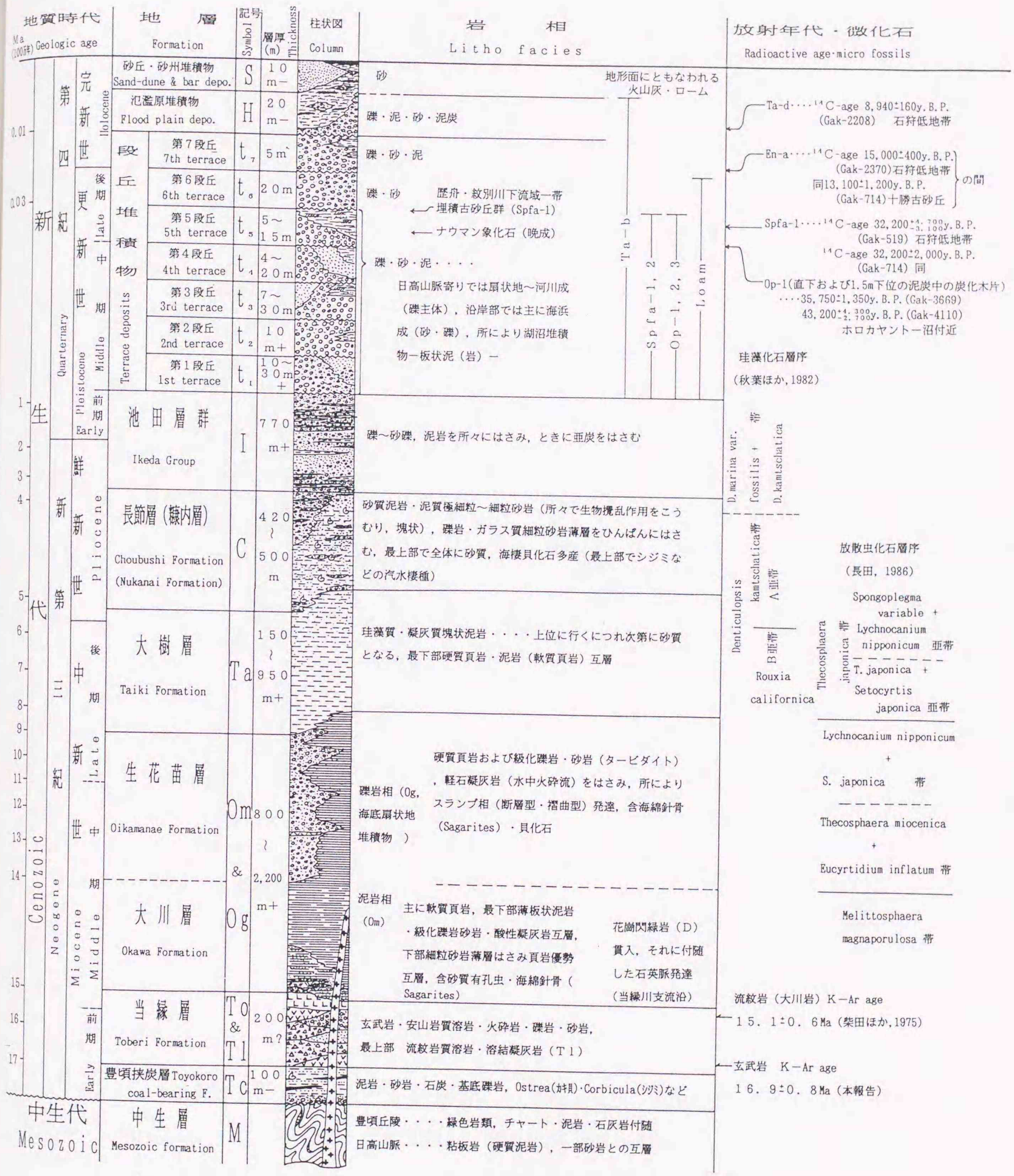



Fig. X-22 Generalized columnar section of the Toyokoro Hills and its vicinity (after Yamagishi et al.,1990).

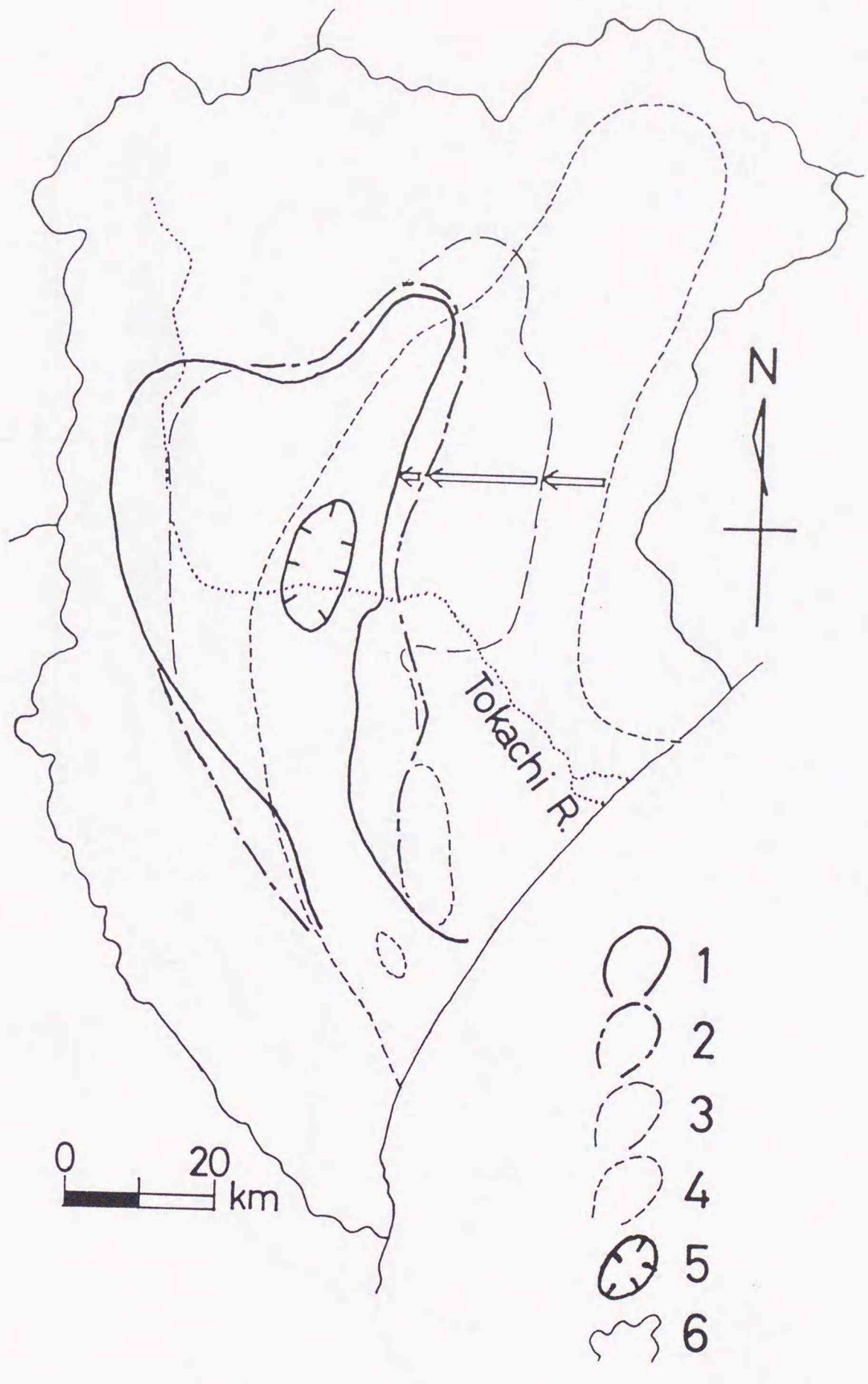



Fig. X-23 The shift of sedimentary area from the Tokachi Tectonic Basin to the Western Tokachi Tectonic Basin (Quaternary).
[Sedimentary area] 1:Otofuke Formation of Ikeda Group 2:Satsunai Formation of Ikeda G. 3:Chiyoda, Osarushinaigawa and Tokachigaoka Formations of Ikeda G. 4:Honbetsu or Nukanai Formation 5:Subsidence center of the Western Tokachi Tectonic Basin
5:Administerial boundary of sub-prefecture

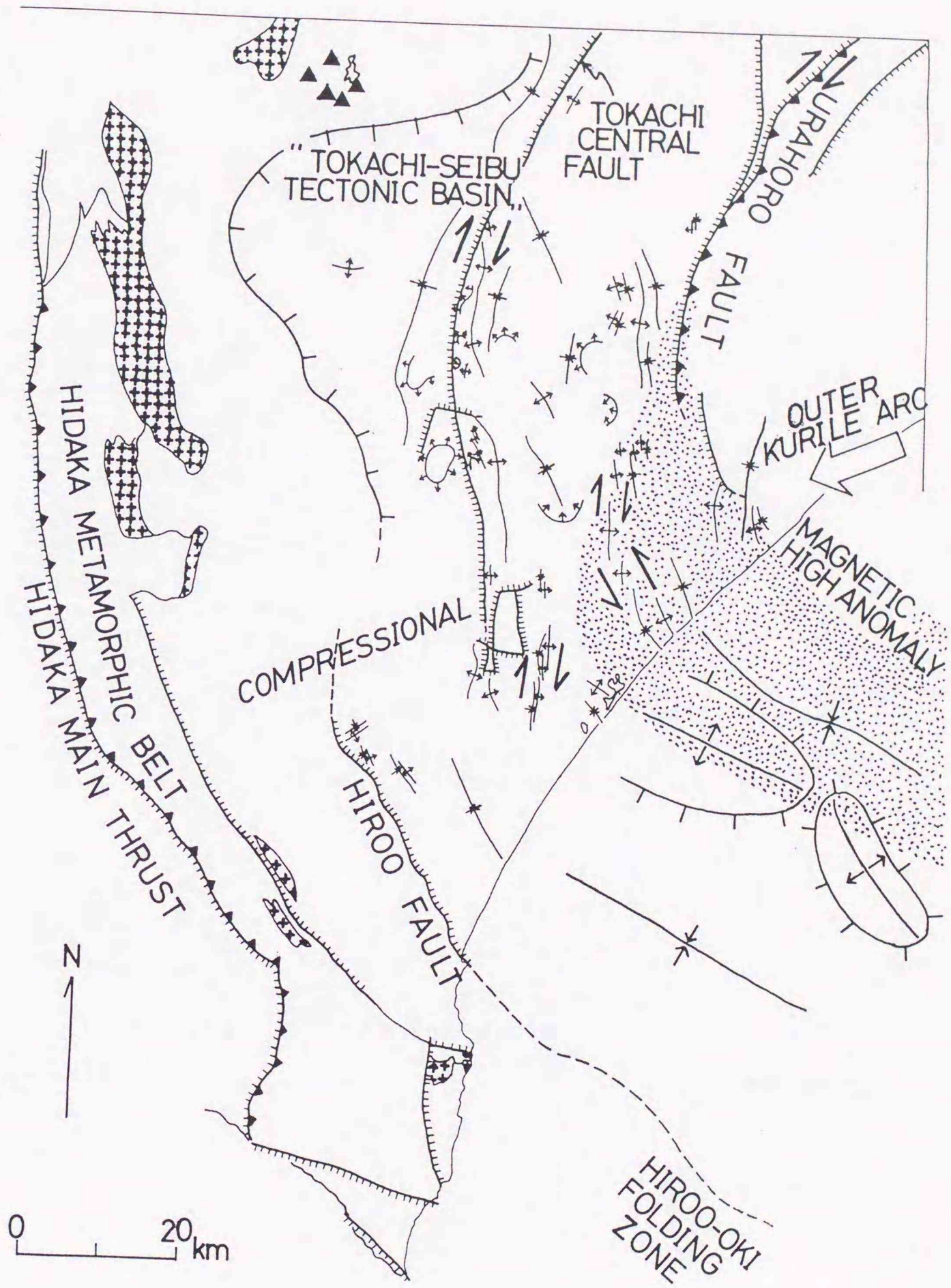



Fig. X-24 Pliocene to Quaternary tectonic pattern, the Tokachi region (after Oka, 1986a).

Open arrow indicates the direction of shifting of the Outer Kurile Arc.

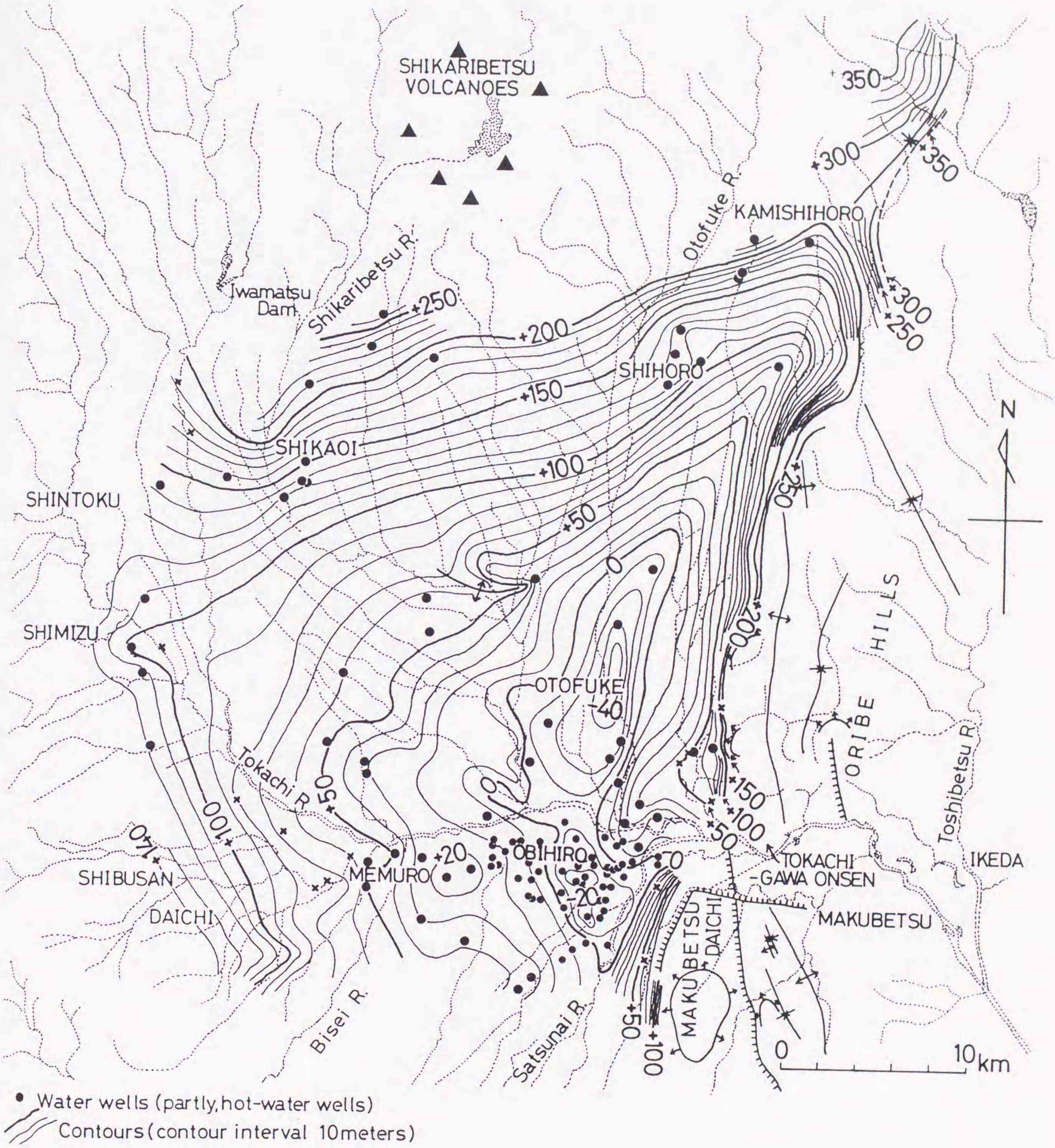



Fig. X-25 Structure contour map of the base of Meto Tuff Member (MeT, about 0.9Ma in age).

This fig. is after Oka(1986a).



Fig. X-26 Paleogeography of the Tokachi region in 0.8～0.7Ma(showing the last aggression of the Western Tokachi Tectonic Basin).
This fig. is after Oka(1986a).




TableX-1 Stratigraphical divisions of Plio-Pleistocene in the Tokachi Plain.

| No. | 坑井名 | ボーリング深度 (m) | ボーリング地質記録 | ボーリング試料（個数） | 物理検層記録 比抵抗・自然電位（測定区間深度：m） | 温度（実施回数） | ボーリング業者 | 付記 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| [帯広半径３ｋｍ圏の泉源・深度８００ｍ以上] | | | | | | | | |
| 1 | ボストン1号 | 935 | ○ | × | × | × | 有賀さく泉 | |
| 2 | ｾﾝﾄﾗﾙ ﾎﾃﾙ | 1,300? | ○ | × | ○(277-498) | ○（４） | 辻谷試錐 | 主に掘進率に関する記録・部分的に地質記載 |
| 3 | 水光園 | 1,193 | ○ | × | × | ○（１） | 有賀さく泉 | 地研報16に掲載，温検 完成9年後に実施 |
| 4 | 帯広南温泉 | 1,187 | ○ | × | × | × | 有賀さく泉 | 地研報16 |
| 5 | ローマの泉 | 1,200 | ○ | × | × | × | 有賀さく泉 | 地研報16 |
| 6 | 谷乃湯 | 1,229.7 | ○ | × | × | ○（１） | 有賀さく泉 | 地研報16，温検自噴開始後40日 |
| 7 | 朋の湯 | 1,319 | ○ | ○（57） | × | × | 有賀さく泉 | 地研報16，試料800-1300m間 |
| 8 | 帯広温泉3号 | 1,100 | × | × | × | × | 弟子屈 兄 | |
| 9 | 荘田 商店 | 1,176 | ○ | ○（95） | × | × | 有賀さく泉 | 地研報16，試料0-1162m間 |
| 10 | ボストン2号 | 1,239 | ○ | ○（78） | × | × | 有賀さく泉 | 地調報55に下部のみ掲載 |
| 11 | 旭湯 | 1,200 | ○ | × | × | × | 有賀さく泉 | |
| 12 | クラックス | 1,298 | ○ | ○（61） | × | × | 有賀さく泉 | 試料300-1300m間 |
| 13 | 狸の里 | 1,300 | ○ | ○（50） | × | × | 有賀さく泉 | 試料280-1300m間 |
| 14 | 駅南井 | 1,284 | ○ | ○（47） | × | ○（１） | 有賀さく泉 | 温検 完成７年後に実施 |
| 15 | 君の湯 | 1,617 | ○ | ○（143） | ○（985.5-1331） | ○（１） | 有賀さく泉 | |
| 16 | ニチイ | 1,400 | ○ | ○（42） | × | × | 有賀さく泉 | 試料297-1300m付近の間 |
| 17 | ひまわり苑 | 1,398.5 | ○ | ○（112） | ○（968.5-1305） | ○（１） | 有賀さく泉 | |
| 18 | 白樺 温泉 | 1,414 | ○ | ○（53） | × | × | 有賀さく泉 | |
| 19 | 緑ケ丘 ｻｳﾅ | 1,506 | ○ | ○（44） | ○（918-1407） | ○（１） | 有賀さく泉 | 試料345-1400m付近の間 |
| 20 | 成井 農林 | 1,200 | ○ | ○（44） | ○（838-1200） | ○（１） | 有賀さく泉 | |
| 21 | ふくい ﾎﾃﾙ | 1,402 | ○ | ○（91） | ○（980-1402） | ○（１） | 有賀さく泉 | |
| 22 | 市総合福祉センター | 1,502 | ○ | ○（329） | ○（ 22- 330） | ○（１） | 有賀さく泉 | 地質ｺｱ3個，温検0-330m間 |
| | | | | | ○（330- 801） | ○（１） | | 温検0-801m間 |
| | | | | | ○（801-1502） | ○（２） | | 温検0-1502m間 |
| 23 | 十勝 砕石 | 1,343 | ○ | ○（80） | × | × | 有賀さく泉 | |
| 24 | 協立 病院 | 1,406 | ○ | ○（82） | ○（921-1406） | ○（１） | 有賀さく泉 | 試料16-1400m間 |
| 25 | オプティマ | 1,370.5 | ○ | ○（107） | ○（938-1370.5） | ○（１） | 有賀さく泉 | 試料0-1340m間 |
| 26 | 帯広温泉4号 | 1,356 | × | × | × | × | 弟子屈 ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ | |
| 27 | 山下 丈夫 | 1,492.5 | ○ | ○（51） | × | × | 有賀さく泉 | 試料6-767m間 |
| 28 | 北海館 ﾎﾃﾙ | 1,501 | ○ | ○（113） | ○（900-1501） | ○（１） | 有賀さく泉 | |
| 29 | 東湯 | 1,500 | ○ | ○（71） | × | × | 有賀さく泉 | |
| 30 | パール温泉 | 1,534 | ○ | ○（57） | × | × | 有賀さく泉 | 試料0-1300m間 |
| 31 | 井原 工業 | 1,438 | ○ | ○(74+α) | ○（824-1438） | ○（１） | 有賀さく泉 | ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ地質記録283m以下，試料0-1438m間 |
| [周辺地域の泉源・深度８００ｍ以上] | | | | | | | | |
| N-1 | 帯広西病院 | 1,200 | ○ | ○（57） | ○（830-1117.5） | ○（２） | 有賀さく泉 | 地研報16，試料0-1010m間 |
| N-2 | 金森 武 | 1,328 | × | × | × | × | 弟子屈 兄 | |
| N-3 | 中村フミ子 | 1,200 | × | × | × | × | 石和 ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ | |
| N-4 | 自由ケ丘 ﾎﾃﾙ | 1,306 | ○ | ○（83） | ○（884-1306） | ○（１） | 有賀さく泉 | 試料0-1230m付近間 |
| N-5 | 藤原 智則 | 1,146 | × | × | × | ○（１） | 弟子屈 ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ | |
| N-6 | 島倉 重機 | 1,080 | × | × | × | × | 弟子屈 ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ | |
| N-7 | 葵西幼稚園 | 1,070 | ○ | ○未鑑定 | × | × | 有賀さく泉 | |
| N-8 | 帯西幼稚園 2号 | 905.5 | ○ | ○未鑑定 | × | × | 有賀さく泉 | |
| O-1 | 久田 一夫 | 1,320 | × | ○（37） | × | 留点温度６点 | 弟子屈 ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ | 試料：38m→1個，276-1104m間→36個 |
| S-1 | 喜別町営温泉２号 | 1,107 | ○ | ○（89） | ○（209.25-610.5） | × | 有賀さく泉 | 地研報16，地質ｺｱ700m以下4個，温検0-610.5mおよび0-1107m間 |
| | | | | | ○（610.5-1107） | ○（２） | | |
| S-2 | 喜別ﾊﾟｰｸﾎﾃﾙ2号 | 1,200 | ○ | ○（19） | ○（ ? ） | ○（１） | 有賀さく泉 | 試料795-1000m付近の間 |
| S-3 | 田村 建設 | 1,338.5 | ○ | ○（67） | ○（898.5-1222） | ○（１） | 有賀さく泉 | 試料720-1302m間 |
| S-4 | ﾋﾞｭｰﾎｰｸ城 | 1,212 | × | ○（101） | × | × | 弟子屈 ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ | 試料100-1180m間 |
| S-5 | 緑館 | 1,300 | ○ | × | ○（320-700） | ○（１） | 浅野？ | ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ業者の総合柱状図による |
| | | | | | ○（700-1300） | ○（２） | | |
| S-6 | ﾙﾈｯｻﾝｽ | 1,300 | ○ | ○未鑑定 | × | × | 有賀さく泉 | |
| S-7 | ｵｰﾄｻﾛﾝ | ? | ○ | ○未鑑定 | × | × | 有賀さく泉 | |
| Of-1 | 丸美ケ丘温泉２号 | 850 | ○ | × | × | × | 有賀さく泉 | |
| Of-2 | ちか鯛１号 | 1,002 | ○ | × | × | × | 有賀さく泉 | 「中士幌」図幅 |
| Of-3 | ﾎﾃﾙ ｱｲｾﾝ | 1,191.4 | ○ | × | × | × | 有賀さく泉 | 「中士幌」図幅 |
| Of-4 | ちか鯛２号 | 812 | ○ | × | × | × | 有賀さく泉 | 地研報16 |
| Of-5 | 丸美ケ丘温泉３号 | 1,296.6 | ○ | ○（66） | ○（855-1296.6） | ○（１） | 有賀さく泉 | 地調報55地研報16「中士幌」図幅，試料630-1255m間 |
| Of-6 | 木野 農協 | 1,302 | ○ | ○（65） | ○（109-600） | ○（１） | 有賀さく泉 | 温検0-600m間 |
| | | | | | ○（600-1302） | ○（２） | | 温検0-1302m間 |
| Of-7 | 石田 正男 | 1,251 | ○ | ○（120） | ○（830.5-1200） | ○（１） | 有賀さく泉 | |
| Of-8 | 松田樹生園 | 1,235 | ○ | ○（65） | ○（885-1226） | ○（１） | 有賀さく泉 | 試料10-1087m間 |
| Of-9 | ちか鯛３号 | 800? | ○ | × | × | × | 有賀さく泉 | ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ地質記録400.5m以下(追跡)？ |
| Of10 | 音更 病院 | 1,426.4 | ○ | ○（38） | ○（995-1426.4） | ○（１） | 有賀さく泉 | 試料617-1426m間 |
| Of11 | 木野 温泉 | 1,402 | ○ | × | ○（224-696?） | ○（１） | 上山 試錐 | ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ業者の総合柱状図による，温検0-670mおよび0-1402m間 |
| | | | | | ○（696?-1402） | ○（２） | | |
| Of12 | 谷汲山 観音寺 | 1,450 | ○ | ○未鑑定 | ○（805-1450） | ○（１） | 有賀さく泉 | 試料0-1450m間 |
| その他 | 弧ﾘｿﾞｰﾄ ﾎﾃﾙ | 1,504 | ○ | ○（91） | ○（780-1329.5） | ○（１） | 有賀さく泉 | 地研報16・「中士幌」図幅 |
| | 黒田 農機 | 1,218.8 | × | ○（62） | ○（800-1180） | ○（１） | 石和・辻谷試錐 | 地研報16，試料430-865m間，240まで水井戸資料 |
| | 芽室 温泉 | 1,393.5 | ○ | ○（51） | ○（796.5-1212） | ○（１） | 有賀さく泉 | |
| | | | | | ○（796.5-1,393.5） | ○（１） | | |

TableX-2 List of Hot water wells(drilling depth is longer than 800meters) with drilling records.

# XI. 斜里平野の地質とテクトニクス　Geology and tectonics of the Shari Plain

## XI－1．概論　Outline

Ⅴ－4で述べたように，斜里平野は東北海道構造区の千島弧内帯（火山弧）に属している。東西40km前後の広がりがあり，堆積盆としては斜里沖の大陸棚にも広がり，南北40kmである。地形的には東側には知床半島とその基部の500～1,000m級の火山性山地が北東－南西の方向に延びて存在し，一方，西側には天都山－能取岬の南北方向の150～250m級の丘陵地が存在し女満別低地帯と区別されるが，その丘陵地の南方は火山灰台地に移行し，同低地帯と一体化している。南側は屈斜路カルデラとその周辺の火山地形により境されている。このように3方を山地～丘陵に囲まれ北に向って開いた形態をもっている。北限は水深200mまでの大陸棚部分とする。平野内の大部分の地域は屈斜路カルデラ形成の際に流出した火砕流堆積物により構成される台地（火砕流台地）である。低地は斜里市街付近に分布しそこが狭義の斜里平野であり，斜里岳南斜面に水源をもつ斜里川が流れる。その他，広義の斜里平野の西部には止別川，浦士別川および藻琴川が流れ，その周辺には狭長に低地が存在する。筆者は深層熱水資源調査の関連で同平野周辺地域（知床半島基部など）の地質調査を行い，温泉ボーリングのデータなどを収集してきている。この調査結果の一部については以下の報告で取りまとめているがその公表内容は限られたものである。ここでは未公表資料を含めて，今までの調査結果をまとめ，他の多くの研究者の成果も活用しながら，斜里平野の地質構造，層序・編年およびテクトニクスについて述べる。


輿水達司·岡　孝雄·嵯峨山　積(1987):北海道東部知床半島基部硬質頁岩層の時代.地質学雑誌,93,61-64.

北海道立地下資源調査所(1985):北海道の地熱・温泉－1985年・Ⅱ版－.（C）北海道中央部（1979年～1983年）（D）北海道東部（1980年～1983年）.地下資源調査所調査研究報告.16,80p.……斜里町泉源地質柱状図


## XI－2．斜里平野とその周辺の地質構造　Geological structure of the Shari Plain and its vicinity

斜里平野の地質構造については石油・天然ガス資源探査関連で古くは重力探査が行なわれ，小清水市街南東側に北東－南西方向の重力的高まりが発見された（佐藤ほか,1970）。この高まりを地質構造的に確認するために，1983・1984年度には国（石油公団）による基礎物理探査「網走地域」が実施され，上位より知布泊層，幾品層および越川層（硬質頁岩）の下限面の解析により，この重力的高まりがいくつかのドーム構造よりなり，全体として複背斜状の地質構造的高まりをなすことが明らかにされた（天然ガス鉱業会·大陸棚石油開発協会,1986）。そして，その南東側と北西側の低重力域が沈降構造に対応したものであることも示された。以上のような地質構造解明結果はFigXI-1の重力コンターを描

いた地質構造図としてまとめることができる。小清水市街付近の複背斜構造をここでは小清水隆起帯と呼ぶことにするが，これは阿寒－屈斜路隆起帯の延長部とみなすことができる。実際に，本隆起帯の北西縁にあたる小清水市街では1981年に小清水町泉源のボーリングが行なわれたが，その結果によれば新第三系については火山性砕屑岩および火山岩類が卓越しており，過去において本隆起帯が知床半島のような火山活動場であったことが裏付けられている。小清水隆起帯の南東側の沈降構造を斜里ベーズン，北西側のそれを藻琴ベーズンと呼ぶ。

斜里ベーズンでは斜里市街および清里市街（上斜里）で計７井の泉源が存在し，そのボーリング記録から深度1,000～1,500mまでの地下地質が解明されている。その詳しい内容については，後で述べるが，斜里市街の泉源と知床基部の調査ルートを結んで断面図を描くとFig.XI-2，3のようになり，斜里ベーズンの中軸に向って（北西方向へ）沈む層構造が明らかである。一方，ベーズン中軸の清里市街の泉源と斜里市街の泉源を結んで断面図を描くとFig.XI-4のようになり幾品層などについては，わずかに斜里方向に沈む傾向が明らかとなる。

藻琴ベーズンについては資源エネルギー庁（1990）がFig.XI-1に示したものより，さらに詳しい重力探査の結果を示している（Fig.XI-5）。これによれば同ベーズンは全体が低重力域をなしているが，東藻琴市街と藻琴山を結ぶゾーンを境にして北側の低重力域と南側の低重力域に分けられる。本ベーズン内には東藻琴および稲富温泉を中心に10泉源が存在しているが，松波ほか（1994）は網走・美幌地域の資源エネルギー（深層熱水資源）開発利用調査の中で本ベーズンを検討対象としている。ここでは電気探査結果といくつかの泉源の地質・物理検層資料などを活用して解析を進め，北側の低重力域には濤沸湖付近と東藻琴東方にそれぞれ北北東－南南西の軸方向をもつ向斜構造を，さらに南方の美幌川流域にも同様な軸方向の向斜構造を推定している。稲富温泉－東藻琴市街付近での筆者の地質調査結果（Fig.XI-6）をもとに，泉源のボーリング記録と電気探査結果をもとに東藻琴東方の向斜構造の一部の断面解析を行なうとFig.XI-7，8のようになる。これらで明らかなように，向斜部では後期中新世以降の呼人層および東藻琴層が厚く堆積し，西～北西に向かって呼人層の下限が次第に上昇し，稲富温泉付近では下位の網走層が浅くに潜在するようになる。なお，稲富温泉付近から天都山，能取岬に広がる丘陵地帯は地質構造的にはⅤ－４で述べたように網走－網走沖褶曲帯と呼ばれる複背斜状の隆起帯となっている。

斜里沖の大陸棚部分については，海上保安庁の重力調査（海上保安庁水路部,1974）によれば全体として大きな低重力域をなすものとされているが，小清水隆起帯の延長部とみなされる隆起帯が確認され，ニッポンオフショアにより1980年に知床沖１号井のボーリングが行なわれた（北海道鉱業振興委員会編,1990）。

## XI－３．斜里平野とその周辺地域の地質 Geology of the Shari Plain and its vicinity

斜里平野とその周辺の地質については，５万分の１地質図幅調査が地質調査所，北海道開発庁および北海道立地下資源調査所により行なわれ，「上里」（山口･佐藤,1966），「美幌」（石田･佐藤,1970），「藻琴山」（勝井･佐藤,1963），「斜里岳」（杉本･長谷川,1959），「武佐岳」（杉本,1960），「小清水」（島田･矢崎,1959），「斜里」（松下,1960），「峰浜」（杉本ほか,1962），「網走」（島田,1961）の図幅が刊行されている。さらに，地質調査所は20万分の１地質図「斜里」（佐藤ほか,1970）および「網走」（佐藤･三梨,1970）を，北海道立地下資源調査所は10万分の１水理地質図幅「北見」（小原ほか,1980）および「斜里」（広田ほか,1981）をそれぞれ取りまとめ，公表している。海域については，海上保安庁の20万分の１大陸棚海の基本図第6379号「北見大和堆」（海上保安庁水路部,1974），５万分の１沿岸の海の基本図「網走」（海上保安庁水路部,1990）および同「斜里」（海上保安庁水路部,1994）がある。その他，海域・陸域を含む地域については石油・天然ガス探査に関連して，天然ガス鉱業会･大陸棚石油開発協会（1986）および北海道鉱業振興委員会編（1990）がある。温泉資源（深層熱水）関係で松波ほか（1994）がある。その他，いくつかの地域的な地質調査報告や編年などテーマ別の報告があるが，それらについては必要なものを説明の中で紹介する。なお，斜里平野内とその周辺地域の地質の概要については地質図（Fig.XI-9）に示した。

## A．知床半島南西部の地質　Geology of the southwestern part of Shiretoko Peninsula

筆者は斜里平野の深層熱水資源の賦存状況をさぐるためには，平野内での温泉ボーリングの資料を収集し坑井地質を解析すると同時に知床半島南西部（基部）の地質との対比をを行い，熱水賦存層の広がりや傾きなどを把握することが重要だと判断した。そのため，斜里市街に近くて地層の分布と露出条件に恵まれる奥藥別川ルートを中心に調査することにした。地層の分布と地質構造については，地質図（Fig.XI-10）としてまとめたが，調査地域は知床半島南西部のオホーツク海側の部分であり，地質構造的には複背斜構造（知床半島全体に一致）の西翼にあたり，いくつかの波状の褶曲を経て全体としては20～30°前後の傾斜で北西側に傾いている。半島中軸より，下位から忠類層，奥藥別層，越川層，幾品層，知布泊層および屈斜路火山噴出物・同再堆積物群などが累重している。奥藥別川ルートではこれらの地層のうち，忠類層の最上部から知布泊層基底まで，幾品川ルートでは幾品層下部上限付近から屈斜路火山噴出物・同再堆積物群群の最下部付近までについて，それぞれルート柱状図を作成した（Fig.XI-11）。以下にこれらの地層について，観察結果や問題点について述べる。

### 忠類層　Churui Formation

いわゆる“クリーン・タフ”を主体とした地層に対して，佐々（1953）により知床半島基部南東側の忠類川上流域を模式地として“忠類層群”と命名された地層である。その後

，「武佐岳」図幅（杉本,1960）において，本層を下位より瑠辺斯緑色凝灰岩層，カスシナイ川流紋岩，俣落川ネバァダ岩質石英粗面岩，盗材沢角礫凝灰岩層，薫別川集塊岩層および錐山プロピライト緑色凝灰岩複合岩体などに区分した。なお，北に隣接する「峰浜」図幅（杉本ほか,1962）では，これらの地層から後の３層・岩体を除いた残りを忠類層として取り扱っている。しかし，20万分の１地質図「斜里」（佐藤ほか,1970）では，錐山プロピライト緑色凝灰岩複合岩体を忠類層に含めて取り扱っている。緑色変質が進み“グリーン・タフ”様になっていることから渡島半島の訓縫層に対比され中期中新世とされていたが（高橋ほか編,1980），輿水･金（1986）は最下部の瑠辺斯緑色凝灰岩層について8.6±0.9MaのＦＴ年代を報告しており，後期中新世の年代が示されている。このように，本層の取り扱いについては，特に奥藥別（集塊岩）層との関係において不明確な点が多く，そもそも“グリーン・タフ”様であるから地層が古いと判断するのには難点があった。変質の進展は年代とは別に判断すべきものである。このように忠類層の取り扱いについては今のところ，便宜的にならざるをえない。

ここでの忠類層は奥藥別川ルート最奥部における，強く緑色化した角礫凝灰岩～凝灰角礫岩の部分（錐山プロピライト緑色凝灰岩複合岩体に相当）をさしている。火山堆積学的にとらえると，この部分火山活動の一次的堆積物が主体であるのに対して，上位の奥藥別層下部が火山性土石流堆積物など二次的堆積物よりなるのと対照的である。層厚約150mを観察した。

奥藥別層　Okushibetsu Formation

「峰浜」図幅では忠類層が再定義され，その上部の盗材沢角礫凝灰岩層と薫別川集塊岩層に相当する地層を忠類層から切り離し奥藥別川を模式地として奥藥別集塊岩層という名称で取り扱った。ここではこの地層を奥藥別層と呼ぶ。模式地の奥藥別川ルートでは層厚1,600mであり，下位層との関係は整合的である。岩相的には，下部・中部・上部に３区分できる。

下部は厚さが500m弱で主に火山性土石流堆積物（エピクラスティックな堆積物）より構成され，安山岩・玄武岩などの円礫に富んでおり，ときには巨礫も含まれる。最上部では砂質泥岩～泥岩をはさみ互層状となる。火山岩円礫に富むことから，本層の存在はそのような円礫が生成された火山活動の活発な陸域の存在を予想させ，おそらくそのような陸域（火山島？）で円摩された礫が土石流となり周辺の海域に堆積したものとみなされる。玄武岩の岩脈に貫かれている。

中部は厚さが約800mで，主に凝灰角礫岩および軽石流堆積物より構成され，板状泥岩や火山性タービダイト砂岩を頻繁に挟んでいる。上部層が玄武岩質の火砕岩～火山性砕屑岩よりなるのに対して，酸性火砕流を主体とし，岩質的に大きなちがいがあることが注目される。玄武岩岩脈に処々で貫かれている。全体としては弱く緑色変質をこうむるが，岩脈の周辺などでは強く緑色変質を受けている。

上部は厚さが300mあまりで玄武岩質火砕岩（ハイアロクラスタイト）と火山性砕屑岩より構成され，まれに凝灰角礫岩を挟む。火砕岩中には枕状溶岩も観察される。下部・中部を貫いて多くの玄武岩質岩脈が存在するが，これは上部の火砕岩と同質であり，この火砕岩はこれらの岩脈の噴出岩相とみなされる。なお，玄武岩岩脈は知床半島内には多数知られているが（木村,1981a），奥藥別層上部はその岩脈群の形成時期を示すものとして重要である。

越川層　Koshikawa Formation

いわゆる硬質頁岩を主とし，佐々（1953）により知床半島基部北西側の幾品川中流・越川付近を模式地として命名された地層である。本層は知床半島北西側では，模式地から奥藥別川中流域にかけては層厚100～270m程度であるが，その北東のオチカバケ川では1,500mあまりになる（「峰浜」図幅）。また，奥藥別（集塊岩）層が模式地において上部層中に硬質頁岩を時々挟むことや，糠真布川流域で明らかに硬質頁岩と互層状をなすことを考慮すると，奥藥別層の上半部と越川層は同時異相の関係にあると考えられる。宇登呂付近では越川層硬質頁岩を貫く玄武岩岩脈が観察されることも，奥藥別層の項で述べたことと関連して，そのような同時異相関係の証拠になる。なお，硬質頁岩が厚く発達する所で観察すると，同頁岩はいわゆる珪藻質泥岩がオパールＣＴ化した珪質頁岩（天北地方の稚内層）に類似している。

越川層と奥藥別層の年代は，これらの地層の下位層中に8.7MaのＦＴ年代があることと，上位の幾品層の下部に5.1MaのＦＴ年代があることから判断して，少なくとも8.6～5.1Maの後期中新世中～後期とみなされる。

幾品層　Ikushina Formation

佐々（1953）により，幾品川中流域を模式地として命名された地層であり，下位の越川層とは一般に整合漸移の関係にある。奥藥別川流域での層厚は約630mで，岩相上，最下部・下部・上部・最上部に区分できる。

最下部は厚さ30mあまりで，塊状泥岩と硬質頁岩の互層である。下部は厚さ約290mで主に塊状砂質泥岩で，基底部で泥岩あるいは細粒砂岩との細互層となる。上部は厚さ200mで，主に泥まじりの極細粒～細粒砂岩であり，生物攪乱作用をこうむっている。最上部は厚さ70m前後で主に細粒砂岩よりなり葉理が顕著である。このように本層は上方粗粒化の傾向にあり，全体に極めて凝灰質で最下部～上部に0.5～数mの厚さの軽石層（大部分が水中軽石流堆積物）を20枚近く挟んでいる。

奥藥別川中流域の本層下部の基底より60m上位にはさまれる厚さ　mの軽石層について，輿水ほか（1987）は5.1±0.4MaのＦＴ年代を測定している。さらに，この軽石層の上下2層準の泥岩について珪藻化石解析をおこない，*Denticulopsis kamtschatica*および*Thalassiosira oestrupii*の存在などから，*Thalassiosira oestrupii*帯（5.5-3.7Ma;Koizumi,19

85）と認定している。これらのことから幾品層の下限の年代はほぼ鮮新世の初頭とみなされる。

知布泊層　Chippudomari Fotmation

「峰浜」図幅で提唱された地層名で，知布泊海岸付近を模式地として，幾品層の細粒砂岩から礫質岩に移り変わる部分が本層の下限とされる。礫岩・含礫砂岩・砂岩および凝灰岩から構成されている。基底の礫岩層にはときに巨礫を含むことがある。幾品川での観察によれば層厚100m+で，その他，材化石や亜炭～亜炭質泥岩を含む板状泥岩を挟むことがあり，ラグーンまたは湿地的堆積環境も示される。本層の年代は鮮新世後期と予想されるが，今のところ明確な時代的証拠はない。

B．斜里ベーズンの地下地質と知床半島南西部の地質との対比　Subsurface geology of the Shari Basin and its correlation with the geology of the southwesern part of Shiretoko Peninsula

斜里ベーズンにおいては斜里・清里の両市街に泉源が存在しているが，これらのうちボーリング記録が整い，地質試料も直接に鑑定できた３泉源（斜里町泉源・長屋水道２号井・清里町第２泉源）について坑井地質柱状図をFig.IX-12，13，14に示す。これらのうち，ボーリング深度が1,459.5mで最も大きな斜里町泉源について，知床基部での地質調査結果（Fig.XI-11）を参考にしながら地層区分を行なうと，上位より深度0～40m完新世堆積物，～195m屈斜路火山噴出物とその再堆積物，～574.5m知布泊層，～705m幾品層最上部，～892m同　上部，～1,308m幾品層下部－越川層，1,308m～奥藥別層となる。これらの区分単元のうち，屈斜路火山噴出物は一次的な火砕流堆積物（厚さ10m前後）が６層ほど観察できるが，再堆積物は総計の厚さが一次的堆積物の総計より大きく，泥炭・貝化石を含んでおり，水成の堆積環境場が想定できる。このような再堆積物の実態は地表ではあまりよく知られていないことから，今後の研究がまたれる。幾品層下部～越川層については知床半島側では同じ泥質岩でも頁岩化しているかどうかで両層を区別できるが，坑井ではそれは肉眼観察では容易ではないが，下位に行くとカッティングスが硬い泥岩片となることなどから下部では頁岩化していると判断される。奥藥別層は最上部150mほどしか確かめられないが，奥藥別川ルートの同層と比較するとかなり細粒化しているのが特徴である。長屋水道２号井の地層の区分とその状況は斜里町泉源に類似しているが，清里町第２泉源は幾品層について全体として火砕岩および火山性砕屑岩が卓越し，火山活動場に近い所の岩相を示すのが特徴である。深部では所々緑色変質が進み，このような岩相について忠類層とみなされたこともあるが，奥藥別川ルートと比較すると恐らく，奥藥別層の最上部付近に到達しているとみなされる。越川層に相当する岩相は発達していない。

奥藥別川ルートの地質と斜里市街の泉源の坑井地質を対比するとFig.XI-3のようになる。斜里市街と清里市街のそれぞれ坑井地質を対比するとFig.XI-4のようになる。

C．藻琴ベーズンの地下地質　Subsurface geology of the Mokoto basin

藻琴ベーズン全体についての地下地質を明らかにすることは，ボーリングデータが限られることから困難であるが，東藻琴付近については稲富温泉付近の新第三系露頭の調査結果（Fig.XI-6）とその東方での電気探査結果を対比して解析した東西方向の断面図（Fig. XI-7，A－A′）と，同温泉付近の同様な露頭調査結果および泉源の坑井地質と東藻琴市街付近から藻琴山中腹にかけてのいくつかの泉源の坑井地質を対比して作成した断面図（Fig. X-7，B－B′）よりとらえることができる。上位より屈斜路火山噴出物（二次的堆積物を含む），東藻琴層（鮮新世），呼人層および網走層の層序が確認でき，東藻琴層は凝灰質砂礫岩相と泥岩の互層，呼人層は泥質岩主体，網走層は火山岩類および火山性砕屑岩類を主体としている。網走層と呼人層の間には網走～能取岬周辺ではいわゆる硬質頁岩を示す能取層が存在するが，東藻琴付近での温泉ボーリングでは能取層と呼人層が区別できないので呼人層に一括して扱っている。なお，石油資源探査に関連した放射年代測定（Ｋ－ＡｒおよびＦＴ）によれば網走層については13～11Maの年代が，能取層上部については7.8Maの年代が報告されている（木村,1991）。

XI－１．斜里平野のテクトニクス

斜里平野の形成は，周囲の火山隆起帯（阿寒－屈斜路，摩周－知床）および網走－網走沖褶曲帯の形成と密接不可分の関係にある。斜里ベーズン中心部での温泉ボーリングと知床半島（摩周－知床火山隆起帯）側との地層対比で明らかなように，半島側においては後期中新世以降，忠類層・奥藥別層・幾品層などの岩相にみられるように一貫して火山活動が活発であるのに対して，ベーズン内では通常の堆積物の沈積が進行し，時々，半島側からの火山性物質の流入を受けている。このようなことは阿寒－屈斜路火山隆起帯（小清水隆起帯）と斜里ベーズンおよび藻琴ベーズンの間についてもあてはまる。さらに，網走－網走沖褶曲帯については，網走層に示されるように中期中新世後半から後期中新世にかけて火山活動が活発で，その時期には東藻琴ベーズンに対して同様な役割を果たしていたと推察される。すなわち，斜里平野は中期中新世後半～後期中新世に成立した右雁行状配列の火山活動帯または火山隆起帯に囲まれて大きく２つのベーズンに分化して成立したものであり，その枠組みがそのまま維持されながら非火山性堆積環境にあった部分が現在の斜里平野へと発展したものとみなすことができる。

ところで，斜里平野を含む北海道東部については木村（1981a;b）が中新世以降のテクトニクスの変遷をFig.XI-15のように説明している。すなわち，中期中新世頃，知床半島地域，北見大和堆地域などいわゆる網走構造線の東側一体は伸張テクトニクスが進行し，全体が沈降域で海底火山活動が活発であった。後期中新世に入り，知床半島地域，網走構造線沿いの地域，釧路炭田地域，北見大和堆地域などはいずれも隆起域へと転化し，それまで伸張テクトニクスの場にあった千島弧内帯域は東西～北西－南東方向の水平圧縮場に変換したというものである。この説明については，知床半島の新第三系が今までの放射年

代測定では後期中新世に限られるとか，同半島の火山活動史の解明などが不十分であることなどなお厳密さを欠いており，確認のための調査研究をさらに必要としているが，上記のような斜里平野の成立を論ずるのには重要な示唆を与えてくれている。つまり，木村（1981）のいう後期中新世以降の千島弧西進運動の活発化が千島弧内帯域に東西～北西－南東方向の水平圧縮場をもたらし，その結果，摩周－知床，阿寒－屈斜路などの雁行状火山隆起帯がもたらされ，斜里平野が成立したということになる。

斜里平野内では第四紀になってからの沈降はあまり活発でないようで，屈斜路火山噴出物を主体として200m程度の厚さの堆積物が知られているが（Fig.XI-13,14），前期更新世堆積物は存在しないようである。なお，顕著な活構造も観察できない。

［第XI章関連文献］


広田知保·嵯峨山 積·松浪文博·横山英二·小原常弘(1981):北海道水理地質図No.6「斜里」および同説明書.48p.,北海道立地下資源調査所.

北海道鉱業振興委員会編(1990):北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和52年～63年）－.157p.,北海道商工労働観光部資源エネルギー課.

北海道立地下資源調査所(1985):北海道の地熱・温泉－1985年・Ⅱ版－.（C）北海道中央部（1979年～1983年）（D）北海道東部（1980年～1983年）.地下資源調査所調査研究報告.16,80p.

石田正夫·佐藤博之(1970):5万分の1地質図幅「美幌」および同説明書.34p.,地質調査所.

海上保安庁水路部(1974):20万分の1大陸棚海の基本図第6379号「北見大和堆」.

————————(1990):5万分の1沿岸の海の基本図「網走」および同説明書.53p.

————————(1994):5万分の1沿岸の海の基本図「斜里」および同説明書.58p.

勝井義雄·佐藤博之(1963):5万分の1地質図幅「藻琴山」および同説明書.36p.,北海道開発庁.

木村 学(1981a):知床半島の構造地質学的諸問題.知床博物館研究報告.3,45-57.

————(1981b):千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場.地質学雑誌,87,757-768.

木村勝弘(1991):堆積盆の生成発展過程の研究.石油開発技術センター年報(平成２年度),12-15.石油公団石油開発技術センター.

Koizumi,I(1985):Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific.*Jour. Geol.Soc.Japan*,91,195-211.

輿水達司·生島潤一(1989):北海道東部の古期屈斜路火砕流（古梅溶結凝灰岩）のフィッション・トラック年代.地質学雑誌,95,77-79.

————·金 誥佑(1986):北海道中～東部地域の新生界のフィッション・トラック年代（その３）－東部帯の“グリーン・タフ”岩層－.地質学雑誌,92,871-878.

————·岡 孝雄·嵯峨山 積(1987):北海道東部知床半島基部硬質頁岩層の時代.地質学雑

誌, 93, 61-64.

松波武雄·秋田藤夫·若浜 洋(1994):平成５年度資源エネルギー開発利用調査報告書（網走・美幌地域）.81p.,北海道立地下資源調査所.

松下勝秀(1960):5万分の1地質図幅「斜里」および同説明書.19p.,北海道立地下資源調査所.

日本の地質「北海道地方」編集委員会編(1990):日本の地質1北海道地方.337p.,共立出版.

小原常弘·和田信彦·横山英二·松浪文博·佐藤 巌(1980):10万分の１水理地質図幅No.5「北見」および同説明書.53p.,北海道立地下資源調査所.

佐々保雄(1953):釧路炭田.北海道炭田誌-2,38-42,日本石炭協会北海道支部.

佐藤博之·松田武雄·杉本友紀·須田芳朗(1970):20万分の１地質図「斜里」.地質調査所.

————·三梨 昂(1970):20万分の1地質図幅「網走」および同説明書.地質調査所.

島田忠夫(1961):5万分の1地質図幅「網走」および同説明書.20p.,地質調査所.

————·矢崎清貫(1959):5万分の1「小清水」および同説明書.16p.,地質調査所.

杉本良也(1960):5万分の1地質図幅「武佐岳」および同説明書.49p.,北海道立地下資源調査所.

————·長谷川潔(1959):5万分の1地質図幅「斜里岳」および同説明書.42p.,北海道立地下資源調査所.

————·三谷勝利·松下勝秀·高橋俊正(1960)「峰浜」および同説明書.48p.,北海道開発発庁.

高橋功二編(1980):60万分の１北海道地質図.北海道立地下資源調査所.

天然ガス鉱業会·大陸棚石油開発協会(1986):日本における最近の石油探鉱.281p.

山口昇一·佐藤博之(1966):5万分の1地質図幅「上里」および同説明書.38p.,地質調査所.

［第XI章図表説明］

Fig.XI-1 Map showing Bouguer anomalies and geological structure of the Shari Plain and its vicinity(gravity contour taken from Sato et al.,1970).

Fig.XI-2 Geological section Ⅰ－Ⅰ′ from the Shari town area to the Nukamappu River.

Fig.XI-3 Geological section Ⅱ－Ⅱ′ from the Shari town area to the Okushibetsu River.

Fig.XI-4 Geological section Ⅲ－Ⅲ′ from the Kiyosato town area to the Shari town area.

Fig. XI-5 Gravity map of the Mokoto Bsain and Memanbetsu Depression and their vicinity(after Matsunami et al.,1994).

Fig. XI-6. Geologic map of the Higashi-Mokoto Village and its vicinity.
1.Holocene fluvial deposits 2.Talus deposits 3.Lower～middle terrace deposits 4.Higherterrace deposits 5.Kutcharo pyroclastic deposits and Bihoro Formation 6.Mokoto-yama Lava 7.Higashi-mokoto Formation 8. Yobito Formation 9.Folding axes 10.Dip and strike of stratum 11.Water well 12.Hot water well 13.Electrical survey station 14.Geological section line

Fig. XI-7 Geologic section A-A′ from Inatomi Hot Spring to Urashibetsu in Abashiri City.

Fig. XI-8 Geologic section B-B′ from Nakazono to Mt.Mokoto.

Fig. XI-9 Geologic map of the Shari Plain and its vicinity(after the editorial committee of Geology of Japan,"Hokkaido",1990).

Fig. XI-10 Geological study map of the Shari Basin and the southwestern part of Shiretoko Peninsula.

Fig. XI-11 Geologic columns of survey routes of the Okushibetsu and Ikushina Rivers.

Fig. XI-12 Drilling column of the hot water well of Shari Town(after Geological Survey of Hokkaido,1985).

Fig. XI-13 Drilling column of the hot water well No.2 of Nagaya-suido.

Fig. XI-14 Drilling column of the hotwater well No.2 of Kiyosato Town.

Fig. XI-15 Middlle Miocene to Quaternary tectonic process of the eastern Hokkaido (after Kimura,1981b).

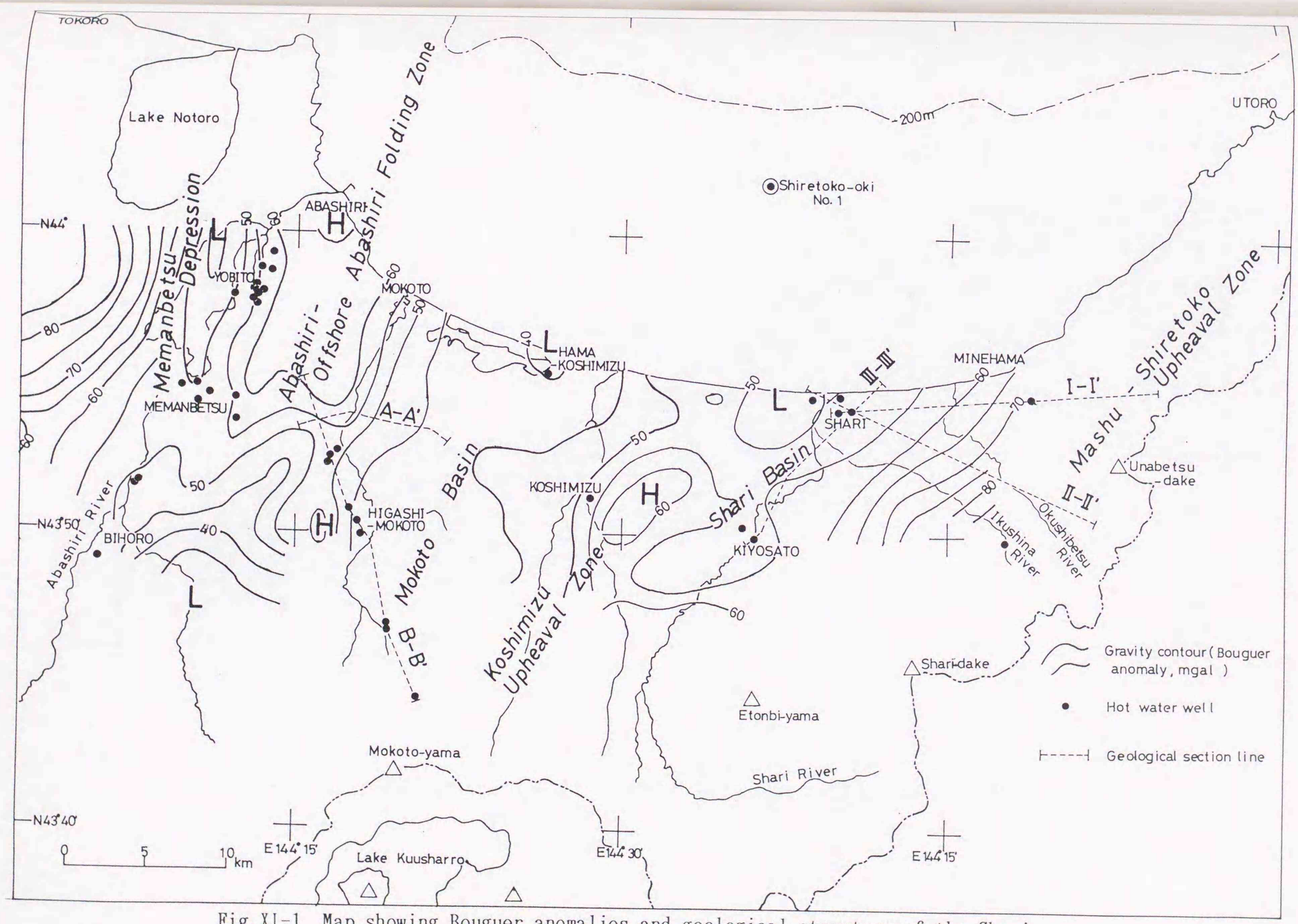



Fig. XI-1 Map showing Bouguer anomalies and geological structure of the Shari Plain and its vicinity(gravity contour taken from Sato et al., 1970).

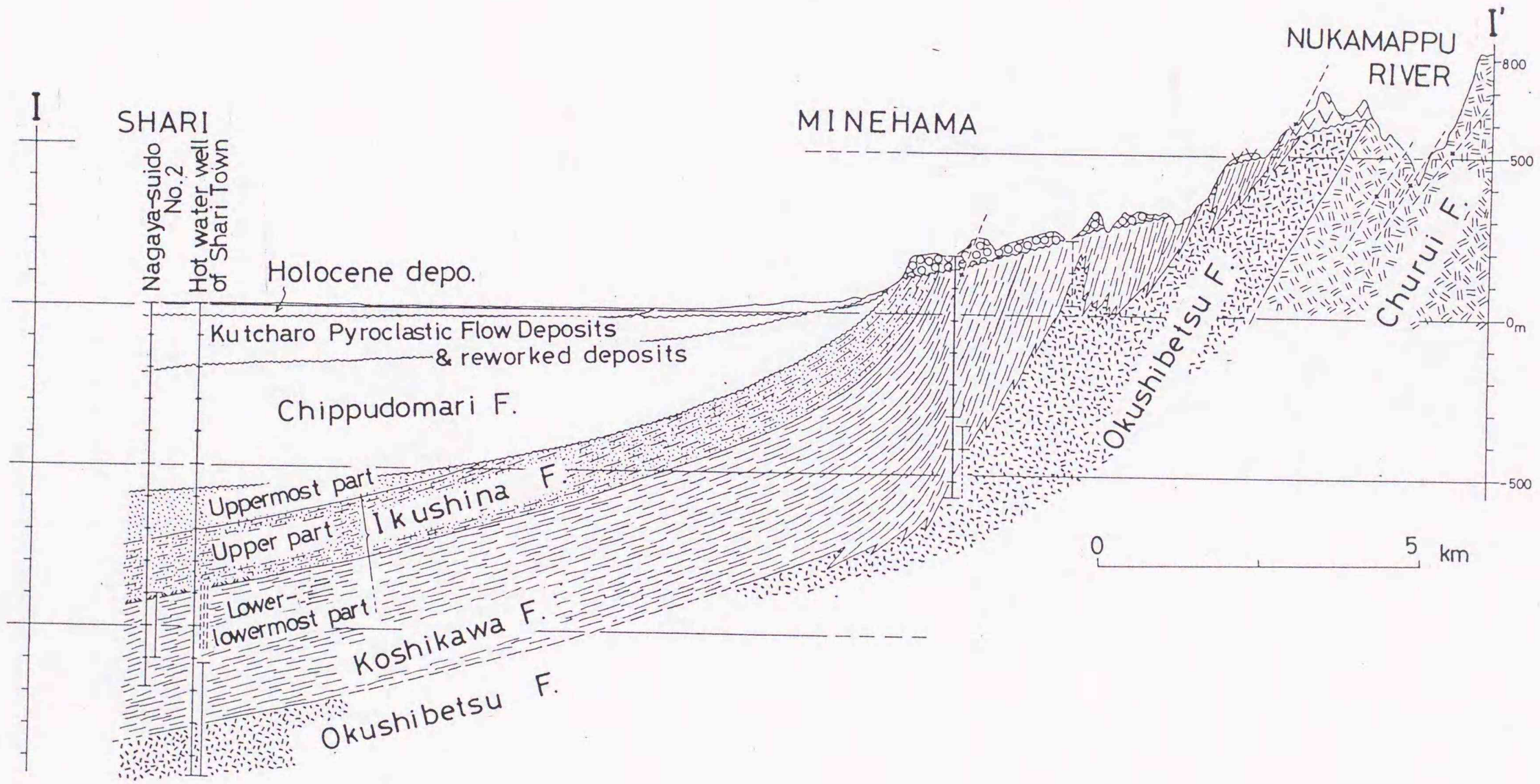



Fig. XI-2 Geological section I — I′ from the Shari town area to the Nukamappu River.

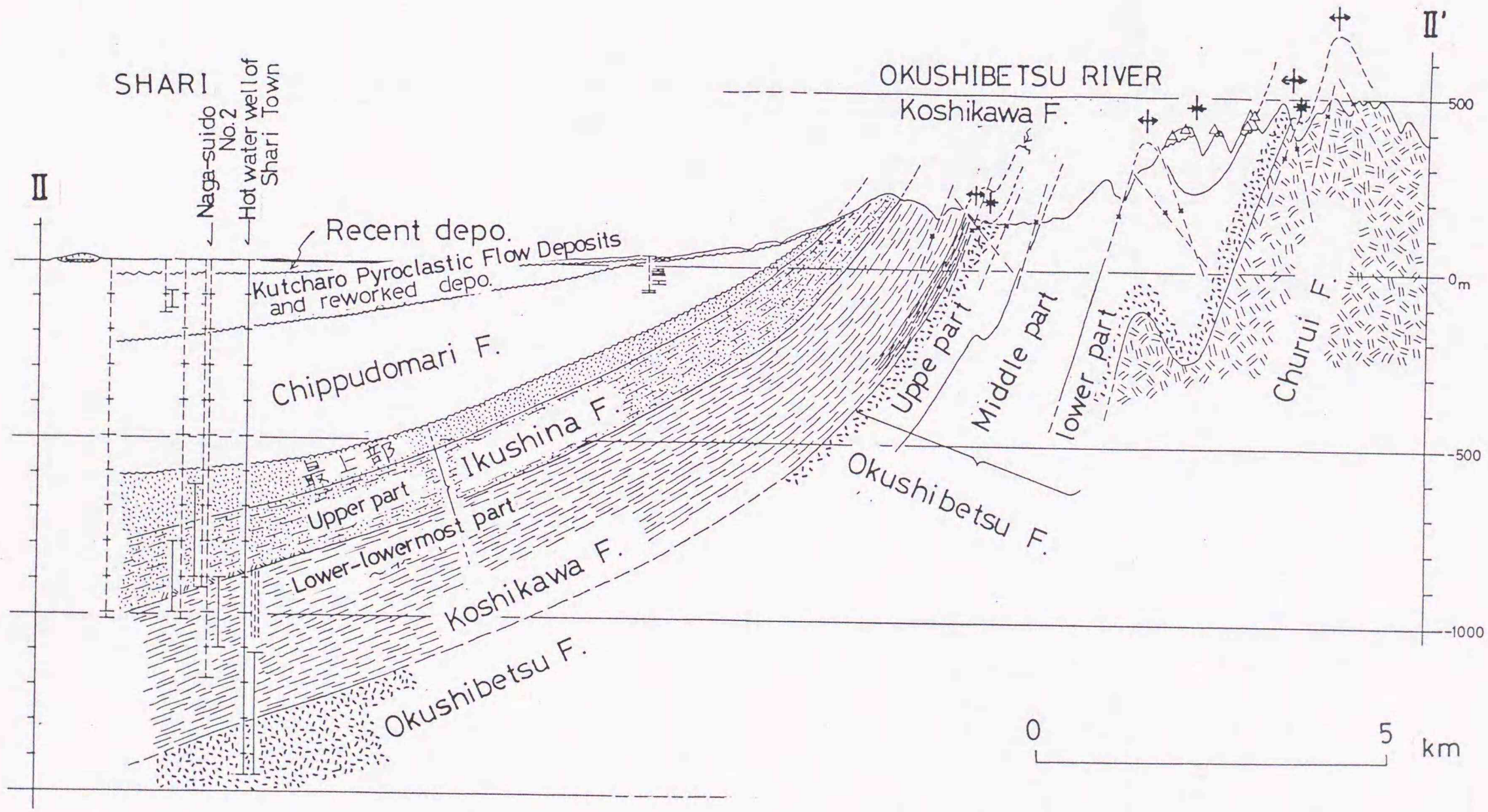



Fig. XI-3 Geological section II — II′ from the Shari town area to the Okushibetsu River.

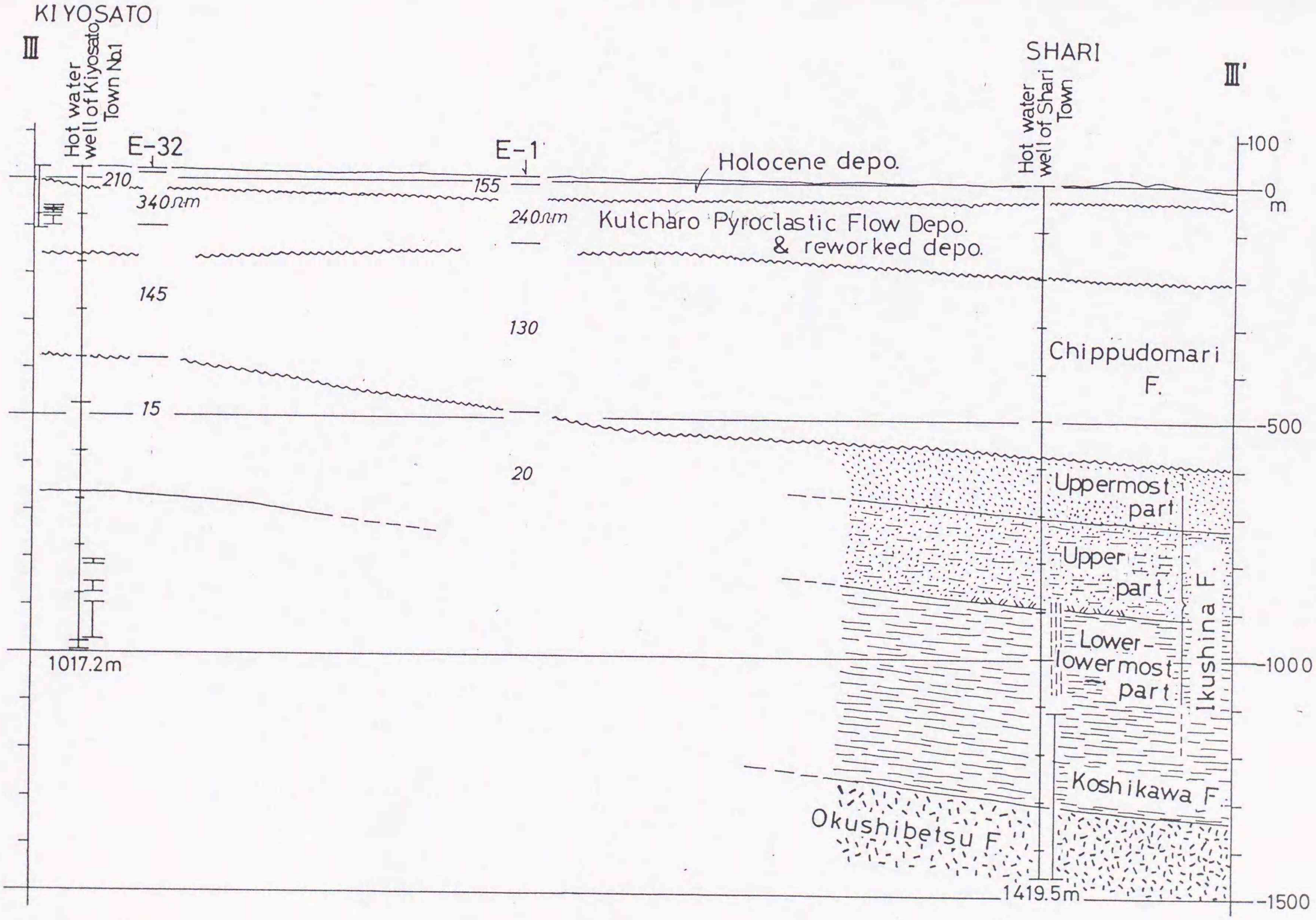



Fig. XI-4 Geological section III — III′ from the Kiyosato town area to the Shari town area.

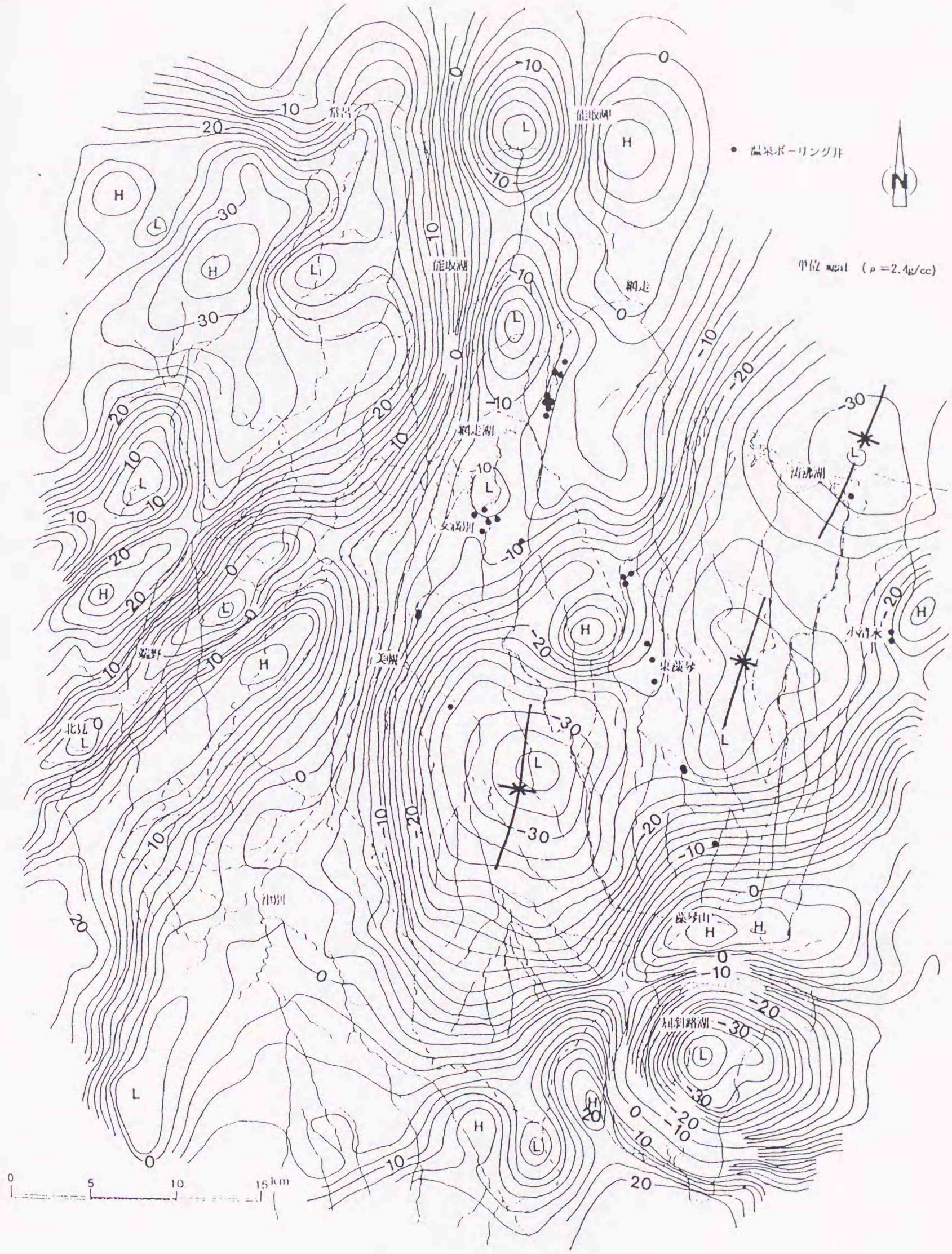



Fig. XI-5 Gravity map of the Mokoto Bsain and Memanbetsu Depression and their vicinity(after Matsunami et al.,1994).

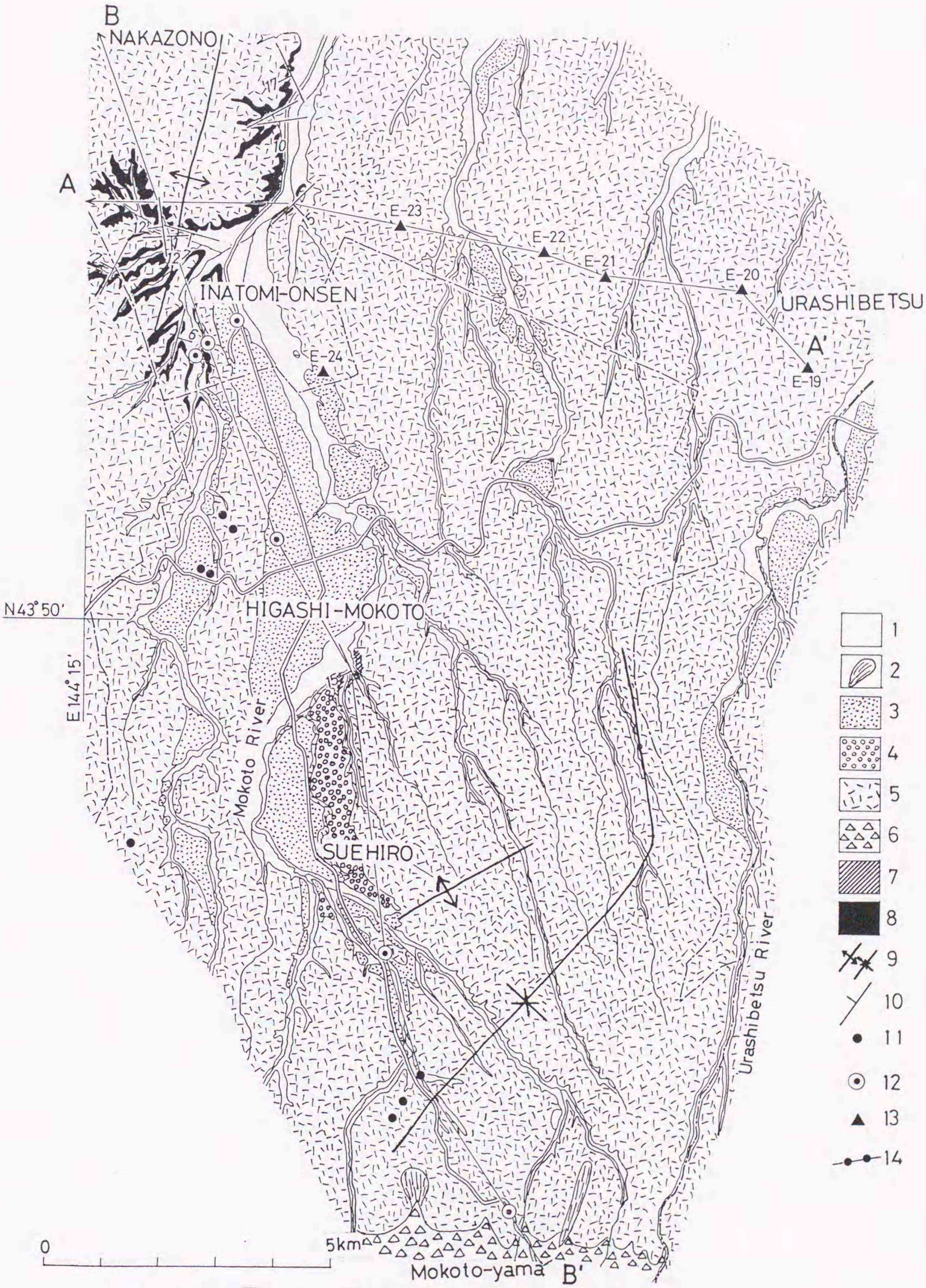



Fig. XI-6. Geologic map of the Higashi-Mokoto Village and its vicinity.
1. Holocene fluvial deposits 2. Talus deposits 3. Lower～middle terrace deposits 4. Higherterrace deposits 5. Kutcharo pyroclastic deposits and Bihoro Formation 6. Mokoto-yama Lava 7. Higashi-mokoto Formation 8. Yobito Formation 9. Folding axes 10. Dip and strike of stratum 11. Water well 12. Hot water well 13. Electrical survey station 14. Geological section line

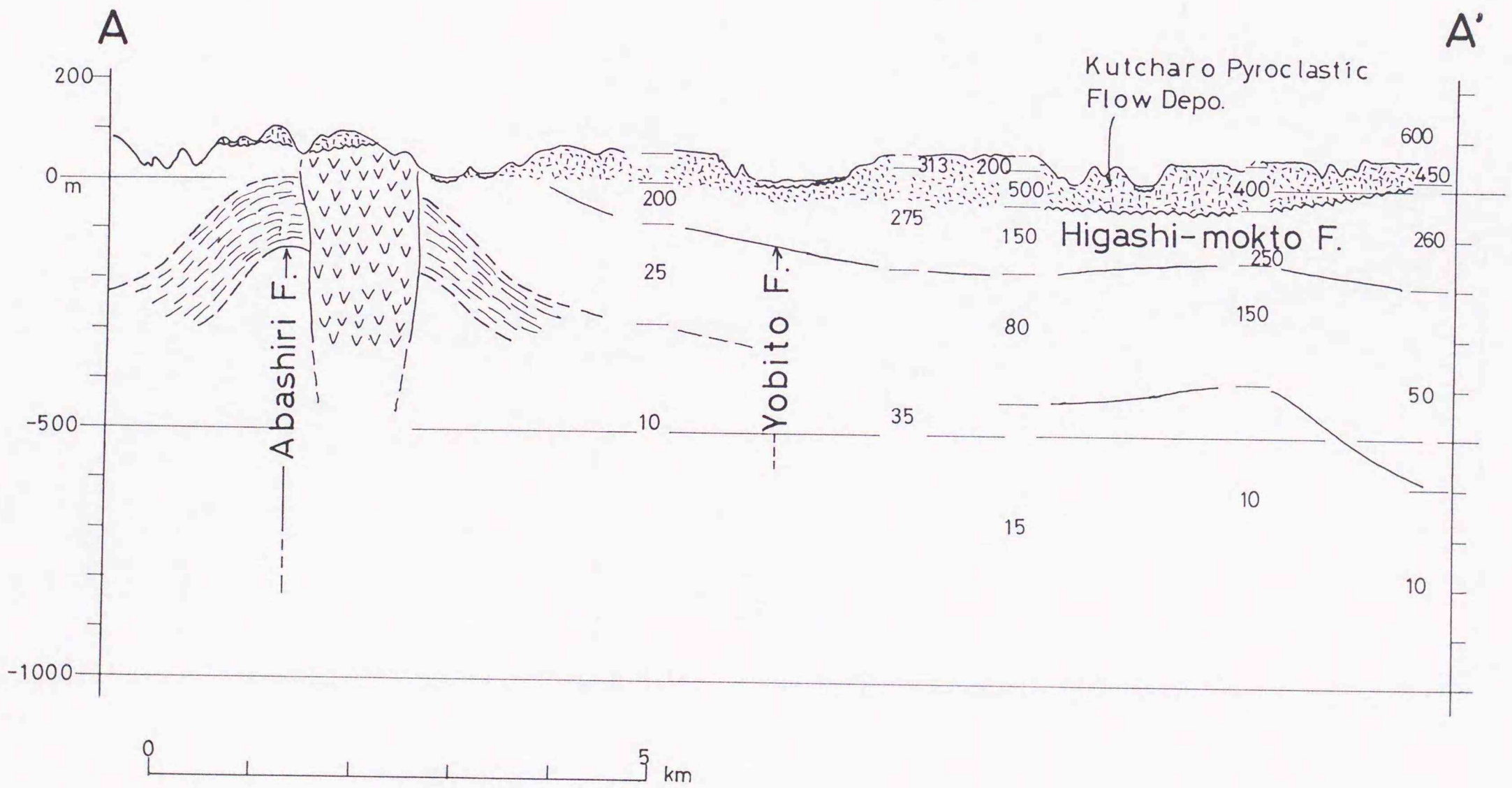



Fig. XI-7 Geologic section A-A' from Inatomi Hot Spring to Urashibetsu in Abashiri City.

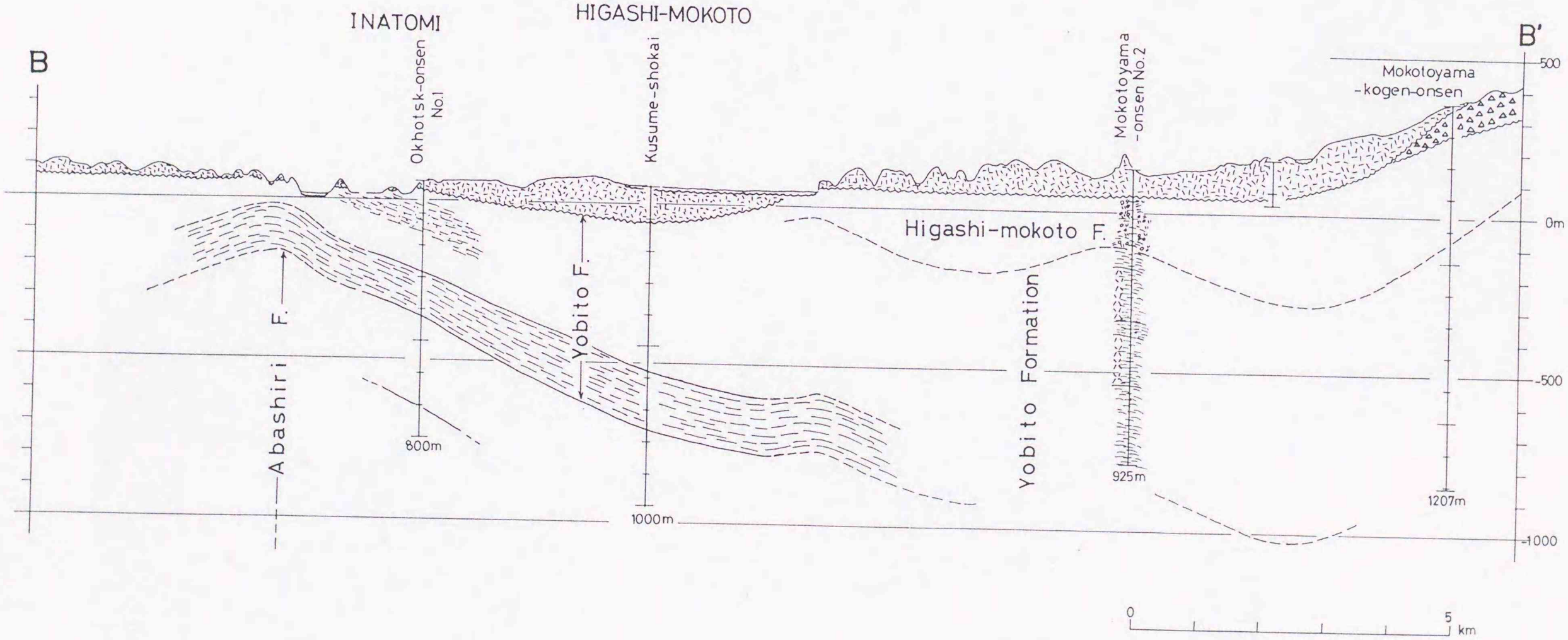



Fig. XI-8 Geological cross section B-B′ from Nakazono to Mt. Mokoto.

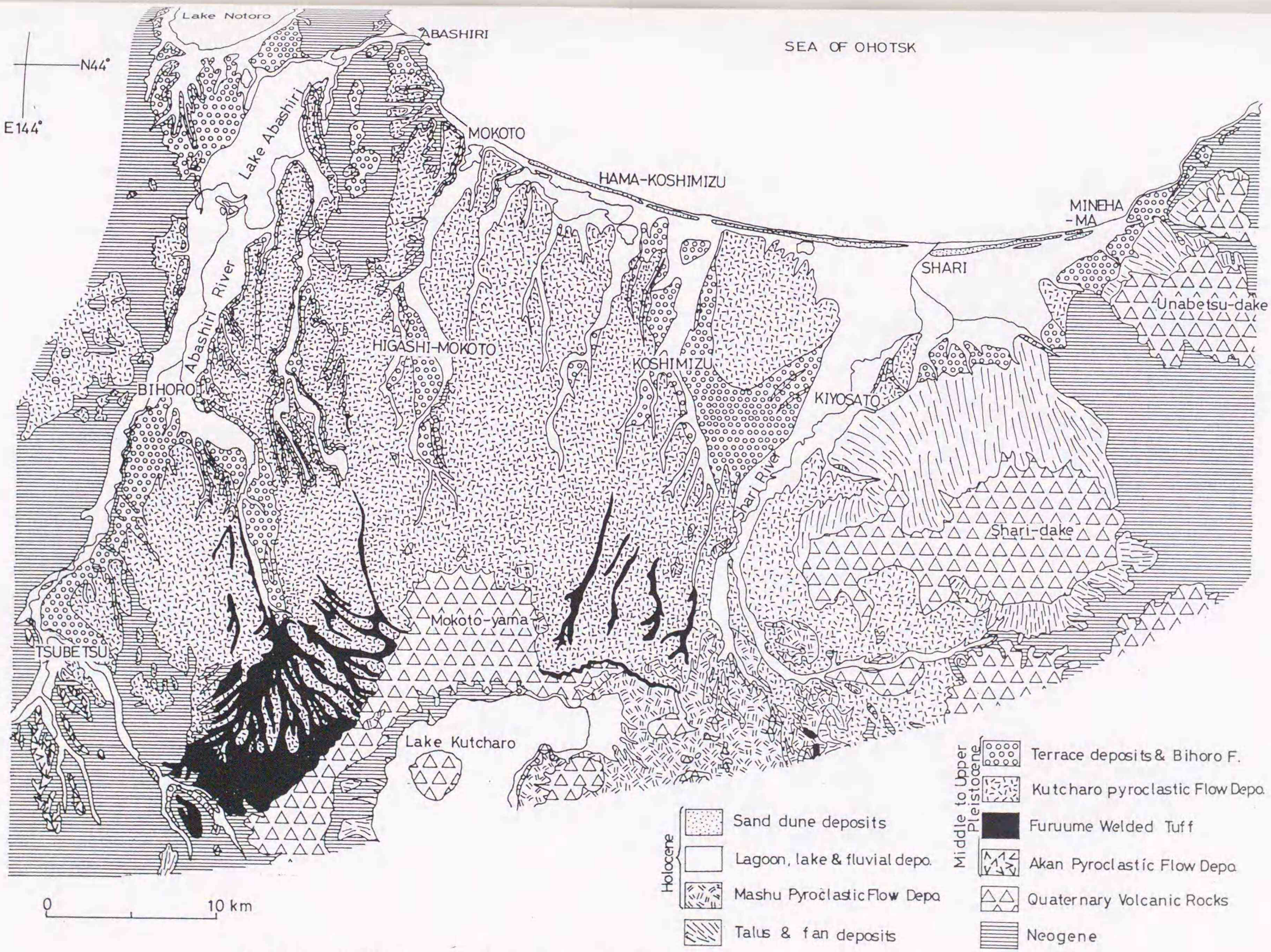
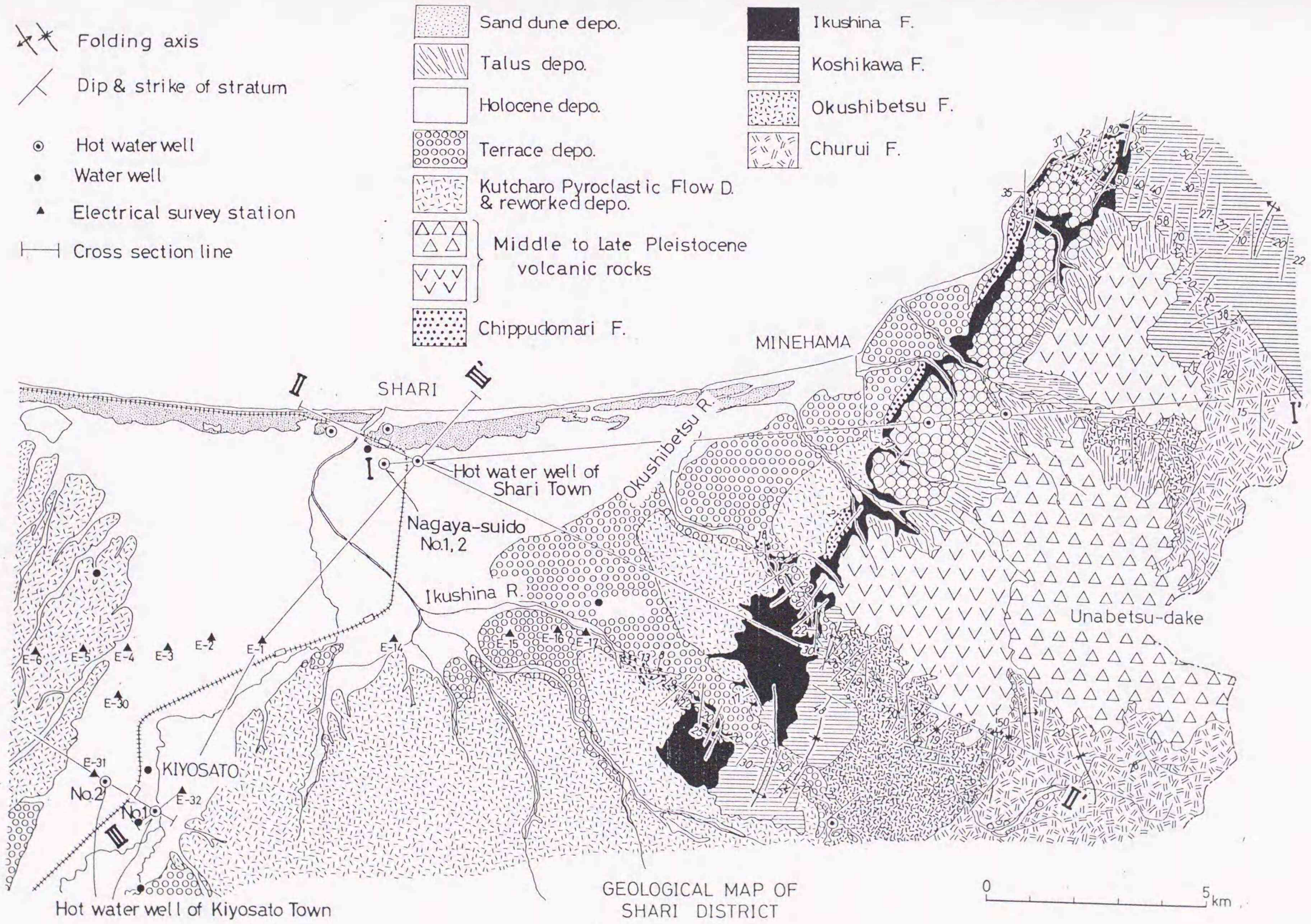



Fig. XI-9 Geologic map of the Shari Plain and its vicinity (after the editorial committee of Geology of Japan, "Hokkaido", 1990).




GEOLOGICAL MAP OF SHARI DISTRICT

Fig. XI-10 Geological study map of the Shari Basin and the southwestern part of Shiretoko Peninsula.

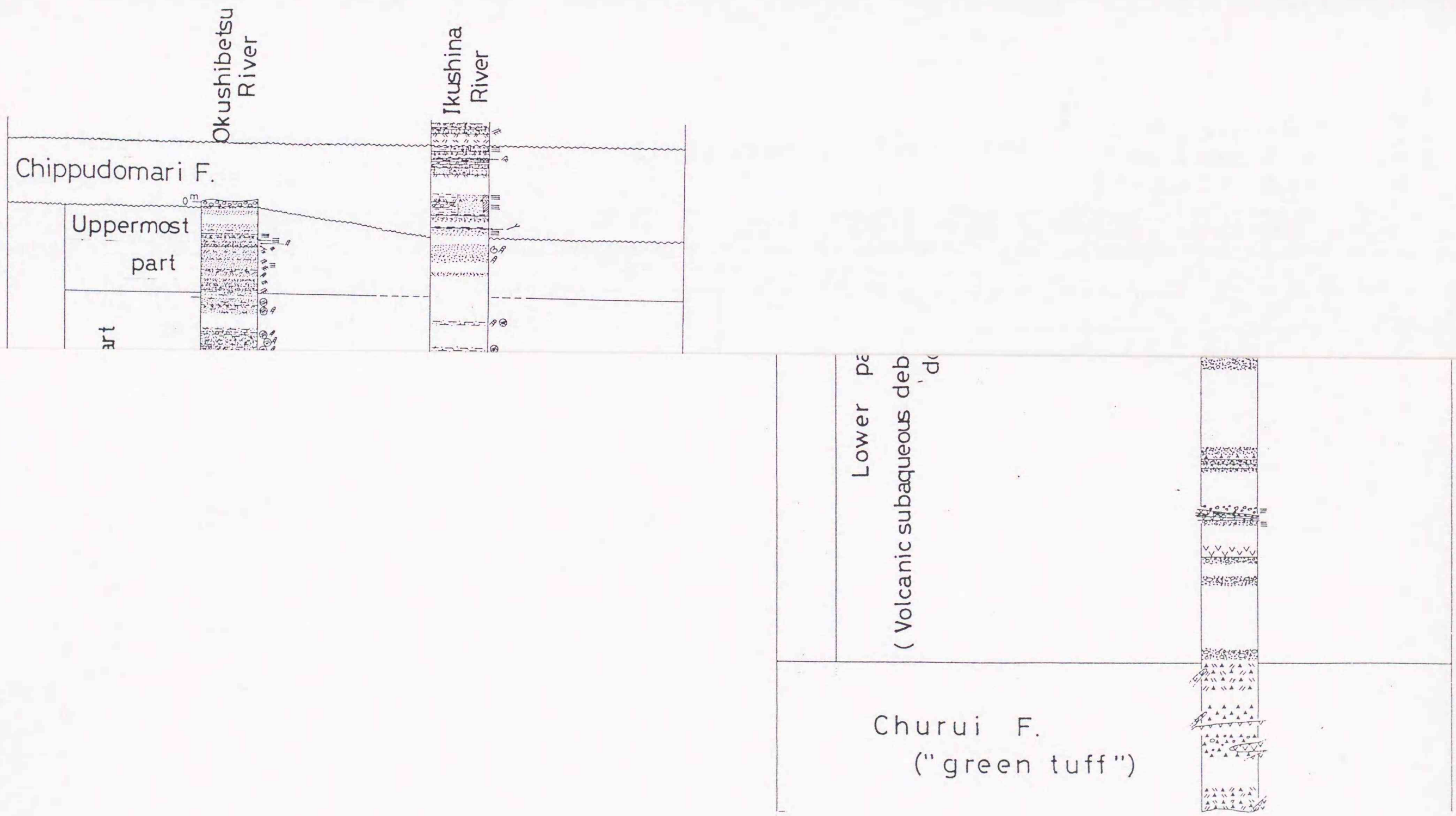
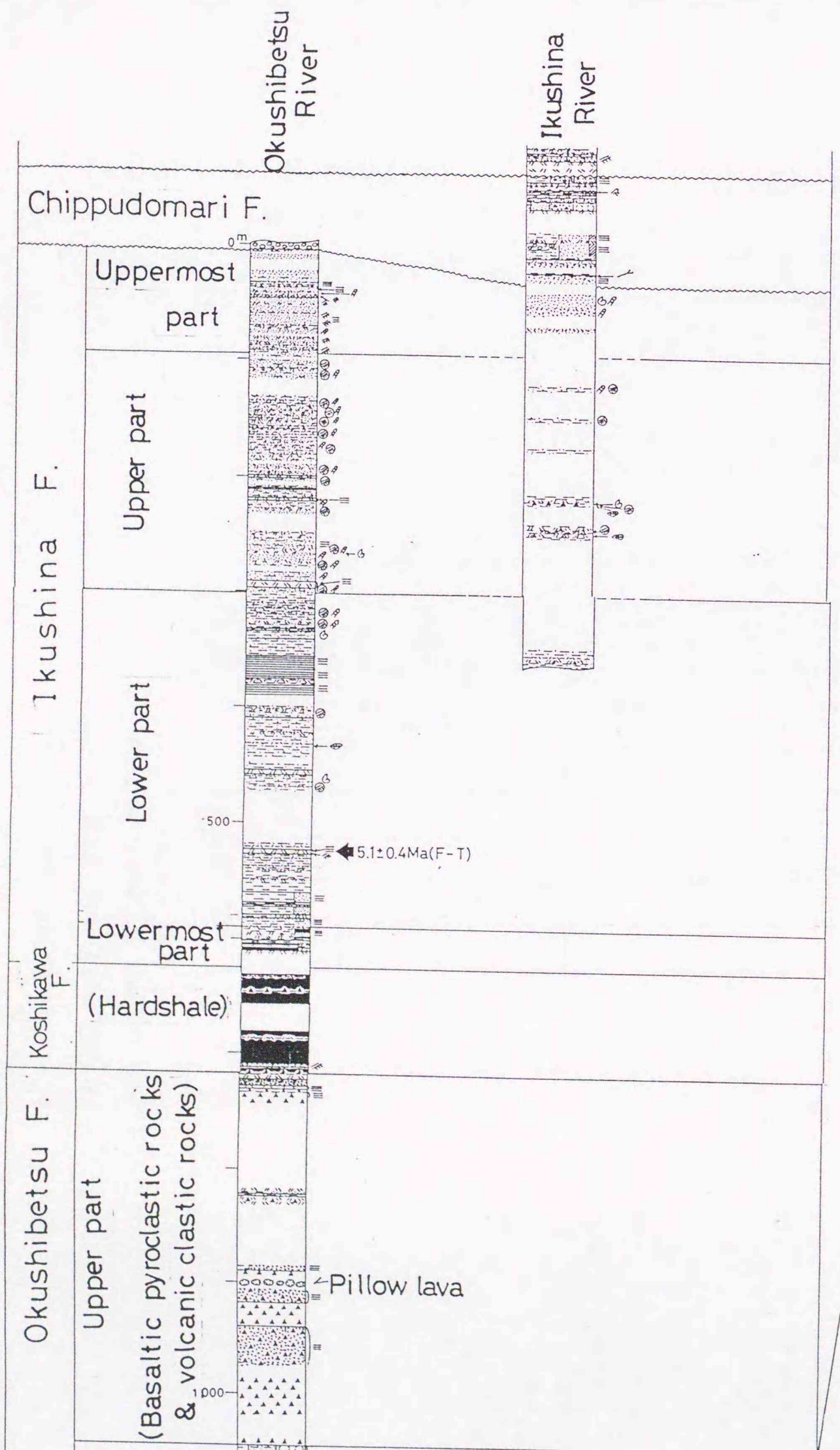
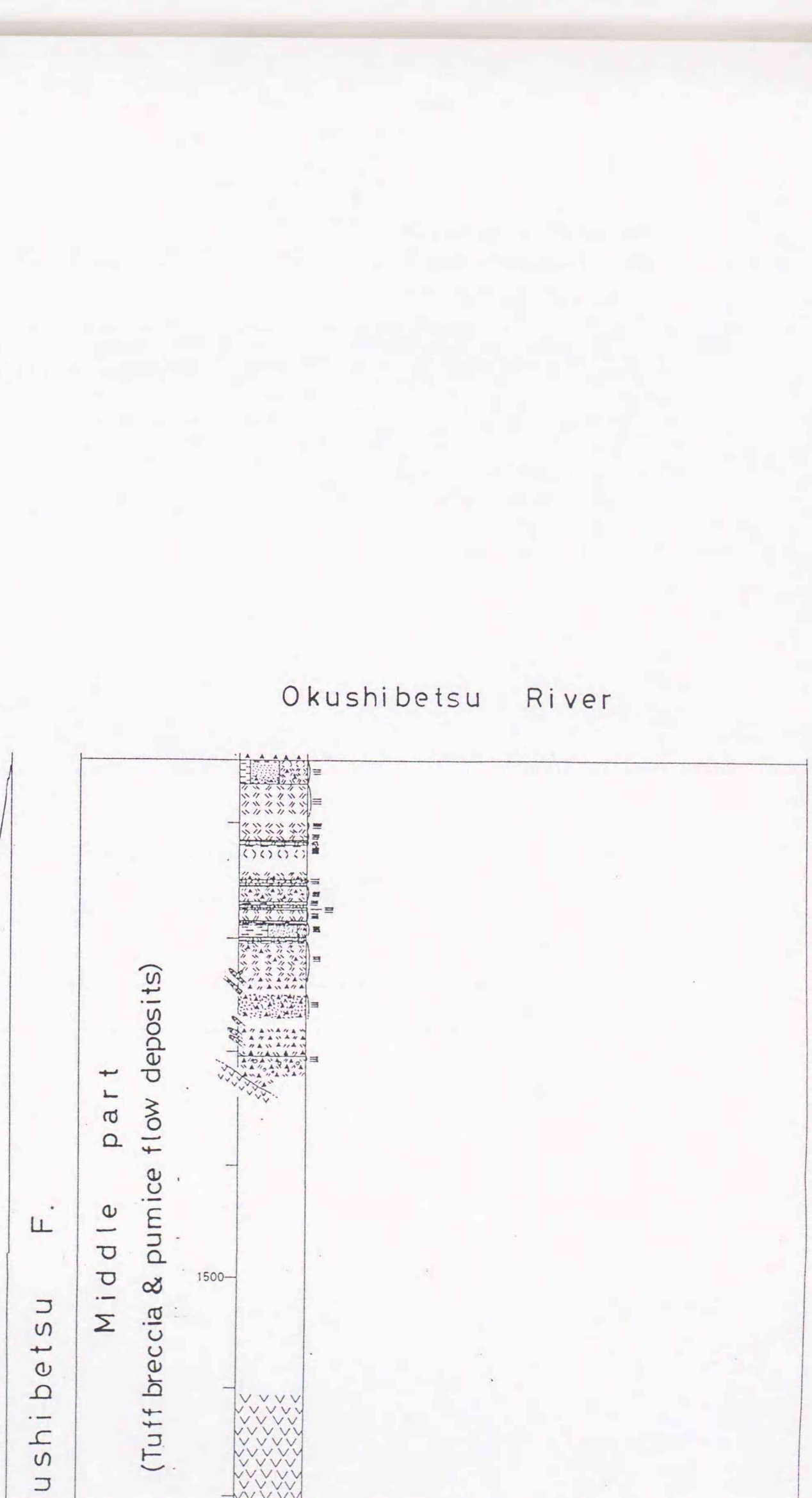



Fig. XI-11 Geologic columns of survey routes of the Okushibetsu and Ikushina Rivers.


Okushibetsu River
Ikushina River
Chippudomari F.
Uppermost part
Upper part
Lower part
Lowermost part
(Hardshale)
Ikushina F.
Koshikawa F.
Okushibetsu F.
Upper part
(Basaltic pyroclastic rocks & volcanic clastic rocks)
0m
500
1000
5.1±0.4Ma(F-T)
Pillow lava


Okushibetsu River
Okushibetsu F.
Middle part
(Tuff breccia & pumice flow deposits)
1500

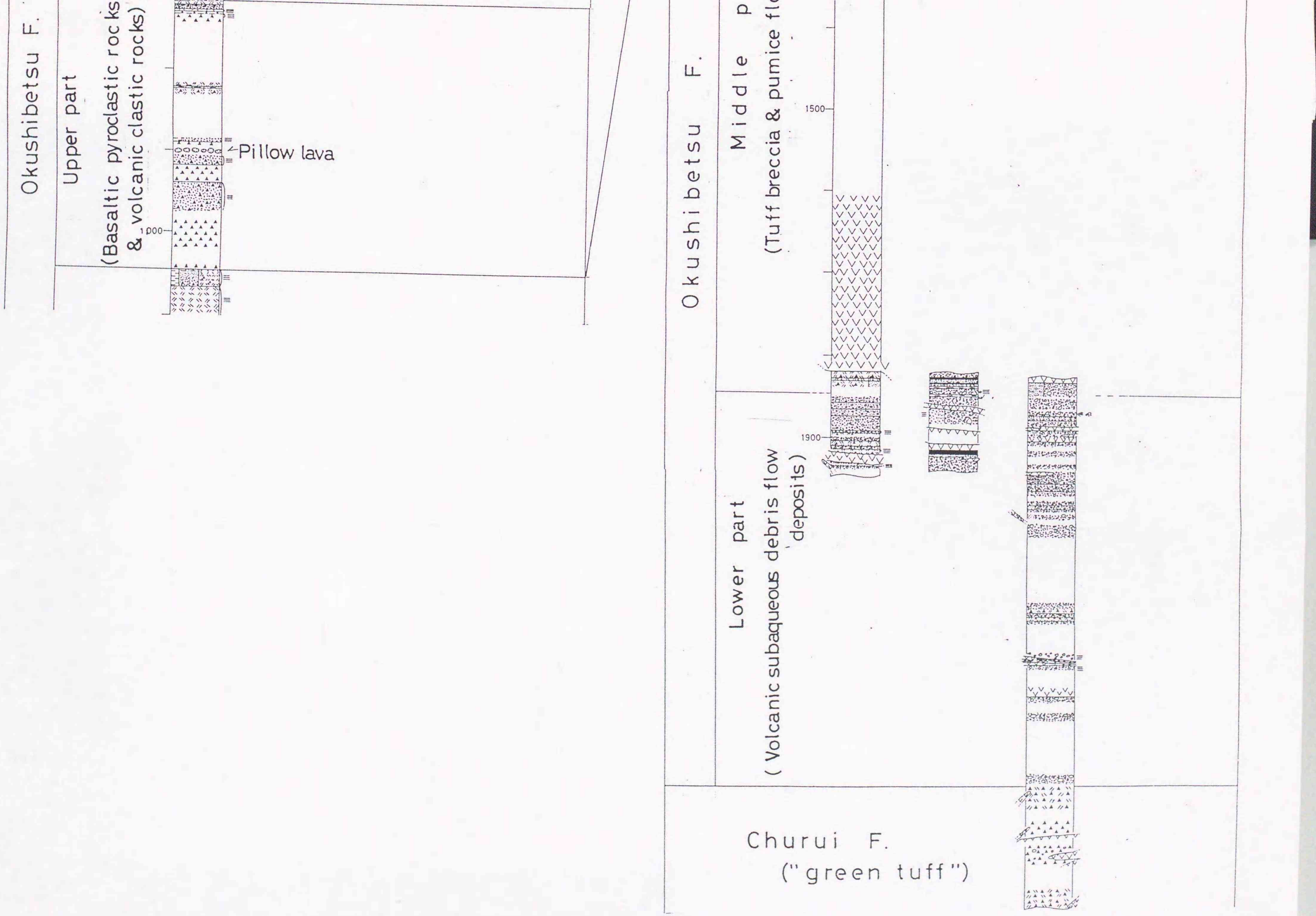



Fig. XI-11 Geologic columns of survey routes of the Okushibetsu and Ikushina Rivers.

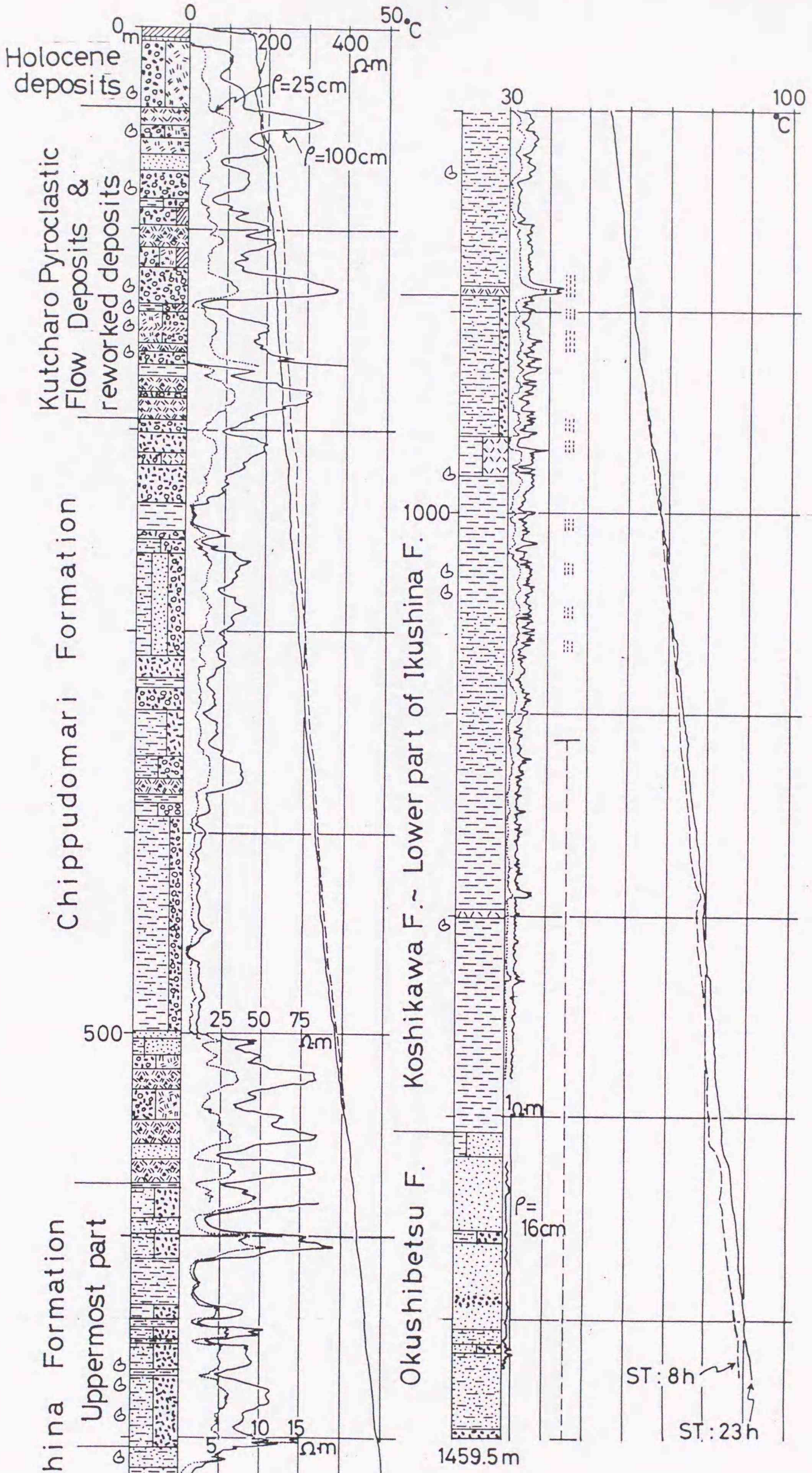



Fig. XI-12 Drilling column of the hot water well of Shari Town(after Geological Survey of Hokkaido, 1985).

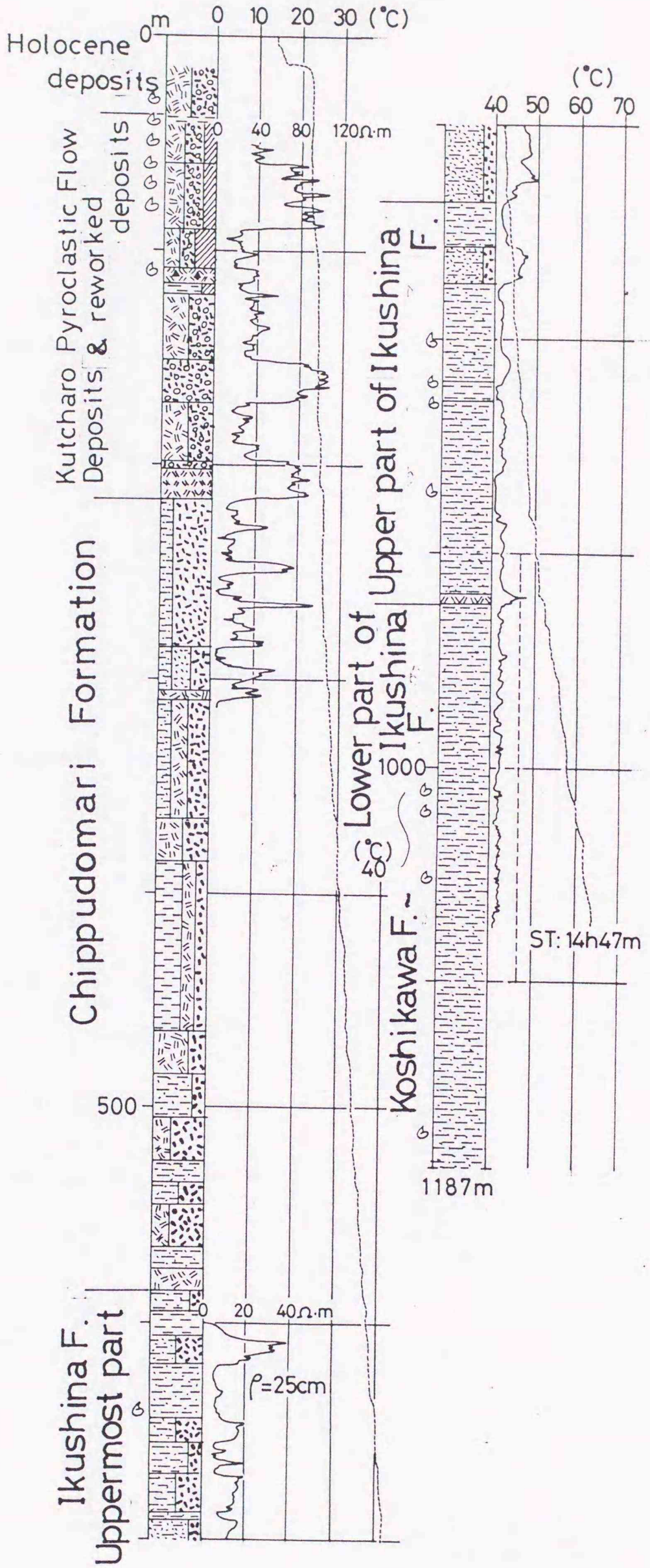



Fig. XI-13 Drilling column of the hot water well No.2 of Nagaya-suido.

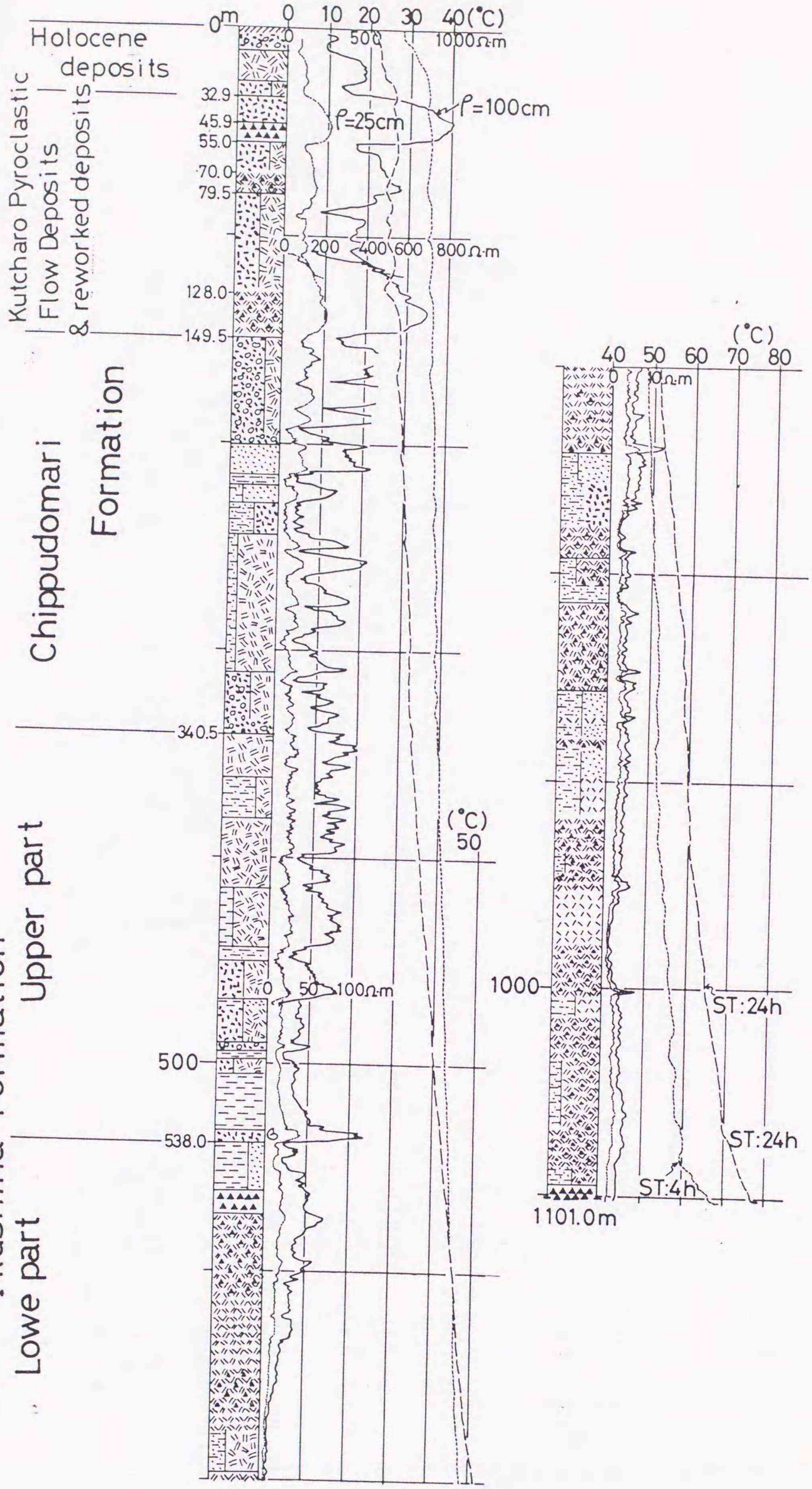



Fig. XI-14 Drilling column of the hotwater well No. 2 of Kiyosato Town.

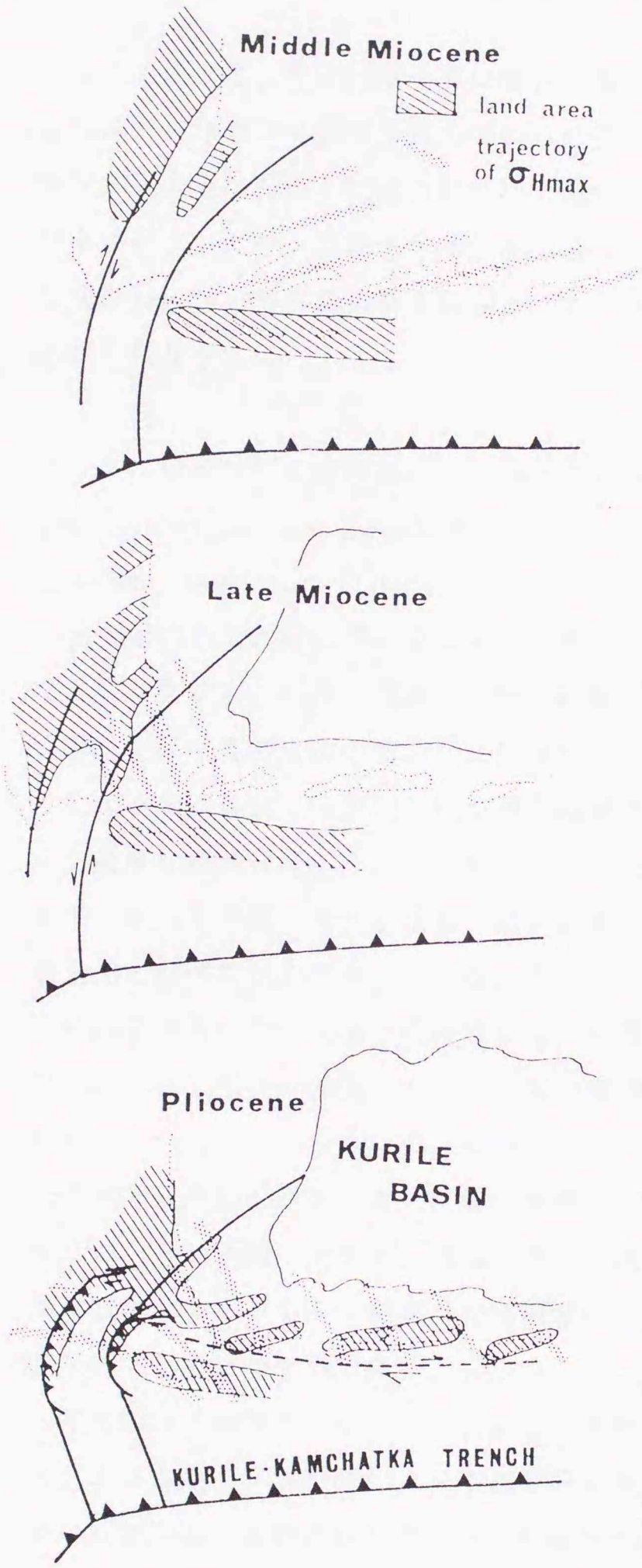



Fig. XI-15 Middlle Miocene to Quaternary tectonic process of the eastern Hokkaido (after Kimura, 1981b).

## XII. 北海道の最上部新生界層序区分とネオテクトニクス現象　Uppermost Cenozoic stratigraphy and neotectonics of Hokkaido

ここではまず，最上部新生界に重きをおいて，北海道内の新生代末堆積盆のうち代表的なものまたは層序の編年が進んでいるものを取り上げ対比を行い，北海道全体から見た層序学的区分上の特徴と問題点について検討する。次に，活断層・活褶曲・段丘面の傾動などネオテクトニクス現象の分布，北海道については従来の研究で不十分であった第四紀地殻変動量について解析結果を説明し，北海道付近の新生代末期のテクトニクスについての考察を行なう。

### XII－1．堆積盆間の層序対比と北海道最上部新生界の層序区分について　Correlation of sucsessions of Late Cenozoic basins in Hokkaido and stratigraphical division of Uppermost Cenozoic of Hokkaido

北海道内での堆積盆単元を越えた層序の対比については，古くから様々な取り組みが行なわれてきたが，放射年代測定や微化石層序などの面で不十分さがあり，それらの層序対比結果では北海道全体の構造発達や古環境変遷について厳密に論ずることはできなかった。ところが，最近では放射年代や微化石層序に関する資料がかなり蓄積されてきており，その豊富な蓄積資料にもとづいて最上部新生界についての新たな対比が行なわれている。まず，日本の地質「北海道地方」編集委員会編（1990）は新第三系と第四系に分けて北海道全体の層序対比を行なっている。これについては堆積盆の比較という視点からみると，多くの研究者の合作であり堆積盆単元が明確でなく層序区分が煩雑である，新第三系と第四系について別々に表現され，同程度の精度で統一的に示すものではないなどの点から分かりにくいものであった。福沢ほか（1992）および雁澤（1992）は，文部省科学研究費総合研究「日本海沿岸後期新生代層の層序と古環境の変遷」に関わってそれぞれ，石狩低地帯北部－天北地域，渡島半島地域の新第三系の層序対比を行なっている。これらでは古地理解明とのからみもあり堆積盆や堆積域の区分を前提とした検討が行なわれているが，第四系については不十分である。

筆者は特に層序とテクトニクスについて詳しく論じた今金盆地，石狩低地帯，天北堆積盆，名寄盆地，十勝平野および斜里平野の他に，比較的に放射年代・微化石層序の資料の多い函館平野，黒松内低地帯，富良野盆地および根釧堆積盆を取り上げてFig. XII-1に示すような層序の対比を行なった。それぞれの地域の層序の詳しい内容についてはXI章までに説明しているのでここでは省くが，地層の名称とその区切り，放射年代値，微化石帯境界層準（特に珪藻），化石ファーナのタイプ，特徴的な花粉帯について図示した。この取りまとめでは，上に紹介した３つの報告の内容と異なる点がいくつかある。その第１は名寄盆地についてであり，従来，鮮新世とされた川西層は筆者によればほぼ後期中新世である

。その第２は石狩低地帯の更新世の取り扱いについてであり，筆者の見解は，従来の下野幌層は伊達山層相当，獅子内層は材木沢層の一部ではなく伊達山層の一部，石狩太美層と石狩高岡層は同一というものである。

後期中新世以降の北海道各地の代表的な堆積盆または詳しい研究が進んでいる堆積盆の層序・編年結果について対比を行なうと，Fig.XⅡ-1に示すような結果となる。対比の基準としてすでに確立されている古地磁気層序および珪藻化石層序を利用しているが，このうち珪藻化石層序についてはKoizumi(1992)による。

特に北海道の平野・盆地の確立で問題となる鮮新世～前期更新世については，浅海～陸成が出現することから，海棲微化石のみでの編年・対比には困難があり，火山岩および火山性砕屑岩類の放射年代測定，花粉化石解析および軟体動物化石群解析を併用することが有効である。そのため，次の時間面または層準が対比上重要であると判断できる。

①珪藻化石：*Neodenticula koizumii*－*N. kamtshatica*／*Thalassiosira oestrupii*帯境界（3.7Ma頃）

②花粉化石：鮮新世～前期更新世で最も寒冷な“*Larix*帯”（1Ma頃）

③貝化石：“滝川－本別ファーナ”（鮮新世型）から“瀬棚ファーナ”（第四紀型）への移行

その他，放射年代とそれを併用した古地磁気層序が有効である。

以上の鍵層準（時間面）の有効性については個々の堆積盆の記述の中で述べたとおりであり，対比はFig.XⅡ-1に示すとおりである。

## XⅡ－２．活構造の分布　Distribution of active faults and foldings

北海道の活構造分布については活断層研究会編（1980;1991）に集大成されているが，地質調査所は50万分の１活構造図「札幌」（寒川ほか,1984），「旭川」（杉山ほか,1987），「釧路」（寒川ほか,1985）および「網走」（寒川ほか,1987）を発刊し北海道全体をカバーしている。その他，山岸･渡辺（1986）は西南北海道の活断層について中期中新世以降の応力場の変遷に言及しつつ総括的に報告している。

個別的な活断層の研究報告としては学会予稿集または講演要旨集などにおさめられているものを除くと次のようなものがある。

宮内･八木(1984):松前半島東岸木古内付近（木古内・大平川断層関連で中位段丘面の変位）

大森(1975):同　西岸江差付近（江差断層の前縁の段丘面の変位）

山岸(1986):八雲付近（段丘堆積物を変位させる２列の撓曲崖）

山岸･木村(1981),山岸(1986):黒松内付近（白炭東断層・白炭西断層）

卯田ほか(1979):馬追丘陵南部（樽前ｃ降下軽石層を切る断層）

大内(1980):当別川上流（当別断層，低位段丘面を変位）

山岸(1986):初山別（築別断層群，段丘堆積物を切る）

岡(1985):問寒別構造盆地（問寒別川東側丘陵一帯の活構造帯）

山岸(1986):稚内市沼川付近（幌延断層）

柳田ほか(1985):富良野盆地（盆地南部の盆地縁辺）

堀江(1956),石川(1938),北海道防災会議(1986),神沼ほか編(1973):弟子屈・屈斜路湖（弟子屈・屈斜路震断層）

活構造については活断層と活褶曲（段丘面の傾動）がある。

陸域および海域の活断層についての活断層研究会編（1991）の集大成は一括して，Fig. XII-2の活断層分布図として表されている。これから明らかなように周辺海域を含めると活断層分布は特に北海道西部構造区と同東部構造区の西寄りの部分に集中していることが明らかであり，その他，十勝平野および斜里平野の周辺に存在する。

活褶曲は段丘面の傾動としてとらえることができる。特にリス－ウルム間氷期の海進に対応する面，例えば，石狩丘陵の中位段丘面，野幌丘陵の江別・学田面（関連堆積物は野幌層群上部），天北地域の中位段丘面（同　恵北層）などは分布範囲が広く，識別が容易であることから，段丘面の傾動を知る良い手がかりとなる。このような活褶曲も西北海道構造区の石狩低地帯や天北地域に多い傾向がある（50万分の１活構造図「札幌」および「旭川」）。

なお，北海道の従来の活断層研究については地形学的側面に重きがおかれており，今後は筆者が進めようとしているような，第四紀を通しての地殻変動の進行程度との関連を極め，活断層そのものを三次元的，時系列的に評価することが重要であると考える。

## XII－３．第四紀（垂直）地殻変動量 Vertical deformation of crust during Quaternary

第四紀の地殻変動量を地質学的にとらえることの重要性は，ネオテクトニクス研究にとつて決定的に重要である。なぜならば，地形学的手法に重きをおく研究手法では変位の累積を数十万年より古く（中期更新世より古く）さかのぼって把握することは困難だからである。地殻変動については，垂直方向のみならず水平方向も重要である。しかしながら，水平方向についての把握は変位基準が明瞭でないことから，ここでは垂直方向の成分について検討する。

第四紀の地殻変動を定量的にとらえるためには，まず第一に変位基準面（層準）の認定が不可欠である。変位基準面は第四紀の始まり（1.7Ma頃）に置くこととし，各堆積盆毎にできるだけそれに近い年代の鍵層を選び出した。ただし，放射年代や示準化石のデータが不足している場合もあり，垂直的な岩相変化から判断して仮想基準面を設定している場合もある。個々の堆積盆での検討は今までの記述の中で明らかにしているが，北海道付近についての総括的な第四紀地殻変動図はFig. XII-3のようにまとめることができる。

各堆積盆・海盆毎にそれぞれの中心域の現在の低地面または海底面からの基準面までの

深度を沈降量として示した。さらに第四紀断層については，その断層と付随する急傾斜帯をはさむ地層の垂直変位を示したが，変位のすべてが明確にならない場合には，最低限の変位量を＋を付して示した。なお，陸域の堆積盆については，各種のボーリングデータを活用しながら，筆者自らの地質調査結果をもとに変動量を算定した。日本海東縁部などの周辺海域の堆積盆（海盆）の変動量については，主に地質調査所の海洋地質図（玉木ほか,1979;1981）の断面図から読み取った。

以上で明らかなように，第四紀層の下限は海盆底または平野・盆地面からの深度500mを越える第四紀堆積盆が多い。それらの中でも西津軽海盆，後志舟状海盆，礼文舟状海盆，石狩低地帯の一部（札幌東部－当別沈降域），天北堆積盆の一部（ウブシ原野・サロベツ原野）などで深度700～1,000mとなっており，第四紀の沈降量が特に大きいことがうかがえる。一方，断層の活動については，断層両側で変位基準面が明確となれば，変位の絶対量を示すことが可能となる。変位量をとらえることができる断層は限られるが，後志舟状海盆西縁断層で1,750m+，武蔵海盆西縁断層で1,400m+，利尻舟状海盆で1,100m+，石狩海盆西縁断層で750m+，函館平野西縁断層で800m+，石狩低地帯北部の当別断層で約1,000m，天北堆積盆の大曲断層・問寒別東縁断層帯で約1,000mの垂直変位量（隆起域の上昇）が示される。その他，十勝平野の十勝中央部断層では約500mである。以上まとめると，第四紀の地殻変位（垂直方向）の顕著な所は奥尻海嶺とその周辺，利尻舟状海盆から天北にかけての地域および石狩平野など，日本海東縁部および北海道西半部の地域であることは明瞭である。

## XII－4．北海道付近の新生代末期のテクトニクスについての考察と新しい地体構造区分
## Discussion of Latest Cenozoic tectonics of Hokkaido and its vicinity and new tectonic zonin

すでに千島弧西進の運動による北海道の新生代末期のテクトニクスについては岡（1986）で考察を行なっているが，ここではそれをさらに進め，北海道付近における新たなプレート境界と沈み込みの開始に関する議論を行なう。

### A．北海道付近における新たなプレート境界と沈み込みの開始に関する議論
### Discussion of the new plate boundary and the beginning of subduction in the vicinity of Hokkaido.

#### （1）議論の経過　Progress of discussion

日本海東縁からフォッサマグナに続く新生代末期の変動帯が北米・ユーラシア両プレートの新しい収束境界ではないかという考えを述べたのは中村一明，小林洋二および瀬野徹三らであり（小林洋二，1983；中村，1983；瀬野，1983など），それは1983年5月26日に

発生した日本海中部地震により裏付けられる結果となった。同地震の発生後，地盤の液状化や津波被害など地震災害を中心にさまざまな報告がなされたが，地震の発生メカニズムやテクトニクス的背景については1983年8月9日に筑波研究学園都市で行なわれたＦＯＲＥＳＴＳ（地球科学筑波研究会の）シンポジウム「1983年秋田・青森西方沖地震とテクトニクス」での議論が重要である。同シンポジウムの内容は月刊地球1984年1月号に特集号として示されている（瀬野，1984ａ）。このシンポジウムでは，日本海東縁部で1964年の新潟地震以降，日本海中部地震までマグニチュード7～7.7程度の大地震が５回ほぼ南北方向に連なって発生していることが明らかにされ（FigⅫ-4に北海道西南沖地震を含めて羽鳥，1993がまとめた結果を示す），これらがプレート境界における地震活動であるとの共通認識を得た（瀬野，1984a；小林，1984）。沈み込みの開始の有無については，大半の報告がすでに開始しているものの，沈み込みの初期段階にあり，海溝などの地形学的特徴や深発地震面の出現に至っていない点を指摘している（石川ほか，1984；丸山，1984；江口，1984）。一方，玉木（1984）は沈み込みの開始については慎重な考えを示したが，地質調査所を中心としたチームによる日本海地域の海底地質構造構造調査の断面解析結果を，多数紹介しながら日本海東縁部における多くの活構造と，ネオテクトニクスの実態を具体的に示した。特に，Fig.Ⅱ-4に示したような東西圧縮により生じたＥ型，Ｗ型およびＥＷ型の断層運動（海嶺形成機構）の考えの提示は重要である。なお，その後Tamaki and Honza（1985）およびTamaki（1988）はこのような検討を日本海全体について行い，海底地質構造とテクトニクスについて集大成した。日本海東縁部のネオテクトニクス・地震活動を地球やアジア大陸の視野でグローバルに見ることの重要性も指摘された（中村，1984；石川ほか，1984；丸山，1984など）。さらに，北海道の地質構造・構造発達との関連では，丸山（1984）は「北米ユーラシアプレート境界は1.5Ma前頃まで石狩低地帯で活動的であったと思われる」，「北米・ユーラシア境界が日本海東縁に転移する以前の境界である北海道中央部～西部での活断層の分布，浅発地震・活褶曲を日本海東縁部～フォッサマグナにかけてのそれと比較すると，前者はすでに死につつあるプレート境界と考えて差しつかえないだろう」と述べている。瀬野（1984b）は「東北日本がマイクロ・プレートであるか否かの検証には，日高－サハリンの衝突帯が現在どれほどの変動速度を持っているか，また，あるとすればどのような変形様式をもっているか，を評価することが重要であろう」と述べている。これらの指摘から，北海道中軸部のネオテクトニクスについての評価を実証的に行なうことが問われることとなった。

その後，ＦＯＲＥＳＴＳでは「50万年前に何が起こったか？」と題して再びシンポジウムを開いた（瀬野，1986）。そこでは，中期更新世の開始（0.5～0.7Ma）とともに日本列島のテクトニクスに大きな変化が起きたのではないかとして，六甲変動など各地の例を出しながら議論が進められた。東北日本・北海道に関しては，すでに北米・ユーラシアプレートが境界が北海道中軸部から日本海東縁－フォッサマグナに最近ジャンプしたという仮

説が問題となっているが，そのジャンプの時期がこの頃ではないかとして検討が行なわれた（木村ほか，1986）。木村ほか（1986）は日本列島には西南日本外帯・東北日本・千島弧外帯という海溝に平行なマイクロプレートまたはスリバーがあり，それらの背後にアムールプレート（ユーラシアプレートの一部）とオホーツクプレート（北米プレートの一部）が存在するとし，日本海東縁とフォッサマグナの地殻変動はアムールプレートと東北日本マイクロプレート間の収束によって起こっており，北海道中央部のそれは東北日本と千島弧外帯スリバーの衝突によって起こっているとした。一方，石橋（1986）は0.5Ma頃の地殻変動の転換・強化については疑問をはさみながら，日本列島付近のネオテクトニクスの活発化について上記の日本海東縁ーフォッサマグナへのジャンプ説に対して西南日本東進説を強調している。同時に，瀬野らのジャンプ説は第四紀前半頃まで北海道中軸部に北米・ユーラシア両プレートの衝突境界が存在したという大前提が実証されなければ成り立たず，千島弧外帯の衝突に影響されない北海道北部での最近までの衝突の記録を探し出す必要があるとした。瀬野（1987）はこれらの議論を受け，上記のジャンプ説を再び強調し，北海道中軸部南部では現在も千島弧外弧の衝突が続いており，両プレートの衝突が北海道中軸部でいつまで続き，どのように変化したかを知る場所としては適当ではなく，同中軸部北部でネオテクトニクスを調べる必要があるとした。ただし，北海道中軸部北部が現在もプレート収束運動を担っているとは考えにくいが，微小地震活動は現在も続いていることからプレート境界の転移（日本海東縁へのジャンプ）はそれほど過去のことではないとした。

奥尻海嶺を中心とした日本海東縁部の地質構造については，玉木らの研究（玉木，1984；Tamaki and Honza，1985）に続いて，沈み込みの有無とその実態の解明が，より詳細に進められた。まず，岡田ほか（1985）はフランス調査船による研究航海の調査結果にもとづき日本海東縁部に新生海溝があるとの結論は下せないとしながらも，奥尻海嶺が雁行状に配列する少なくとも３つの構造単元よりなる水平圧縮による構造性隆起帯であるとした。倉本（1988；1989）は東大海洋研究所航海での音波探査結果にもとづいて奥尻海嶺の形成時期と地質構造を解明し，音波探査記録の解釈から２つの構造タイプが認められるとし複数の形成モデルを復元した（FigⅢ-3）。すなわち，海嶺（背弧オフィオライト）の形成に関して背弧海盆（日本海）の収束初期において，①背弧海盆内でバックスラストをともなうサブタクションおよび②プレート境界またはプレート内でオブダクションの２つのモデルが考えられる。②の場合も結局，時間が経過すると背弧海盆側にバックスラストが生じ，ついには本格的なサブダクション（沈み込み）へと発展し，両モデルとも同じ形態になるというものである。Tokuyama et al.（1992），徳山（1993）および徳山ほか（1993）は倉本と同様に奥尻海嶺の地質構造およびその形成機構の解明を進めたが，海洋科学技術センターの潜航調査結果も駆使してより実証的に研究を進め，西南北海道の黒松内低地帯ー寿都海底谷ー後志海山を結ぶ活断層と奥尻海嶺の形成との関連についても言及した

。なお，海洋科学技術センターは1988～1992年の５年間に“しんかい”2000および6500を用いて実施した19回の潜航調査結果も駆使して同海嶺にともなう活断層および海嶺断面の構成層・岩石の観察を行なっている。

以上のように，奥尻海嶺を中心とした日本海東縁部のテクトニクスについての論議が高まる中，北海道南西沖地震が発生した。同地震に関する調査研究について，構造地質学立場に立脚した体系だった報告はまだ公表されていないが，佃ほか（1993）および岡村（1993）が地震災害調査または震源域の音波探査・サイドスキャンソナー調査による報告の中で，玉木，倉本および徳山らの従来の研究結果にそった説明を行なっている。さらに，昨年（1993年）10月末に鳥取市で開かれた日本地震学会秋季大会では北海道南西沖地震をメイン分科会として取り上げ，緊急調査・観測などの結果が多数発表された（日本地震学会，1993）。また，本年（1994年）３月下旬に東北大学で開催された地球惑星科学関連学会では共通セッションとして「日本海東縁と1993年北海道南西沖地震」が取り上げられた。このうち，地球惑星科学関連学会の中では瀬野・小林（1994）の日本海拡大のとき横ずれ断裂帯として機能した所に水が浸透し蛇紋岩が生成したため北海道中軸部でのプレートの衝突よりも消費エネルギーが少なくてすむ日本海東縁での衝突への転移が生じたという主旨の，「北米－ユーラシアプレート境界はなぜ日本海東縁に転移したのか？－水の存在の重要性－」という講演を行なっている。

（２）北海道北部・サハリン南部のネオテクトニクスからみた検討　Examination from the viewpoint of neotectonics of Northern Hokkaido and Southern Sakhalin

上で述べた北米・ユーラシアプレート境界問題の論議は，境界が日本海東縁部に転移する前には北海道中軸部にあったということ，中軸部南部では千島弧外帯の西進の影響があり，そこにおいて同境界がいつまで存在しどのようなテクトニクスが進行したのかということを検証することは適当ではなく，むしろ中軸部北部でその問題を検証すべきとの方向を見付けだしている。筆者は長年，北海道北部地域の新生代後半の構造発達を研究してきたが，その成果にもとづいてこの問題の検証を行いたい。

筆者は当初，中央低地帯が第四紀でも活動的ではないかと考え，その中でも代表的な盆地である名寄盆地の構造発達史の解明に取り組んだ。第Ⅸ章で述べたように盆地堆積物について詳細な層序を解明し，それにいくつかの放射年代値および詳細な花粉層序の解析結果を付加した結果，同堆積物のうち下部の美深層が13.5～10Maで中期中新世の中～後期，中～上部の川西層は10Ma～5Ma頃でほぼ後期中新世であることが明らかになり，従来，存在するとされた鮮新～前期更新世の盆地堆積物はこれらの地層の一部であることが分かった。すなわち，名寄盆地は構造盆地としての発達は鮮新世の初頭までには終了していたという事実が判明したのである。一方，神居古潭帯をはさんだ反対側の天北地方では第Ⅷ章に述べたように鮮新世以降においてテクトニクスの活発化および堆積盆・構造盆地の発達が顕著である。筆者は北海道北部における神居古潭帯をはさんでのこのような対照的な構

造発達の相違がまさにプレート境界の転移を意味すると考える。

北海道を中心とした地域の新生代後期のテクトニクスについてはさまざまな研究者がプレート論の立場からさまざまな説明を行い，モデルの復元を行なっている。筆者はこれらを整理して，15Ma，8Maおよび1Maの「北海道を中心としたプレート配置・動きと関連テクトニクス」示す図としてまとめた（Fig.XII-5；岡，1994）。これで明らかなように，中期中新世前期（15Ma頃）にはユーラシアプレートの一部アムールプレートが北米プレートの一部オホーツクプレートに南西～南南西方向から斜めに衝突し，同時に両プレートの一部に伸張テクトニクスが働き日本海の拡大・千島海盆の形成が行なわれた。この時，神居古潭帯をはさんで西側には天塩－石狩トラフが，東側にはウェンシリ地塁とそれに隣接する横ずれ断層盆地群が存在しており，神居古潭帯を含むこれらのトラフ・地塁・盆地群の全体が両プレートの境界であり，横ずれ・雁行構造帯を形成している。中期中新世中期～後期中新世には8Ma頃の図に示すように，中期中新世前期の衝突帯の中で東半部は非変形帯に変化した（宮坂・松井，1986の北部日高基盤岩台地）。ただし，この衝突帯の南東部にあたる日高山脈とその東側の十勝平野でその頃，テクトニクスが活発化したのは千島弧外帯の西進（木村,1981）が始まったためである。よって，この頃の衝突境界ゾーンは西に少し縮小して，神居古潭帯を中軸とする部分，すなわち東側の中央低地帯と天塩－石狩トラフを引き継いだ西側の堆積盆列を含む部分にあったとみなされる。なお，衝突帯における変動の大きさは中期中新世前期のそれに比較するときわめて小さくなっている。鮮新世以降は1Maの図に示すように，プレート境界の変動帯は日本海東縁と神居古潭帯以西の北海道西半部に移動した。筆者がこの変動帯を日本海東縁部だけに限定しない理由は，次のとおりである。

①鮮新世以降，特に第四紀における地殻変動の活発な場所としてはまず第一に日本海東縁部の奥尻海嶺とその周辺地域が指摘できるが，陸域の堆積盆・構造盆地（函館平野，石狩低地帯，天北堆積造など）においても，過去1～2Ma間の垂直変位量は500～1,000m級に達し，かなり大きい。

②奥尻海嶺とその周辺の海盆と同様に，上記のその他の海盆および陸域の堆積盆・構造盆地はいずれも東西圧縮の応力場で形成されており，縁辺にほぼ南北方向の逆断層（スラスト）またはそれに関連する急傾斜～直立帯が存在している。特に，天北地方では利尻舟状海盆－礼文舟状海盆－天塩沖・天塩平野堆積盆－問寒別構造盆地という東西に並ぶ一連の堆積盆群ではいずれも東半部で褶曲帯・断層帯をなして地層の変位が激しく，東急西緩の非対称であり，共通の堆積盆形態を示している（Fig.VIII-18）。

③奥尻海嶺が北に追跡できるのは，武蔵堆の西側までであり，その北では類似の構造帯は利尻舟状海盆と北上－石狩－礼文隆起帯へと移動しており，②で示した一連の堆積盆群が同一の新生代末期変動帯を構成することが明瞭である。

④③で指摘した変動帯はサハリン島南部へ追跡できる。サハリン島南西海域には利尻舟

状海盆および礼文舟状海盆のそれぞれ北方延長部があり，宗谷丘陵から続く先第三系隆起帯（西サハリン山地）と神居古潭の北方延長部である蛇紋岩帯（ススナイ山地など）の間にアニワ湾西部－ススナイ低地－テルペニア湾西部－ポロナイ低地など新生代末期に発達した堆積盆・構造盆地列が存在する（岡，1990；1992）。この堆積盆・構造盆地列の西縁にはサハリン第一級の断層であるティム・ポロナイ断層（中央サハリン断層）が存在するが，これは西傾斜のスラストであるとみなされ，本断層をはさんでの変位は鮮新世以降，垂直方向で1,000m以上に達する（Fig.XⅡ-5図のCおよびFig.XⅡ-3）。

ところで，北海道北部の西半部からサハリン島南部にかけての範囲は浅発地震活動（一般にＭ６を越えない）が活発で，その東側の北見山地～オホーツク沿岸地域ではその活動が低調であることと対照をなすことが，注目されている（森谷，1974；1976；1986；1987；島村・森谷，1994）。このような地震活動の活発な地域こそまさに，②～④で明らかにした新生代末期変動帯の範囲に一致しており，いくつかの地震のメカニズム解から推定される応力場も東西圧縮とされている（森谷，1986；1987）。

瀬野（1984；1986；1987）および石橋（1986）などは北米・ユーラシアプレート境界問題にからめて北海道北部でのネオテクトニクスに注目しているが，それはジャンプする前に北海道中軸部にあったとされる境界部の活動がどの程度であったか知るためであり，彼らは活断層がきわめて少ないとし「北海道中軸部北部が現在もプレート収束運動を担っているとは考えられない」としている。筆者は先に述べたように中央低地帯の構造盆地の発達の終了とともに転移したと考えるので，神居古潭帯より西側のネオテクトニクスの活発化については転移した後の新しい境界に関連する変動帯として注目している。これに関連して，筆者は島村・森谷（1994）の紹介するような「50万年まで，天北地方にプレート境界があった」という説には賛成しない。

（３）プレート境界の転移と沈み込み開始についての考察　Discussion of the jump of plate boundary and the beginning of subduction

（２）で述べたように，北海道北部では鮮新世以降その西半部で堆積盆・構造盆地の発達が顕著である。このことから判断すると，おそらく5～2Ma頃にプレート境界は西へ転移したと予想され，瀬野（1986；1987）などの提唱する「50万年前（中期更新世）のプレート境界転移」説を検証する結果とはならなかった。50万年転移説以外にも玉木（1984；1990）は海底ボーリング試料の年代学的検討も行いながら，この転移に密接に関連すると思われる「日本海東縁部での東西圧縮テクトニクスの開始・奥尻海嶺の出現」を第四紀の始まり頃（2Maまたは1.8Ma）と結論づけている。また，徳山ほか（1993）は奥尻海嶺北部（海洋海山）付近のドレッジ試料の珪藻化石年代（嵯峨山，1988）と堆積物の検討から，奥尻海嶺の隆起をもたらした逆断層の活動開始時期を3.7Maとしている。このように，玉木および徳山の見解は筆者の考えをほぼ支持するものであり，50万年前転移説には否定的である。

ところで，1994年3月の地球惑星科学関連学会の前出のセッションでの竹内の講演（竹内，1994）によればアジア大陸東部と日本列島の15Ma頃以降の地史の中から，日本海東縁部の変動要因を検討すると，第１期から第５期までの時期のテクトニクスに分類できる。特に第３期（6～3Ma）：日本海東縁変動帯の形成開始，第４期（1.8～1.4Ma）：島弧規模の広域隆起の開始（海水準変動もからむ）および第５期（0.7～0.3Ma）：背弧短縮様式の曲動から断裂への転換のテクトニズムは，日本列島やヒマラヤ山脈などのプレート境界帯に限らず，青海－チベット高原の隆起，オルドス地塊周縁地溝帯の形成やバイカルリフトの活動など，アジア大陸東部のプレート内変形も含んで広域的に活発であるという。おそらく，第四紀始まり頃からの奥尻海嶺の上昇や天北地方におけるテクトニクスの活発化（問寒別構造盆地の出現・神居古潭帯の急上昇など）もこのようなテクトニズムの中に位置づけられると考える。なお，同じセッションで，奥村ほか（1994）は主に段丘面の変位から北海道とその周辺の0.5Ma以降の地殻変動を検討し，日高トラフ（舟状海盆）から石狩低地帯，天北を通り南サハリンに至るゾーンを現在まで継続する収束帯とし東北日本（大陸地殻）が東へ沈み込む衝突型のプレート境界とみなしている。このような見解の主な根拠は，①石狩低地帯東縁の馬追丘陵における西側低下の断層活動（スラスト）を収束帯前縁の活断層とみなす，②千島弧外帯の衝突（西進）による変形はいわゆる網走構造線より西側には及ばない，および③千島弧外帯の西進運動では北海道北部の圧縮テクトニクスを説明できないということであるが，筆者は千島弧外帯の西進運動は明らかに北海道中軸部の南部に西へ凸の弧状構造という形で影響を及ぼしており，馬追丘陵とそのスラストこそまさにその反映とみなせること，北海道北部の圧縮テクトニクスはまさに日本海東縁部と一体の変動帯としてとらえられることから，このような見解には賛成できない。さらに，北海道中軸部に千島弧内帯の右雁行状の活火山配列が十勝－大雪のように存在することは，現在でも太平洋プレートの斜め衝突による千島弧外帯の西進テクトニクスと一体のレンチテクトニクスがここにも継続していると考える。

沈み込み（サブダクション）については，多くの研究者がプレート境界が出来上がりつつある状況にあるとし，明らかな海溝地形は形成されていないことから，本格的な沈み込みはまだ開始されているとはみなしていない。プレート境界が転移して以降と今後の経過について，前出の倉本（1989）と徳山ほか（1933）が具体的なモデルを提出しており，現時点ではもっとも説得力がある（Fig.Ⅲ-3）。なお，現在，西からのユーラシアプレートの動きによる変位・変形は，Fig.Ⅻ-3に示すように奥尻海嶺付近で最大であるものの，日本海東縁－北海道西半部・南サハリンのあちこちに分散しているのが実態であろう。

B．現千島島弧－海溝系での斜め沈み込み，千島弧外帯の西進および日本海東縁での沈み込みの開始を踏まえた新たな構造区分の提案　New tectonic zoning related with the oblique-subduction of Modern Kurile Arc-trench System , the westward-shifting of

Kurile Outer Arc and the new eastward subduction of eastern marginal zone of Japan Sea

北海道および周辺海域の大局的な地質構造は南北方向を基本としている。そして，東北海道および中央北海道中～南部については，千島海溝・千島弧方向に従った北東－南西～東北東－西南西方向の帯状構造・雁行構造および西南西へ凸の弧状構造が付け加わっている。南北方向の構造方向は古い構造方向であり，その形成には基本的に中生代以降に進行したユーラシアプレート西縁での島弧－海溝系における海洋プレート（ファラロン，イザナギ－クラおよび太平洋プレート）の沈み込みおよびオホーツク古陸とユーラシアプレートの衝突が作用しており，中新世の前期～中期前半に進行した日本海やオホーツク海の拡大（日本海盆，千島海盆の形成）にともなう斜め衝突や横ずれ運動および日本海東縁部での新たな沈み込みの開始も影響を与えている。　一方，北東－南西～東北東－西南西方向の帯状構造は白亜紀末から古第三紀初頭にかけての古千島島弧－海溝系および古第三紀後半以降の現千島島弧－海溝系における太平洋プレートの沈み込みによりもたらされたものである（Kiminami,1983;木村･玉木,1985）。そして，後者の場合，ほぼ東方（東南東）よりの斜め沈み込みであったため，後期中新世以降，千島弧外帯が内帯に対して横ずれする運動（西進運動）を生じた。そのため，内帯側では火山島・火山隆起帯が北東－南西～東北東－西南西方向に延びて右雁行状に配列した構造帯（右雁行火山隆起帯・堆積盆列）が形成され，外帯側では西方延長部（中央北海道構造区南部）では西南西方向へ凸の弧状構造が出来上がった（木村,1981;松井ほか編,1984）。

北海道とその周辺海域の新生代末期の堆積盆または平野・盆地・海盆の分布（Fig.Ⅱ-2）は大要，以上のようなテクトニクスによりもたらされたものである。とりわけ現在の分布状況を決定づけたものとしては，現千島島弧－海溝系における太平洋プレートの斜め沈み込みおよびそれに関連した千島弧外帯西進の作用，日本海東縁部での新たな沈み込みの開始にともなう西からの圧縮運動が重要である。新生代末期について，これらのテクトニクスを主要なものととらえると次のような構造区分が可能である（XⅡ-6）。

西北海道（Ⅰ区），千島海溝島弧側斜面域（Ⅱ区），千島弧外帯と西方へ凸の弧状構造帯（Ⅲ区），千島弧内帯（Ⅳ区），北見山地北部－紋別沖（Ⅴ区），北北海道日本海沿岸部（Ⅵ区）である。

西北海道（Ⅰ区）は西北海道構造区に一致する。南北方向の隆起列に北西－南東方向の構造的高まりが組み合わさって，それらの間に南北方向の長軸をもつ堆積盆が多数分布し，斜め格子状の構造パターンにより特徴づけられる。このようなパターンは東北地方の脊梁山脈以西の構造的特徴と合致している。東北地方の応力場の変遷については，前・中期中新世では東西引張であり，後期中新世の過渡的段階を経て，鮮新世以降，東西圧縮に転換したとされている（天野,1982;佐藤ほか,1982）。同様の応力場変遷は西南北海道についても山岸･渡辺（1986）により明らかにされている。このような応力場の変遷について

は，太平洋プレートの東北日本弧に対する沈み込みが基本的に存在する中で，ユーラシアプレートの北上にともなう東北日本弧の回転・日本海拡大の動きが作用し（Fig.Ⅻ-5のA），東西引張の場となったが，鮮新世以降は日本海東縁部での西方からの沈み込みが開始され，東西圧縮場に転換したことが指摘される。ただし，西南北海道については島弧会合部として千島弧外帯の西進運動の影響も受けている可能性がある。なお，武蔵堆以北では本構造区は狭まっている。

千島海溝島弧側斜面域（Ⅱ区），千島弧外帯と西方へ凸の弧状構造帯（Ⅲ区）および千島弧内帯（Ⅳ区）は東北東－西南西～北東－南西方向に延び，全体として南から北へ帯状構造区の集合体を構成している。これらは，現千島島弧－海溝系における太平洋プレートの斜め沈み込み，およびそれに関連した千島弧外帯の西進運動によりもたらされた。

Ⅱ区は太平洋プレート沈み込みの影響を直接受けた所で，いわゆる付加体より構成されている。

Ⅲ区は南から釧路－根室沖大陸斜面域（$Ⅲ_1$区），釧路－根室先新第三系隆起帯（$Ⅲ_2$区）および千島弧外帯内帯境界堆積盆列（$Ⅲ_3$区）に分けられ，さらにこれらの西側（中央北海道南部）に西へ凸の弧状隆起・沈降帯群（$Ⅲ_4$区）が存在する。$Ⅲ_1$区はいわゆる前弧海盆で，いくつかの隆起列に分けられたタービダイト盆地群を形造っている。$Ⅲ_2$区は千島弧外帯の主軸となる部分であり，同帯の西進運動の中軸ともなっている。$Ⅲ_3$区は内帯側に寄った所に沈降軸があり非対称な断面形態を示すことが特徴であり，その沈降軸に大規模な横ずれ断層が想定される。この断層はかって「島弧中央断層」として一続きのものと考えられていたが，雁行状に配列する横ずれ断層群としてとらえるべきものである（木村,1981）。$Ⅲ_4$区は白糠丘陵，十勝平野（内部に十勝中央部断層および十勝西部構造盆地あり）－十勝沖堆積盆，日高山脈（西半部に日高主衝上断層あり）－広尾沖褶曲帯，安平・由仁・茂世丑低地および馬追丘陵－岩見沢東方丘陵の隆起・沈降帯より構成されている。これらのうち，日高山脈は日高主衝上断層を境にしてその東側（主帯で大陸性地殻）と西側（西帯で海洋性地殻）が互いに下部を接する形でめくれ上がるように衝突して形成されており，中期中新世末以降に急激に上昇し山脈化が進行した（宮坂ほか,1986）。その東側の十勝平野は内湾～内陸性の構造盆地として鮮新世以降に発達し，第四紀になると，平野西部に新たな構造盆地が発生した。さらに，馬追丘陵などでは中期更新世以降の活構造現象が顕著である。

Ⅳ区は火山・地熱活動の活発な火山弧であり，千島列島を含む東北海道の部分では右雁行火山隆起帯・堆積盆列（$Ⅳ_1$区）を形成しており，中央北海道の部分では上支湧別構造帯に代表される北東－南西方向の右雁行状の断層帯となっており，そのような多数の断層に支配された火山性陥没盆地群（北見・十勝北部山間盆地群，$Ⅳ_2$区）が存在する。

北見山地北部－紋別沖（Ⅴ区）は中～後期中新世にはウェンシリ地塁とその東側の横ずれ堆積盆列および中央低地帯に示されるようにオホーツクプレートとユーラシアプレート

の斜め衝突帯の一部として極めて活動的な地帯であった。しかしながら，鮮新世以降は一転して地殻変動は静穏化している。宮坂·松井（1986）はほぼこれに一致する構造区を北部日高基盤台地（非変形帯）と呼んでいるが，中央低地帯は鮮新世以降にも発達を続けたとの判断からこれには含めていない。筆者の構造区（Ⅴ区）には中央低地帯が含まれる。

北北海道日本海沿岸部（Ⅵ区）は神居古潭帯以西の範囲で，岡（1986）ではⅤ区と合わせて一つの構造区として扱ったが，新生代末期における地殻変動の差異から区別した。中～後期中新世には天塩トラフおよびその後の天北トラフ（堆積盆）に示されるようにⅤ区と同様な斜め衝突帯の一部であったが，鮮新世以降，日本海東縁部変動帯の一部として西からの圧縮場として活動的である。

以上のような構造区の中で，新生代末期において火山・地熱活動の活発な所はⅠ区の南部（西南北海道）とⅣ区であり，地殻運動の活発な所はⅠ区とⅥ区およびⅢ区である。Ⅰ区とⅥ区は合わせて日本海東縁変動帯を構成しており，奥尻海嶺および利尻舟状海盆とその北方延長部付近を中心に運動が活発であり，Ⅲ区の中では特に$Ⅲ_3$区と$Ⅲ_4$区の北部（十勝平野北半部・馬追丘陵）での第四紀の造盆地運動および活構造現象が注目される。

［第Ⅻ章関連文献］


天野一男(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.

江口孝雄(1984):日本海東縁のテクトニクス.地球,6,55-60.

福沢仁之·保柳康一·秋山雅彦(1992):北海道中央北部の新第三系の層序と古環境.地質学論集.37,1-10.

雁澤好博(1992):西南北海道渡島半島の新第三系層序と古地理.地質学論集,37,11-23.

羽鳥徳太郎(1993):1993年北海道南西沖地震津波－奥尻島の災害.地理,38,78-84.

堀江正治(1956):屈斜路湖岸段丘と地殻変動.地質学雑誌,62,156-157.

北海道防災会議(1986):アトサヌプリ摩周（カムイヌプリ）－火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策－.北海道における火山に関する研究報告書第10編,104p.

石橋克彦(1986):東北日本北米プレート説と西南日本東進説.地球,8,762-767.

石川俊夫(1938):5月29日地震後の屈斜路地方見聞.科学,8,409-414.

石川有三·武尾 実·浜田信生·勝又 護·佐竹健治·阿部勝征子·菊地正幸·須藤 研·高橋道夫
柏原静雄·三上直也(1984):1983年日本海中部地震の震源過程.地球,6,11-17.

神沼克伊·岩田孝行·茅野一郎·大竹政和編(1973):図説 日本の地震.東大地震研究所研究速報,9,136p.

活断層研究会編(1980):日本の活断層－分布図と資料－.363p.,東京大学出版会.

————————(1991):［新編］日本の活断層－分布図と資料.437p.,東京大学出版会.

Kiminami,K.(1983):Sedimentary history of the Late Cretaceous-Paleogene Nemuro Group,Hokkaido,Japan:a forearc basin of the Paleo-Kurile Arc-trench system.

*Jour. Geol. Soc. Japan*, 89, 607-624.
木村 学(1981):千島弧西端付近のテクトニクスと造構応力場. 地質学雑誌, 87, 757-768.
————·木川栄一·玉木賢策(1986):アムールプレートと日本列島－50万年前以降のアジア大陸東部－. 地球, 8, 716-724.
————·玉木賢策(1985):千島弧と千島海盆－上盤プレートの回転, 後退と背弧海盆の拡大. 地学雑誌, 9, 69-83.
小林洋二(1983):プレート〝沈み込み〟の始まり. 地球, 5, 510-514.
————(1984):プレート境界で発生する大地震の時空分布. 地球, 6, 8-10.
Koizumi, I.(1992):Diatom biostratigraphy of the Japan Sea:LEG 127. *Proceedings of the Ocean Drilling Programs, Scientific Results*, 127/128, Pt. 1, 249-289.
倉本真一(1988):奥尻海嶺の形成時期. 海洋科学, 20, 669-675.
————(1989):背弧オフィオライトの形成モデル. 地学雑誌, 98, 267-277.
丸山茂徳(1984):北米・ユーラシアプレート境界の歴史. 地球, 6, 29-37.
松井 愈·吉崎昌一·植原和郎編(1984):北海道創世記. 197p., 北海道新聞社.
宮坂省吾·保柳康一·渡辺 寧·松井 愈(1986):礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史. 地団研専報, 31, 285-294.
————·松井 愈(1986):中央北海道の新生代末期テクトニクス. 地団研専報, 31, 333-344.
宮内崇裕·八木浩司(1984):松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動. 地学雑誌, 93, 285-300.
森谷武男(1974):北海道およびその周辺の浅発地震活動と北海道北部の地殻変動. 地震予知連絡会会報, 12, 7-9.
————(1976):北海道内陸部における浅発地震活動.「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, 70-83.
————(1986):浅い地震活動と起震歪力から見た北海道のテクトニクス. 地団研専報, 31, 475-485.
————(1987):北海道およびその周辺における地震活動の特徴. 北海道における地震災害の地域特性に関する調査研究, 15-26.
中村一明(1983):日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究所彙報, 58, 711-722.
————(1984):日本海・フォッサマグナプレート境界説考. 地球, 6, 25-28.
日本地震学会(1993):日本地震学会1993年秋季大会講演予稿集.
日本の地質「北海道地方」編集委員会編(1990):日本の地質1 北海道地方, 337p., 共立出版.
岡田博有·Lallemand, S.·大塚謙一·Labeyrie, L.(1985):日本海東縁の海底地質構造－新生海溝問題と関連して－. 静岡大学地球科学研究報告. 11, 119-133.
岡村行信(1993):白嶺丸による北海道南西沖地震震源域の海底地質調査. 地質ニュース, 471, 13-18.

岡 孝雄(1985):北海道天北・問寒別構造盆地のネオテクトニクス.活断層研究,1,19-29.
————(1990):サハリンの地形・地質概要と89年地質見学記.地下資源調査所報告,62,101-122.
————(1992):1990年サハリン地質見学記（資料）－北サハリン東部およびユジノサハリンスク周辺の地理と地質－.地下資源調査所報告,63,163-183.
————(1994):名寄市の地質と地下資源.107p.,名寄市.
奥村晃史·佃 栄吉·下川浩一(1994):北海道とその周辺の最近50万年間の地殻変動.地球惑星科学関連学会1994年合同学会予稿集,p.149.
大森博雄(1975):北海道渡島半島江差付近の海岸段丘.第四紀研究,14,63-76.
大内 定(1980):活断層の調べ方.北海道５万年史（郷土と科学No.73～80）,80-94.
寒川 旭·衣笠義博·垣見俊弘(1984):50万分の1活構造図「札幌」.地質調査所.
————·水野清秀·山口昇一(1987):50万分の1活構造図「網走」.地質調査所.
————·山口昇一(1985):50万分の1活構造図「釧路」.地質調査所.
嵯峨山 積(1988):日本海盆北東縁，海洋海山の珪藻群集.地質学雑誌,94,295-300.
佐藤比呂志·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.
瀬野徹三(1983):日本海沈み込み説にに関する一考察－日本海溝における地震のスリップベクトル－.地震,36,270-273.
————(1984a)概論：日本海東縁－地震とテクトニクス－.地球,6,4-8.
————(1984b):東北日本は北米プレートか？.地球,6,49-54.
————(1986):日本列島の中期更新世－50万年前に何が起こったか？-.地球,8,708-715.
————(1987):日本付近の新プレート境界と50万年前の変動.科学,57,84-93.
————·小林洋二(1994):－北米プレート境界はなぜ日本海に転移したのか？－水の存在の重要性－.地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集,p.143.
島村英紀·森谷武男(1994):北海道の地震.224p.,北海道大学図書刊行会.
杉山雄一·栗田泰夫·秦 光男(1987):50万分の1活構造図「旭川」.地質調査所.
竹内 章(1994):日本海東縁におけるテクトニクスの転換と広域的同時性.地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集,p.146.
玉木賢策(1984):日本海東縁部の活構造とテクトニクス.地球,6,38-48.
————(1990):砂が教える奥尻海嶺の上昇.科学朝日,50,5,20-21.
Tamaki,K.(1988): Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull.Geol.Surv.Japan*,39,269-365.
————and Honza,E.(1985):Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*,119,381-406.
玉木賢策·本座栄一·湯浅真人·西村清和·村上文敏(1981):100万分の1日本海中部海域広域

海底地質図.海洋地質図15,地質調査所.
————·湯浅真人·西村清和·本座栄一(1979):100万分の1北海道周辺およびオホーツク海域海底地質図14,地質調査所.
徳山英一(1993):日本海東縁の巨大地震と地震断層.石井次郎教授追悼論文集,155-162.
————·宮下純夫·竹内 章·徐 垣·田中武男(1994):しんかい2000/6500が明らかにした日本海の地質.地球,号外,9,70-74.
Tokuyama,H., Kuramoto,S., Soh,W., Miyashita,S., Byrne,T. and Tanaka,H. (1992): Initiation of ophiolite emplacement: a modern example from Okushiri Ridge, Northeast Japan Arc. *Marine Geology*,103,323-334.
佃 栄吉·下川浩一·奥村晃史·池田国昭·羽坂俊一(1993):1993年北海道南西沖地震の地震災害調査報告.地質ニュース,471,6-12.
卯田 強·木村 学·会田信行·外崎徳二(1979):樽前降下軽石層を切る活断層.地球科学,33,304-307.
山岸宏光(1986):北海道におけるいくつかの活断層露頭.活断層研究,2,19-28.
————·木村 学(1981):黒松内低地帯の活断層露頭.地球科学,35,94-97.
————·渡辺 寧(1986):西南北海道における新生代後期の応力場の変遷－地層断層，岩脈および活断層の検討－.地団研専報,31,321-331.
柳田 誠·平川一臣·大内 定·貝塚爽平(1985):富良野盆地周辺の活断層と金山付近の活褶曲.地理学評論,58(A),255-265.

[第XII章図表説明]

Fig.XII-1 Geological successions of representative Latest Cenozoic basins in Hokkaido.

Fig.XII-2 Distribution of active faults in Hokkaido and its vicinity (after the Research Group for Active Faults of Japan,1991).

Fig.XII-3 Vertical deformation of crust during Quaternary in Hokkaido and its vicinity.

Fig.XII-4 Distribution of epicenters of large earthquakes and source areas of tsunamis in recent three hundred years (after Hatori,1993).
Showing occurence year and magnitude(M/m) of earthquakes and tsunamis.

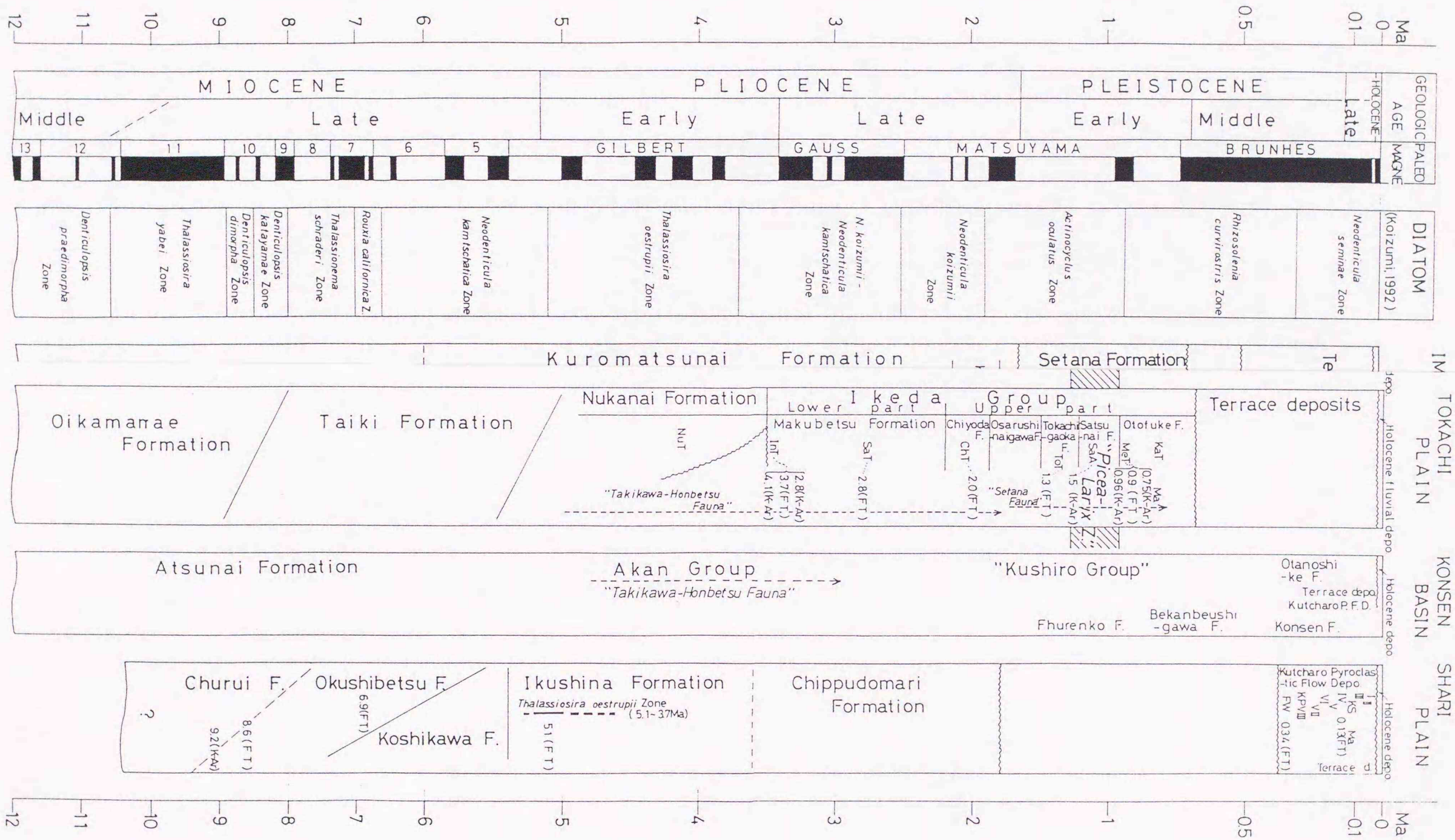
Fig.XII-5 Change of Late Cenozoic tectonics of Hokkaido and its vicinity (after

Oka, 1994).

Fig. XII-6 New tectonic zoning related with the oblique-subduction of Modern Kurile Arc-trench System, the westward-shifting of Kurile Outer Arc and the new eastward subduction of eastern marginal zone of Japan Sea (modified from Oka, 1986).

Ⅰ:Western Hokkaido, Ⅱ:Inner slope of the Kurile Trench, Ⅲ:Kurile Outer Arc(Ⅲ$_1$:Offshore Kushiro-Nemuro Continental Slope, Ⅲ$_2$:Kushiro-Nemuro Upheaval Zone of pre-Neogene, Ⅲ$_3$:Basins of the boundary zone between the Kurile Inner and Outer Arcs, Ⅲ$_4$:Westward arched upheaval and depression zones), Ⅳ:Kurile Inner Arc( Ⅳ$_1$:Chain of volcanic upheaval zones and basins in right-lateral arrangement, Ⅳ$_2$:Kitami-Northern Tokachi region of intermountain basins), Ⅴ:Northern part of Kitami Mountains-Offshore Monbetsu, Ⅵ:Coastal area of Japan Sea in Northern Hokkaido.

Shaded:Principal magnetic high anomaly zones, A:Kitakami-Ishikari Belt, B:Kamuikotan Belt, C:Dotou Belt.



Ma
GEOLOGIC AGE
HOLOCENE
Late
PALEO MAGNE
MIOCENE
PLIOCENE
PLEISTOCENE
Middle
Late
Early
Late
Early
Middle
13
12
11
10
9
8
7
6
5
GILBERT
GAUSS
MATSUYAMA
BRUNHES
DIATOM (Koizumi, 1992)
Denticulopsis praedimorpha Zone
Thalassiosira yabei Zone
Denticulopsis dimorpha Zone
Denticulopsis katayamae Zone
Thalassionema schraderi Zone
Rouxia californica Z.
Neodenticula kamtschatica Zone
Thalassiosira oestrupii Zone
N. koizumii - Neodenticula kamtschatica Zone
Neodenticula koizumii Zone
Actinocyclus oculatus Zone
Rhizosolenia curvirostris Zone
Neodenticula seminae Zone
Kuromatsunai Formation
Setana Formation
Te
TOKACHI PLAIN
Oikamanae Formation
Taiki Formation
Nukanai Formation
Ikeda Group
Lower part
Upper part
Makubetsu Formation
Chiyoda F.
Osarushi-naigawa F.
Tokachi-gaoka F.
Satsu-nai F.
Otofuke F.
Terrace deposits
NuT
InT
SaT
ChT
ToT
SaA
MeT
KaT
"Takikawa-Honbetsu Fauna"
"Setana Fauna"
"Picea-Larix Z."
Holocene fluvial depo
KONSEN BASIN
Atsunai Formation
Akan Group
"Takikawa-Honbetsu Fauna"
"Kushiro Group"
Otanoshi-ke F.
Terrace depo
Kutcharo P.F.D.
Fhurenko F.
Bekanbeushi-gawa F.
Konsen F.
Holocene depo
SHARI PLAIN
Churui F.
Okushibetsu F.
Koshikawa F.
Ikushina Formation
Thalassiosira oestrupii Zone (5.1~3.7Ma)
Chippudomari Formation
Kutcharo Pyroclastic Flow Depo
Terrace d.
Holocene depo

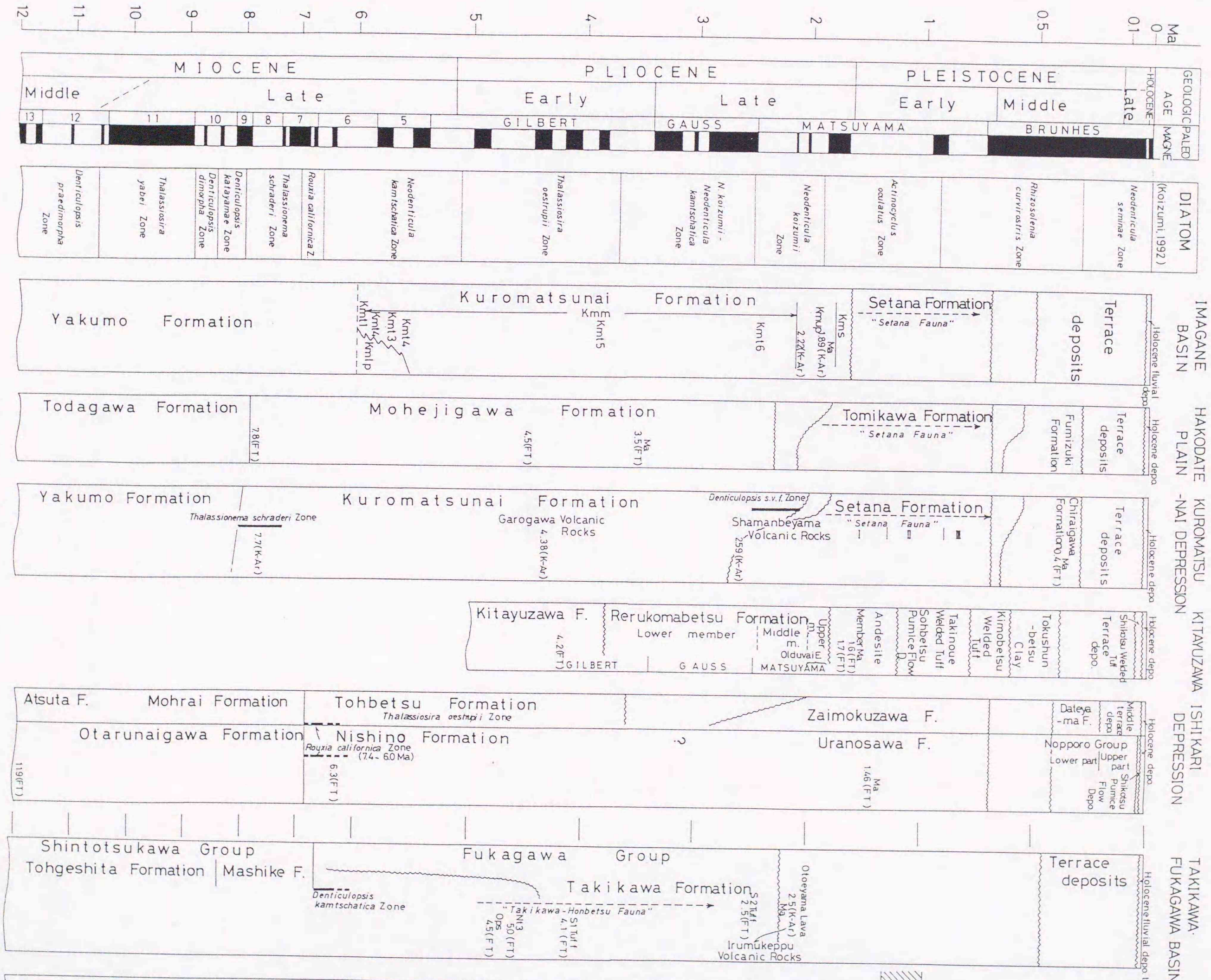
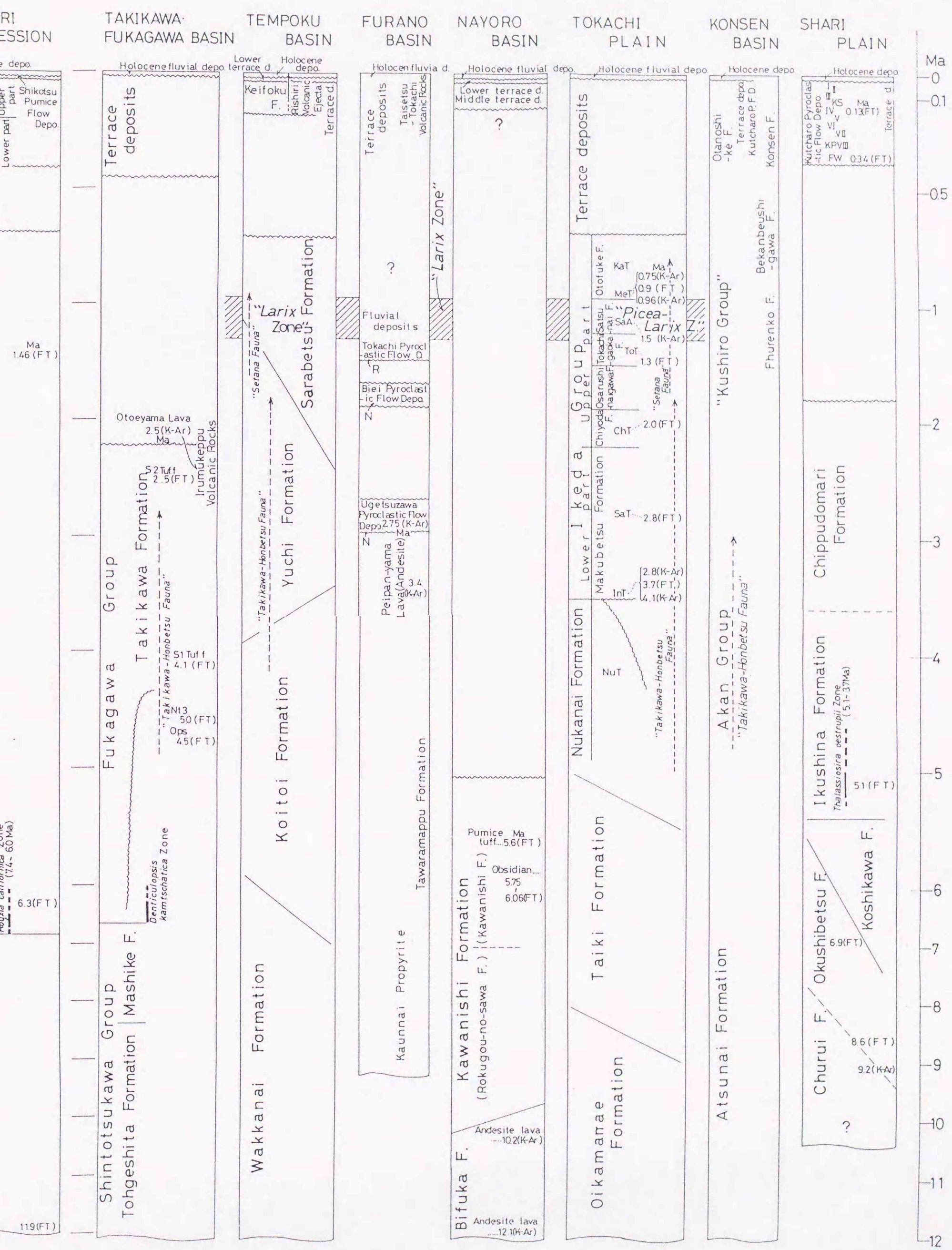



Fig. XII-1 Geological successions of representative Latest Cenozoic sedimentary basins in Hokkaido




f representative Latest Cenozoic basins in Hokkaido.

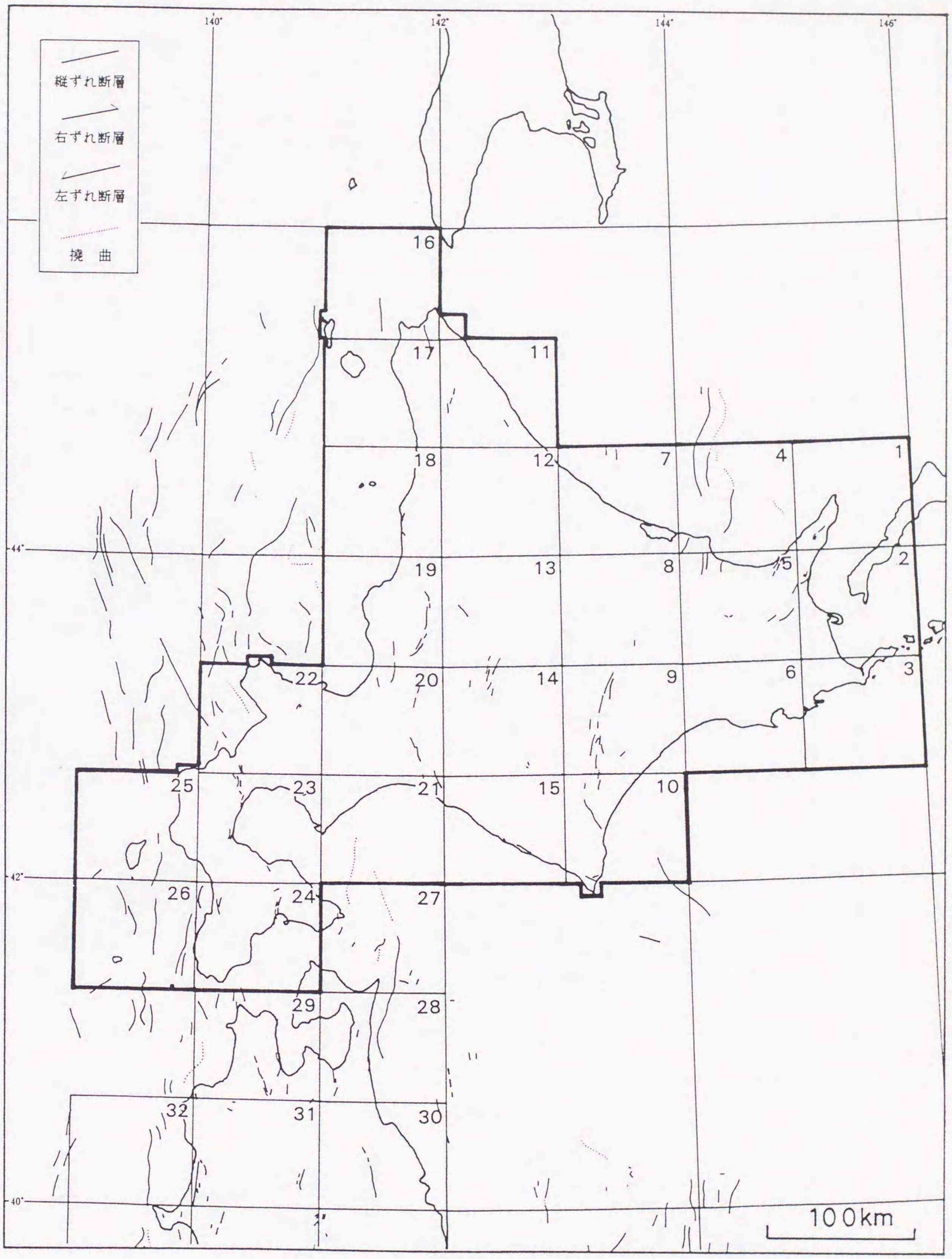



Fig. XII-2

Distribution of active faults in Hokkaido and its vicinity (after the Research Group for Active Faults of Japan, 1991).

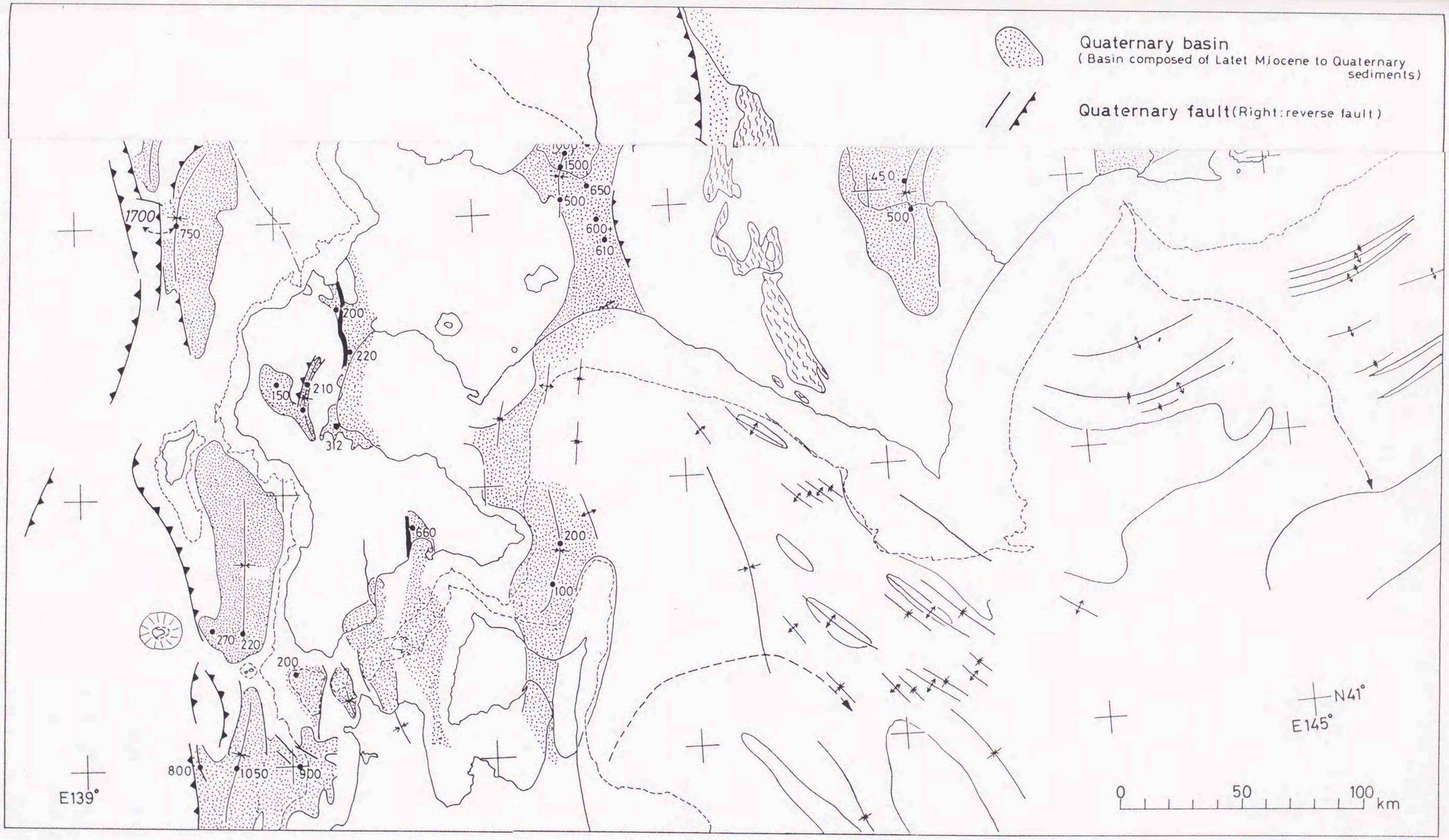



Fig. XII-3 Vertical deformation of crust during Quaternary in Hokkaido and its vicinity.

Quaternary basin
( Basin composed of Latet Miocene to Quaternary sediments)

Quaternary fault(Right:reverse fault)

Active fault zone

Folding axes

1000(meters) Vertical defomation of the lower limits of Quaternary sediments across fault

500 (meters) Depth of the lower limits of Quaternary sediments (Thickness of Quaternary sediments)

Serpentine rocks

N45°

1100
550
1200
300
1000
900
530
250
700?
730?
250
500
400
400
350
250
1400
500
500
250
750
430
200
270
600
150?
220

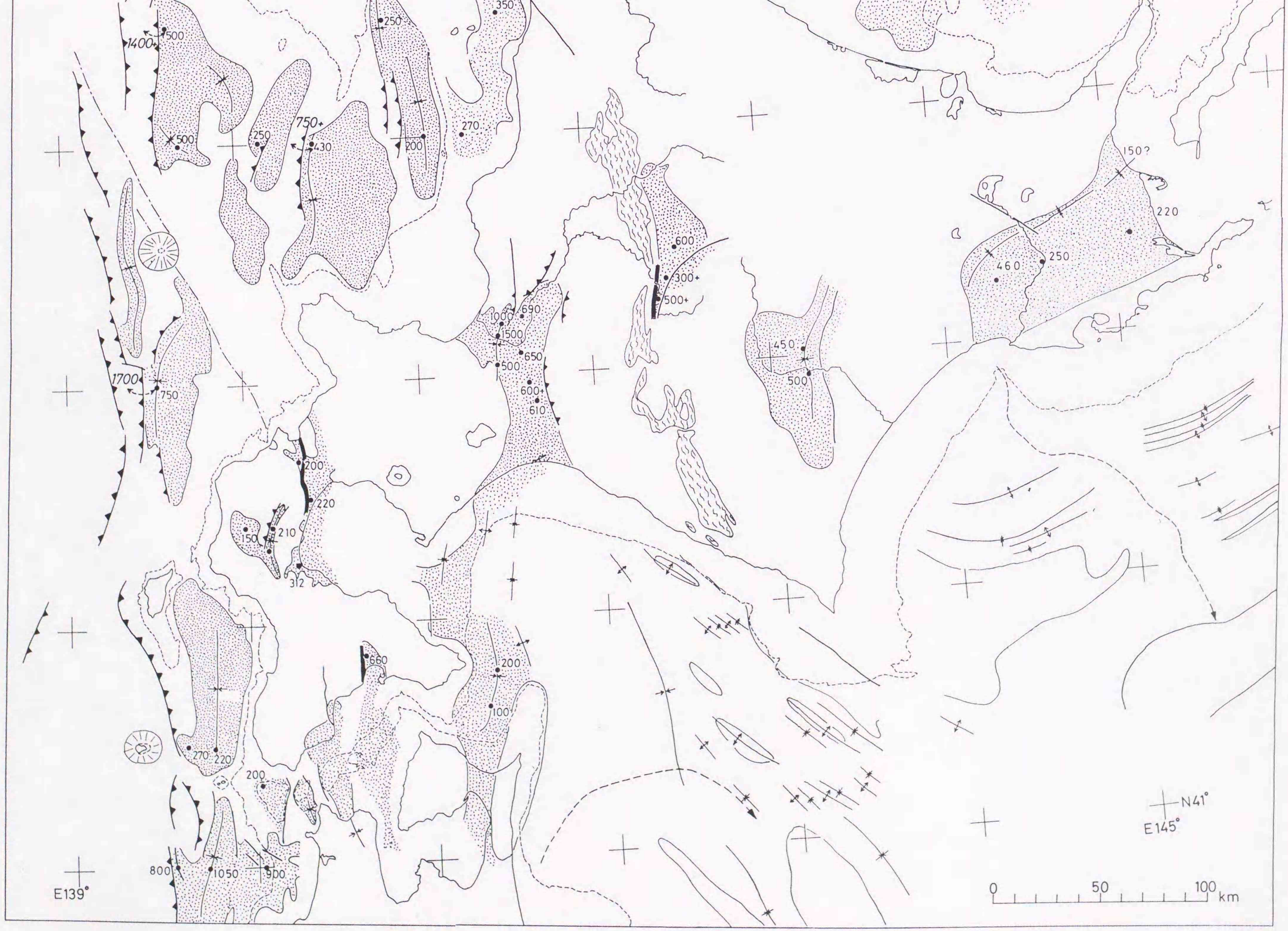



Fig. XII-3 Vertical deformation of crust during Quaternary in Hokkaido and its vicinity.

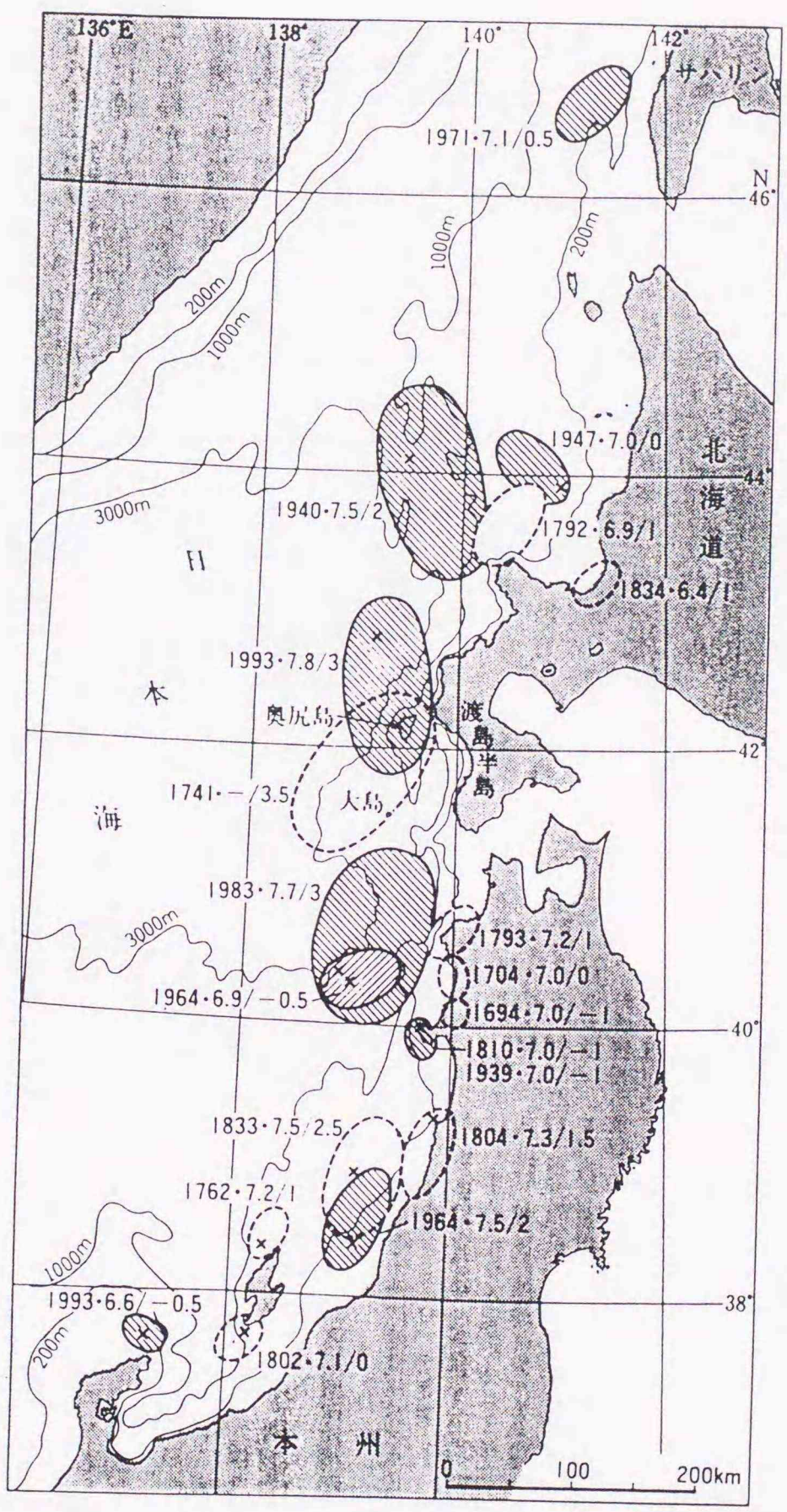



Fig. XII-4

Distribution of epicenters of large earthquakes and source areas of tsunamis in recent three hundred years (after Hatori, 1993).
Showing occurence year and magnitude(M/m) of earthquakes and tsunamis.

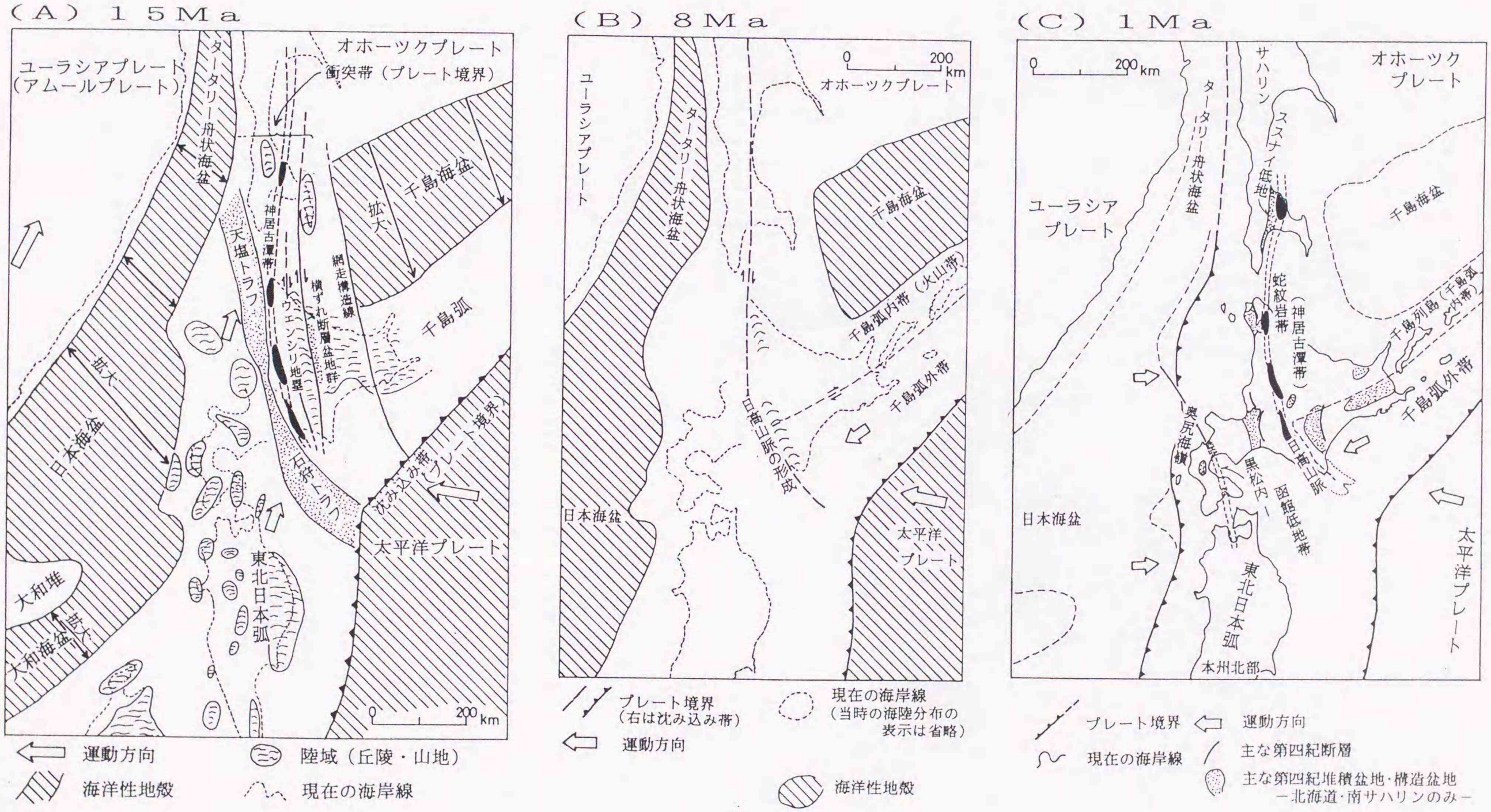



Fig. XII-5 Change of Late Cenozoic tectonics of Hokkaido and its vicinity (after Oka, 1994).

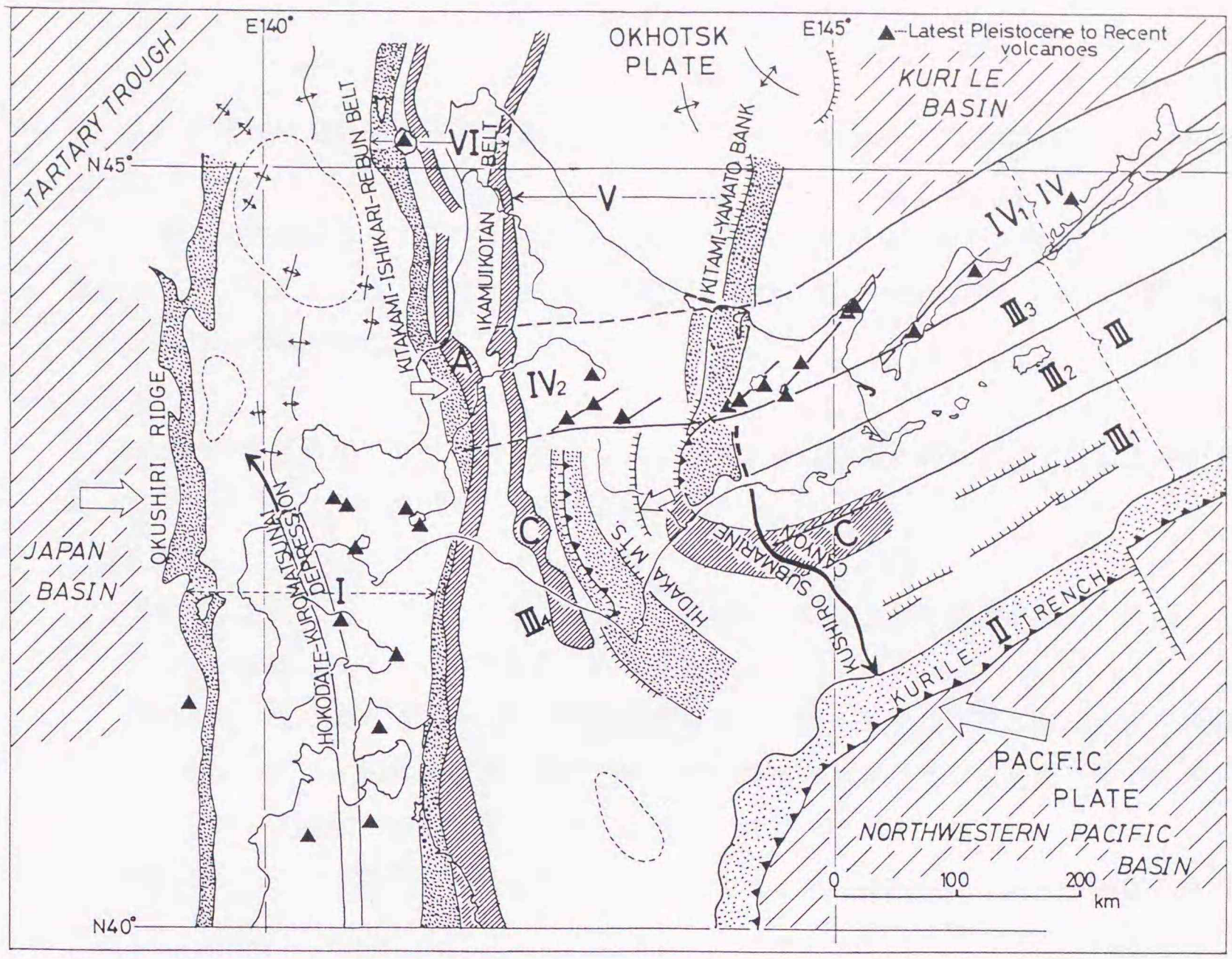



Fig. XII-6 New tectonic zoning related with the oblique-subduction of Modern Kurile Arc-trench System, the westward-shifting of Kurile Outer Arc and the new eastward subduction of eastern marginal zone of Japan Sea (modified from Oka, 1986).

I :Western Hokkaido, II :Inner slope of the Kurile Trench, III :Kurile Outer Arc($III_1$:Offshore Kushiro-Nemuro Continental Slope, $III_2$:Kushiro-Nemuro Upheaval Zone of pre-Neogene, $III_3$:Basins of the boundary zone between the Kurile Inner and Outer Arcs, $III_4$:Westward arched upheaval and depression zones), IV:Kurile Inner Arc( $IV_1$:Chain of volcanic upheaval zones and basins in right-lateral arrangement, $IV_2$:Kitami-Northern Tokachi region of intermountain basins), V :Northern part of Kitami Mountains-Offshore Monbetsu, VI:Coastal area of Japan Sea in Northern Hokkaido.

Shaded:Principal magnetic high anomaly zones, A:Kitakami-Ishikari Belt , B:Kamuikotan Belt, C:Dotou Belt.

## XⅢ. 北海道の平野・盆地の成立過程　Geotectonic evolution of plains and basins in Hokkaido

### XⅢ－１．平野・盆地の地形学的・地質学的概念　Topographical and geological remark on plain and basin

地形学的にとらえると，平野（plain）は起伏の少ない低平・広大な土地で，一般に海抜200m以下の場所であり，盆地（basin）は周囲を高地に囲まれた低平な土地のことである（平凡社刊「地学事典」）。

平野は地形学辞典（二宮書店刊）によれば，成因的には土地が削剝されて生じた侵食平野と堆積作用で生じた堆積平野に大別される。

［侵食平野］

準平原：地殻が長く安定した湿潤地域で，長期にわたる土地の削剝の結果，海面近くに小起伏の地形として平坦化されて生じた。

構造平野：古い地質時代に堆積した地層が激しい地殻変動を受けることなく水平状態を保ったまま削剝を受け，侵食されにくい地層の上面が平坦地となってできた。

氷食平野：大陸氷河の氷食作用により平坦化されて生じた。

ペディプレーン：乾燥・半乾燥気候下でペディメントの拡大により広く平坦化されてできた。

［堆積平野］

沖積（河成）平野：河川の堆積作用により形成された。山麓の谷の出口に形成される扇状地，河口に形成される三角州，既存の谷を埋積した谷底平野などが含まれる。

風成平野：風の作用により砂丘やレスにおおわれている。

海岸平野：沿岸流・波浪の作用によって形成された浜堤列・砂丘列を伴う。

その他

盆地は同じく地形学辞典によれば，成因的には侵食盆地と地盤運動に起因した盆地に大きく２分される。

［侵食盆地］地層に硬軟があり，差別侵食を受け盆地となったものであり，秩父盆地がその代表例とされる。

［地盤運動により形成された盆地］

曲隆盆地：地盤の曲隆によるもので，山地間盆地または山間盆地ともいわれる。

断層盆地：断層運動によるもので，一方に断層崖を伴う断層角盆地，平行する断層崖で境される地溝盆地がある。カルデラの一部もこれに属する。

台上盆地：造陸運動により大陸に生じた広大な盆地で，求心状水系浅い皿状の高度分

布から知ることができる。例，コンゴ盆地，アマゾン盆地，アラル海。

中間盆地：造山運動による山地間盆地と造陸運動による台上盆地との中間型である。

例，タリム盆地，北米の大盆地。

平野も盆地も低平な土地であることでは同一であるが盆地と認定するには，周囲の大部分が一定の高さの山地～丘陵などで囲まれている必要がある。盆地状をなしているが，十勝平野のように平野の名称を付して呼ばれることもあり，両者はしばしば混用されている。しかし，少なくとも海に開いた低平地が盆地と呼ばれることはない。上の説明の中で，平野の概念には構造地質的な意味は示されず，もっぱら侵食・堆積作用で平野がとらえられているが，平野の地下に「堆積盆（地）」が隠されている場合もある（例：関東平野）。一方，盆地の説明はもっぱら，侵食と地盤運動（地殻変動）からとらえられているが，当然，沈降運動が進めばそこに堆積作用も進行することは明らかであり，地質学的にはそのような盆地のことを明確に「構造盆地」と呼んでいる。上記の分類によれば曲隆盆地および断層盆地がそれに該当する。

北海道の平野・盆地は当然のことであるが，島弧または変動帯という自然地理的条件から，平野でいえば侵食平野の例はあまりなく，もっぱら堆積平野の例が大半であり，堆積平野の場合，その地下に堆積盆（地）をともなう事例が多い。同様に盆地の場合には侵食盆地と地殻変動により形成された曲隆盆地・断層盆地が大半で，大陸性の台上盆地・中間盆地は全く存在しない。このように北海道の平野・盆地の主体は地殻変動とそれにともなう沈降・堆積作用によりとらえられる場合が多いことから，以下ではテクトニクスに主眼をおいて平野・盆地の分類を行なう。

## XⅢ－２．テクトニクスからとらえた北海道の平野・盆地の分類

## Geotectonic classification of plains and basins in Hokkaido

北海道の平野・盆地は堆積盆の構造発達的特徴から次のように分類できる。

［日本海東縁部での新たな沈み込みの影響の強い堆積盆］

⑴新生代末に東西圧縮場に支配され中期中新世中頃以前には東西張力場にあった堆積盆

日本海東縁部の海盆群，西南北海道の堆積盆群（今金盆地，函館平野，長万部低地帯など）

⑵新生代末に東西圧縮場に支配され中期中新世以前にはユーラシア・オホーツク両プレートの斜め衝突帯にあった堆積盆

石狩－天塩帯北部の堆積盆群（天北堆積盆‥‥‥問寒別構造盆地・サロベツ原野・ウブシ原野，礼文舟状海盆など）

［千島弧外帯西進の影響を受けた堆積盆で一部は西からの圧縮の影響］

⑶後期中新世以降主に千島弧外帯西進の影響で東西圧縮場に支配されたが中期中新世以前には同上両プレートの斜め衝突帯にあった堆積盆（中期中新世を中心にした南北方向のトラフ状堆積盆を引き継ぐ）

石狩－天塩帯積盆群（日高舟状海盆，安平・由仁・茂世丑低地帯，滝川・深川盆地など），十勝平野－十勝沖堆積盆など

⑷後期中新世以降千島弧西進の影響を受け鮮新世以降に西からの圧縮の影響が働いた堆積盆

石狩低地帯

［古い南北方向の堆積盆］

⑸後期中新世の沈降帯（右横ずれ的，雁行褶曲帯）

中央低地帯（名寄盆地など），幌加内盆地列

［千島弧の形成と結びついた堆積盆］

⑹千島弧方向に完全に支配され，太平洋プレートの沈み込みそのもののと千島弧外帯西進の影響を受け斜め横ずれ的な堆積盆

釧路－根室沖大陸斜面域，千島弧外帯内帯境界堆積盆列（根釧堆積盆など）

⑺千島弧内帯の堆積盆（雁行構造に直接的に支配）

富良野盆地，北見・十勝北部山間盆地群，斜里平野，屈斜路カルデラ，阿寒カルデラなど

## XⅢ－３．北海道の平野・盆地の成立過程　Geotectonic evolution of plains and basins in Hokkaido

今まで述べてきたことから，北海道の平野・盆地の成立過程は次下のようにまとめられる。

北海道の大部分の平野・盆地の基本的枠組みは南北の構造方向に支配されている。このような方向性は中生代を中心とした島弧－海溝系での海洋プレートの沈み込みおよびプレート間の衝突によりもたらされた。そこに新生代において，太平洋プレートの斜め沈み込み，島弧後背の縁海（日本海・オホーツク海）の拡大，ユーラシア・オホーツク両プレートの斜め衝突，千島弧外帯の西進および日本海東縁部での新たな沈み込みのテクトニクスが順次開始され，あるものは終息して現在に至った。あらたなテクトニクスの開始とともに新たな堆積盆が出現し，平野・盆地も形成されたと思われる。一般に古い堆積盆はその形がくずれ，地層としてその存在を知るだけとなっている。例えば，中期中新世に存在した北見山地のウェンシリ地塁東側の北見滝ノ上－上支湧別横ずれ堆積盆列は現在は地形的にとらえることはできない。一方，後期中新世に存在した神居古潭帯東側の堆積盆列は構造盆地としての発達を行なってはいないが，現在，河川（天塩川）に支配された河谷性盆地（中央低地帯北部）として存在する。また，あるものは中～後期の堆積盆を分化させな

がら引き継ぐものもある（例，天塩帯の堆積盆）。

いずれにしても北海道の平野・盆地の現在の分布と配置を決定づけたものとしては千島弧西進と日本海東縁部での新たな沈み込みのテクトニクスが重要であり，北海道の代表的な平野・盆地である石狩低地帯，天塩平野および十勝平野はいずれもこの働きにより東西圧縮場のもとで形成された。

［第XIII章関連文献］

町田 貞·井口正男·貝塚爽平·佐藤 正·樫根 勇·小野有五編(1981):地形学辞典.767p.,二宮書店.

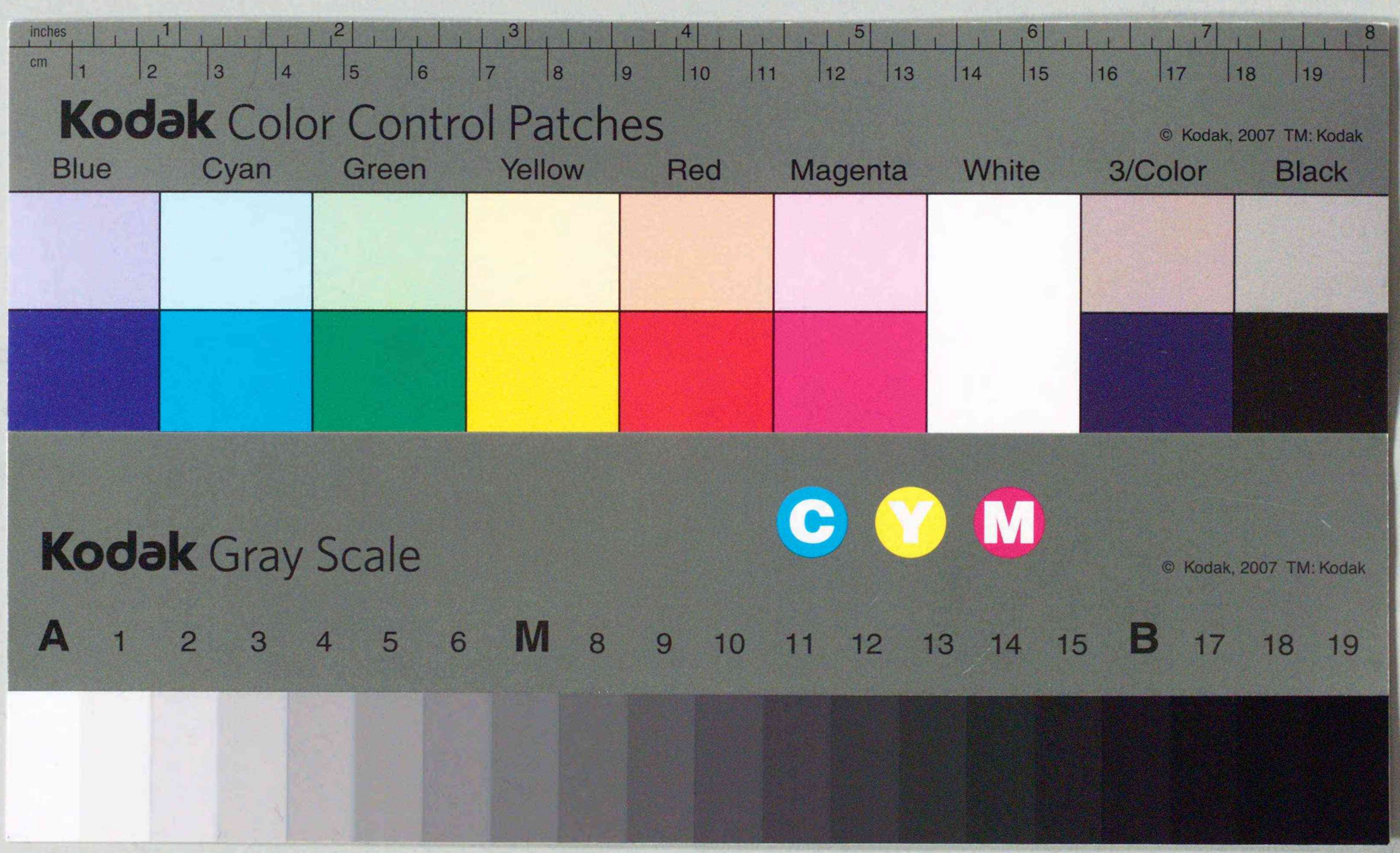
地学団体研究会·地学事典編集委員会編(1981):増補改訂　地学事典.1612p.,平凡社.

## XIV. おわりに　Epilogue

以上，北海道とその周辺地域の平野・盆地の成立過程を各平野・盆地毎にそれを構成する堆積物やよび関連テクトニクスについて解析・考察を加えながら総括した。結局のところ，地質学的には盆地・平野の多くは基本的には古い構造方向に支配されているが，そこに後期中新世～鮮新世以降に新たなテクトニクスが働き，現在の姿が形成されてきたといえる。もちろん平野・盆地について地形学的な把握も重要であるが，構造発達史的に三次元・四次元的にとらえなければその本質を知ることはできないと思う。さらにテクトニクス，特にネオテクトニクスについてはともすると，地形学的な表面現象のみでとらえられがちであるが，平野・盆地の構造発達の把握は第四紀地殻変動量の解析などの定量化の試みから，ネオテクトニクスの意義を地殻変動の総体の中にとらえることを可能にしてくれたと思う。いずれにしても，古くから大陸・海洋両地殻がせめぎ合ってきた北海道は地質構造も複雑であり，テクトニクスの解明については容易ではないが，堆積盆すなわち平野・盆地に秘められた地学的情報を丹念に調べれば，筆者の報告のような説明も可能であると確信する。

筆者の平野・盆地の地質学的研究は，北海道大学理学部の卒業論文研究で故 湊　正雄教授の御指導により，十勝平野中央部幕別台地の地質解明に取り組んだことがきっかけとして始まった。以来25年あまりそのテーマを追求し，今回の学位論文に至ったが，まずもって湊先生にその完成を御報告したいと思う。

本論文を作成するにあたっては，北海道大学理学部地球惑星科学専攻（旧地質学鉱物学科），第２（層位学）グループの加藤　誠教授に終始一貫した励ましと御指導を頂いた。このことに対して，深甚なる感謝の意を表する。さらに，同じく第５（水圏進化学）グループの小泉　格教授および第２グループの藤原嘉樹助教授からは御指導と論文の査読において御尽力を頂いた。その他，北海道立地下資源調査所の早川福利所長・山岸宏光博士・和気　徹部長ほか多くの方々，アースサイエンス株式会社五十嵐八枝子博士，有賀さく泉工業株式会社社長有賀甫光氏などには研究の推進と地質資料の収集にあたり，様々な御援助と御協力を頂いた。これらの方々にも感謝の意を述べ，筆を置くこととする。


inches
cm
Kodak Color Control Patches
© Kodak, 2007 TM: Kodak
Blue
Cyan
Green
Yellow
Red
Magenta
White
3/Color
Black
Kodak Gray Scale
C
Y
M
© Kodak, 2007 TM: Kodak
A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19