

JNC TJ1420 98-020

# 北海道北部地域の地質に関する 調査資料の購入業務報告書

(動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)

1988年11月

株式会社 アイ・エヌ・エー新土木研究所

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせください。

〒319-1194 茨城県那珂郡東海村村松4番地49

核燃料サイクル開発機構  
技術展開部 技術協力課

**Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:**

**Technical Cooperation Section,  
Technology Management Division,  
Japan Nuclear Cycle Development Institute  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1194,  
Japan**

© 核燃料サイクル開発機構 (Japan Nuclear Cycle Development Institute)  
1998

まえがき

本業務は昭和63年11月1日から11月30日にかけて実施したものである。

本業務の目的は、敷地周辺に分布する大曲文献断層及び幌延文献断層の性状を明らかにするとともに、その活動性を検討することである。

本業務では、両断層の活動性等に関する文献を収集・検討し、文献断層沿いについて航空写真判読を行った。また、それらの結果に基づき大曲断層周辺について地形・地質調査を実施し、必要に応じて火山灰及び岩石試料、年代測定用試料を採取して分析・測定を行った。そして、以上のことから、両断層の活動性について検討した。

昭和63年11月

株アイ・エヌ・エー新土木研究所

## まえがき

### 目 次

1. 業務概要	1
1.1 業務目的	1
1.2 業務内容	1
1.3 業務期間	5
2. 大曲断層周辺地域	6
2.1 文献調査	6
2.2 航空写真判読	8
1) リニアメント	8
2) 段丘	11
2.3 野外調査及び分析	12
1) 地質	12
2) 地質構造	16
3) 大曲断層	18
4) 分析・測定	41
2.4 活動性の検討	59
3. 幌延断層周辺地域	64
3.1 文献調査	64
3.2 航空写真判読	66
3.3 野外概査	68
3.4 検 討	71
4. まとめ	72
参考文献	76

### 付 図

航空写真判読図（1）                    1:50,000

航空写真判読図（2）大曲断層    1:25,000



## 1. 業務概要

### 1.1 業務目的

本業務の目的は、敷地周辺に分布する大曲文献断層及び幌延文献断層の性状を明らかにするとともに、その活動性を検討することである。

### 1.2 業務内容

本業務は、(1)文献収集・検討，(2)航空写真判読，(3)地形・地質調査，(4)分析・測定，(5)解析 からなる。本業務のフローチャートを図1-1に，調査位置図を図1-2に示す。

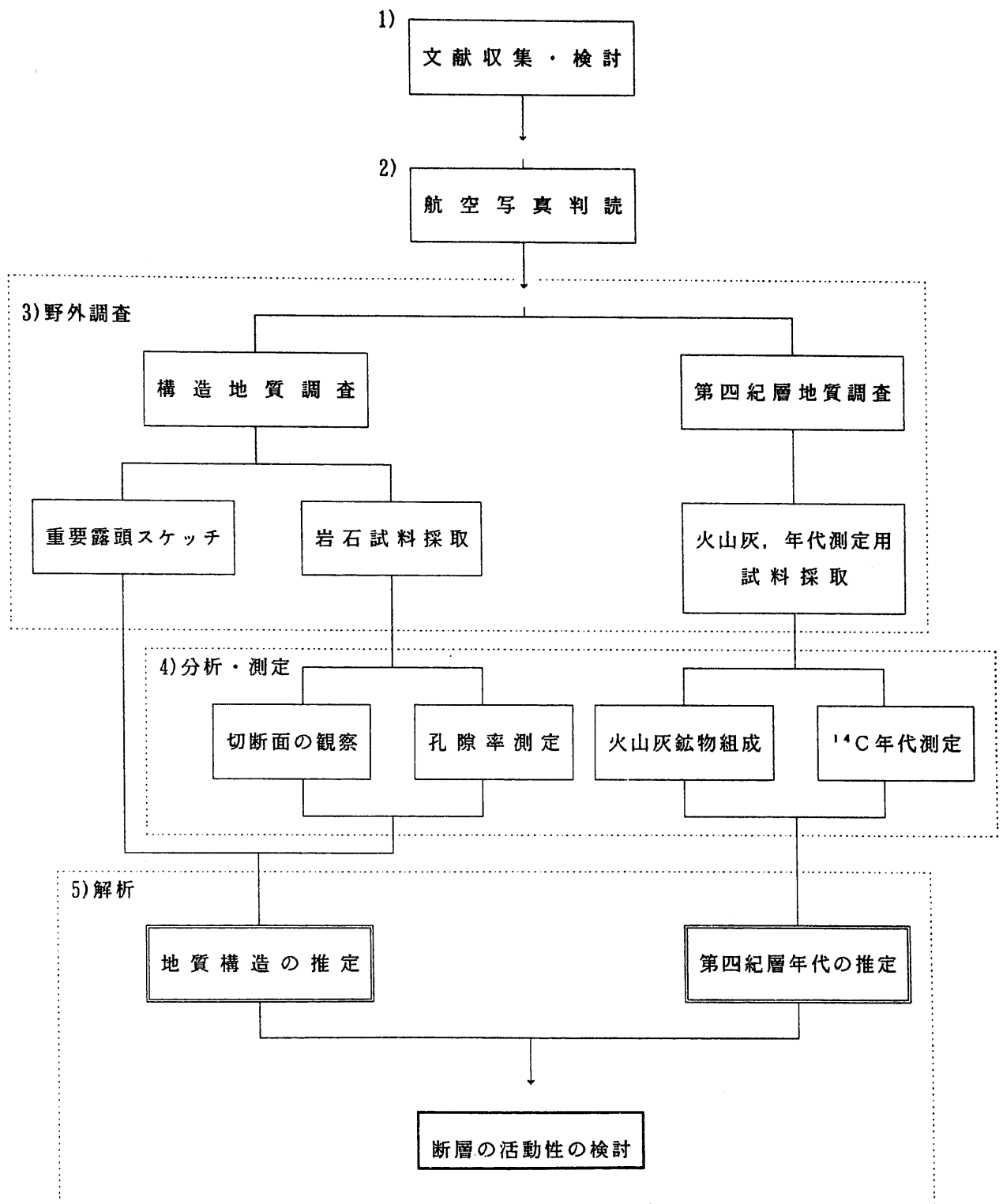
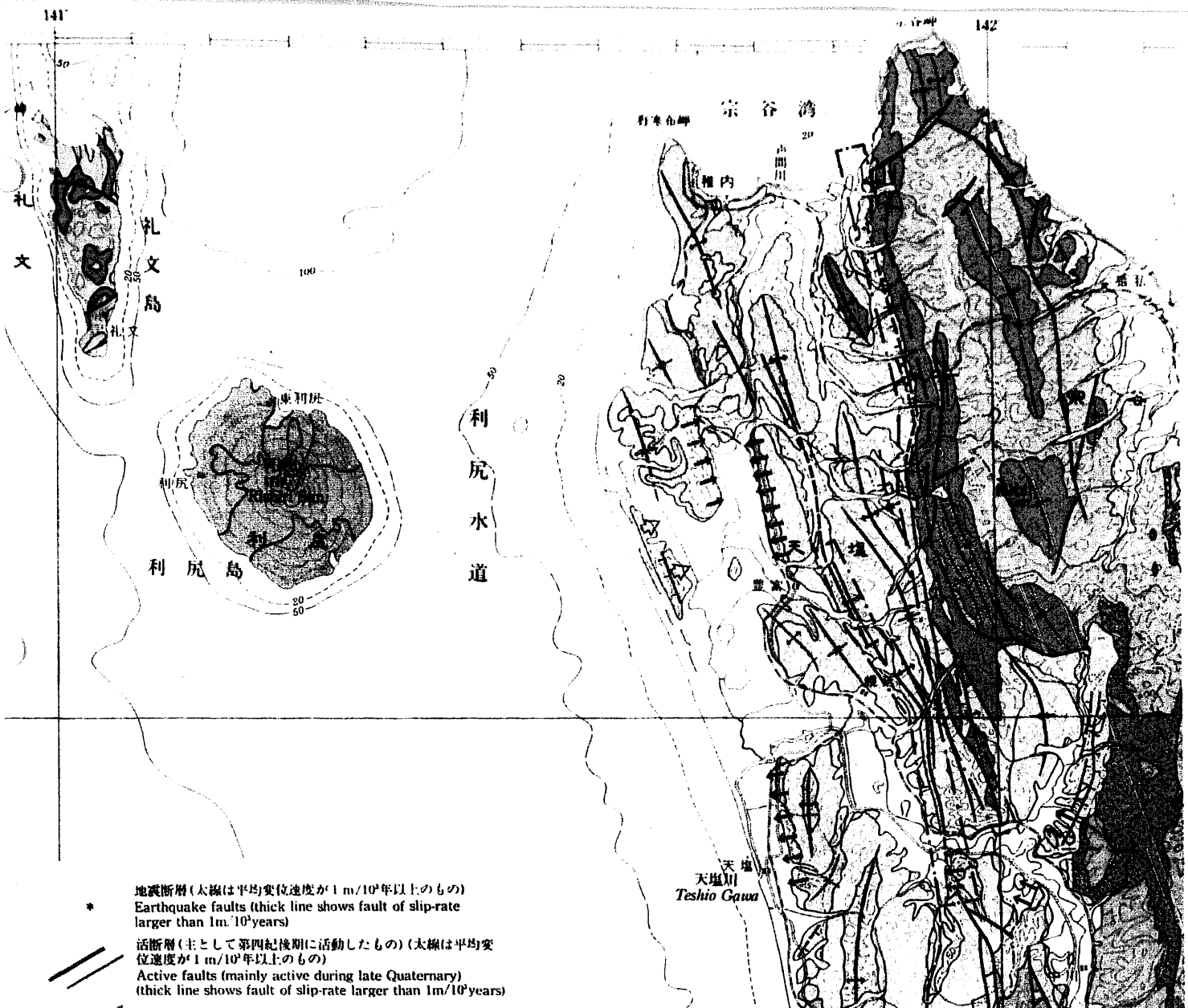


図1-1 調査フローチャート



- \* 地震断層 (太線は平均変位速度が  $1\text{ m}/10^4\text{ 年}$  以上のもの)  
Earthquake faults (thick line shows fault of slip-rate larger than  $1\text{ m}/10^4\text{ years}$ )
- 活断層 (主として第四紀後期に活動したもの) (太線は平均変位速度が  $1\text{ m}/10^4\text{ 年}$  以上のもの)  
Active faults (mainly active during late Quaternary) (thick line shows fault of slip-rate larger than  $1\text{ m}/10^4\text{ years}$ )
- 推定活断層 (同上)  
Inferred active fault (ditto)
- \* 第四紀前期に活動したおもな断層  
Main fault active during early Quaternary
- 上記の断層における変位の向き (矢印は走向すれの方、ケブは落下側を示す)  
Sense of displacement in above faults (arrow indicates direction of strike-slip, and ticks on downthrow side)
- 新第三系及び下部更新統の断層 (破線は伏在部分)  
Fault in Neogene and Lower Pleistocene (broken where concealed)
- \* 先新第三系主要構造線  
Major tectonic line in Pre-Neogene basement
- 第四紀後期の背斜軸  
Anticlinal axis in late Quaternary strata
- 第四紀後期の向斜軸  
Synclinal axis in late Quaternary strata
- 新第三系及び下部更新統の背斜軸 (破線は伏在部分)  
Anticlinal axis in Neogene and Lower Pleistocene (broken where concealed)
- 新第三系及び下部更新統の向斜軸 (同上)  
Synclinal axis in Neogene and Lower Pleistocene (ditto)
- 第四紀後期の低曲  
Monoclinical flexure in late Quaternary strata
- 第四紀後期の傾動方向  
Direction of tilt in late Quaternary strata

完新世 Holocene	完新統 (火山岩類を除く) Holocene (excluding volcanic rocks)
更新世中-後期及び完新世 Middle to Late Pleistocene and Holocene	第四紀後期火山岩類 (主として玄武岩質) Late Quaternary volcanic rocks (mainly basaltic)
	同上 (主として安山岩質) Ditto (mainly andesitic)
	* 同上 (主として流紋岩質及びデイサイト質) Ditto (mainly rhyolitic and dacitic)
更新世中-後期 Middle to Late Pleistocene	最上部更新統、又は低位段丘堆積層 Uppermost Pleistocene, or lower terrace deposits
	上部更新統、又は中位段丘堆積層 Upper Pleistocene, or middle terrace deposits
	中部更新統、又は高位段丘堆積層 Middle Pleistocene, or higher terrace deposits
	未区分上部-最上部更新統、又は中位・低位段丘堆積層 Unclassified Upper to Uppermost Pleistocene, or middle and lower terrace deposits
	未区分中部-上部更新統、又は高位・中位段丘堆積層 Unclassified Middle to Upper Pleistocene, or middle and higher terrace deposits
	* 未区分段丘堆積層 Unclassified terrace deposits

調査範囲 50万分の1活構造図に加筆

図1-2 調査位置図

(1) 文献収集・検討

候補地に近接する大曲断層，幌延断層に関する文献を収集し、その活動性について整理・検討した。

(2) 航空写真判読

大曲断層，幌延断層について稚内～幌延町南部の地域において、2万分の1航空写真判読を行い、その結果を取りまとめた。幌延断層については、5万分の1航空写真判読図（リニアメント図）を作成し、大曲断層については、2万5千分の1航空写真判読図（リニアメント及び段丘分布図）を作成した。

(3) 地形・地質調査

航空写真判読結果に基づき、両断層が位置するとされる地域の地形・地質踏査を行い、その結果を取りまとめた。大曲断層については、パンケオートヌオマップ川及びパンケオートヌオマップ川周辺において特に詳細調査を実施し、既往地質図と今回の調査結果とを併せて、地質図を編集した。また、幌延断層については、曲淵付近において概査のみを実施した。

(4) 分析・測定

大曲断層の活動性の評価及び地質状況の評価を行うために、地表踏査に伴って、下記の項目について分析・測定を行った。

- a.  $^{14}\text{C}$ 年代測定            3 試料
- b. 岩石空隙率測定            15 試料
- c. 火山灰鉱物組成            8 試料
- d. 岩石薄片観察              2 試料

(5) 解析

上記結果に基づいて、大曲断層及び幌延断層の活動性について、解析・検討し、その結果を取りまとめた。

1.3 業務期間

自 昭和 6 3 年 1 1 月 1 日 至 昭和 6 3 年 1 1 月 3 0 日

1.4 調査者

主任技術者	小村 寿夫
現場代理人	宮脇 理一郎
調査者	川崎 泰照
	柳田 誠
	田中 竹延

## 2. 大曲断層周辺地域

### 2.1 文献調査

大曲断層の第四紀後期の活動性について扱った文献としては、  
50万分の1 活構造図「旭川」(1987)

「日本の活断層」(1980)

「高レベル放射性廃棄物の地層処分と幌延の地質」(岡孝雄  
;1986)

がある。

また、大曲断層周辺の地質構造について扱った文献としては、

5万分の1 地質図幅及び同説明書「豊富」(1960)

「豊富背斜地域の天然ガス鉱床」(1971)

がある。

これらの文献に記載された内容を表2-1に示す。

表 2 - 1 文献整理表 (大曲断層)

文献名	第四紀後期 における活動性	記 載
50万分の1 活構造図「旭川」 杉山雄一他2名 (1987)	×	図中で中期更新統或いは高位段丘堆積物を切断していない新第三紀の主要構造線として図示している。 なお、天塩川左岸の中期更新統或いは高位段丘堆積物分布域に第四紀後期の撓曲を図示している。
「日本の活断層」 天 塩 活断層研究会 (1980)	×	活断層として記述していない。
高レベル放射性廃棄物の地層処分と幌延の地質 岡 孝男 (1986)	○	「更別層の傾斜が最大45°に達していることを考慮すると、このような変位のかなりの部分が第四紀に生じたと判断できる。また、天塩川南岸では、大曲断層をまたいで高位段丘堆積物(恵北層)が西に向かって強く傾動している(垂直変位は約150m)。」
5万分の1地質図幅 及び同説明書 「豊 富」 長尾 捨一 (1960)	—	「松尾沢北の小沢では方向N-S、傾斜25~35°Wで、その破碎帯は約50m、また、炭山沢の北山稜では断層破碎帯は約30mで、傾斜は西に35°、南下して雄信内沢右支流では方向N-S、傾斜65°W、それより以南では断層面は殆ど直立してくる---(中略)---大部分の所で西傾斜の西落ちの正断層である。」
豊富背斜地域の天然 ガス鉱床 三谷勝利他5名 (1971)	—	「N70~80°E方向の断層によって豊富断層がわずかに転移している。」 重力探査、深部電気探査等から東傾斜の逆断層であると推定。

## 2.2 航空写真判読

文献に示された大曲断層沿い，豊富町福永から天塩町東雄信内に至る約25km間について、2万分の1航空写真を用いて判読を行い、リニアメント及び段丘面を抽出した。

### 1) リニアメント

表2-2に示したリニアメント判読基準に基づいて判読を行った。その結果、リニアメントはL<sub>E</sub>リニアメント（侵食地形に起因するリニアメント）が判読されるのみであり、文献断層位置上に分布する丘陵平坦面、L<sub>I</sub>面及びL<sub>II</sub>段丘面と推定される地形面上にもリニアメントは判読できない。

判読されたリニアメントの形態，分布等の特徴を以下に記す。

- (1) リニアメントは西向き緩斜面として山地内の尾根部に認められる。
- (2) 緩斜面はそれぞれの尾根間で直線上には配列せず、数10～200mの間で位置が前後する。
- (3) リニアメントは著しく断続し、幌延町北進の丘陵内においても、約3.7kmにわたってリニアメントは判読できない。また、豊富町東豊富北約1kmの地点、パンケオーカラソラオマップ川付近の尾根部等にはリニアメントが判読されない。
- (4) リニアメントを境として、東側山地は標高160～320mの緩やかな凸形を呈し、谷密度は低く、西側山地は標高70～140mの起伏に富んだ斜面からなり、谷密度は高い。このように、リニアメント両側の山地・丘陵の高度，斜面形態，谷密度等が著しく異なることは、同東西両側に分布する岩石に岩質の差異があると推定される。

以上のことから、判読されたリニアメントは変位地形ではなく、



リニアメント両側の岩石に岩質の差異に起因した侵食地形であると推定される。

表 2-2 リニアメント判読基準表

リニアメント のランク	リニアメント の判断	リニアメントの認定内容			日本の活断層 (1980)との対比
		段丘面	山地・丘陵内	リニアメントの走向・連続性・高度不連続など	
A	変位地形の 可能性が高い	<ul style="list-style-type: none"> <li>ひと続きであることが明瞭な段丘面上の開析を受けていない鮮明な崖、急傾斜面等の直線的な連続からなるもの。</li> <li>崖、急斜面が異なる複数の段丘面等の地形面上に直線的に連続するもの。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>鮮明な崖、鞍部等の直線的な連続からなり、ひと続きであることが明瞭な地形面上に一樣の高度不連続が認められるもの。</li> <li>河谷・尾根が系統的に同方向に屈曲し、屈曲量に累積性が認められるもの。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>走向は河食崖、海食崖の方向とは斜交或いは直交する。</li> <li>傾斜方向は地形面の一般傾斜方向とは逆方向を示す。</li> <li>走向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向であるが、明瞭な高度不連続が認められ比高が大きく一樣であり連続も良い。</li> </ul>	<p>確実度 I</p> <p>活断層であることが確実なもの</p>
B	変位地形の 可能性がある	<ul style="list-style-type: none"> <li>ひと続きであると推定される段丘面上のほとんど開析を受けていない鮮明な崖、急傾斜面の直線的な連続からなるもの。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>崖、鞍部等の直線的な連続からなり、ひと続きであると推定される地形面上に一樣の高度不連続が認められるもの。</li> <li>河谷・尾根が不明瞭ではあるが、系統的に同方向に屈曲しているもの。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>走向は河食崖、海食崖の方向とは斜交或いは直交する。</li> <li>傾斜方向は地形面の一般傾斜方向とは逆方向を示す。</li> <li>走向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向であるが、明瞭な高度不連続が認められ比高が大きく一樣であり連続も良い。</li> </ul>	<p>確実度 II</p> <p>活断層であると推定されるもの</p>
C	変位地形の 可能性が低い	<ul style="list-style-type: none"> <li>段丘面上にみられるほぼ直線的な崖、急傾斜面の連続からなるが一部で不鮮明なもの。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>崖、鞍部等のほぼ直線的な連続からなり、その両側で高度不連続が一樣に認められる。</li> <li>河谷・尾根が一部で同方向に屈曲しているもの。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>走向は旧流路、河食崖、海食崖の方向とはやや斜交する。</li> <li>走向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向であるが、高度不連続は一部で不明瞭となる。</li> <li>高度不連続は明瞭であるが連続性が一部で悪い。</li> </ul>	<p>確実度 III</p> <p>活断層の可能性 があるが他の原因も考えられるもの</p>
D	変位地形の 可能性が非常に低い	<ul style="list-style-type: none"> <li>段丘面上にみられる崖、急傾斜面の連続からなり断続することが多く不鮮明なもの。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>開析をうけ不鮮明な崖、鞍部等のほぼ直線的な連続からなりその両側で高度不連続が認められるが不明瞭であるもの。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>高度不連続は不明瞭であり、走向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向或いは斜交し、一部で寸断され断続する。</li> <li>高度不連続は明瞭であるが連続性が悪い。</li> </ul>	
E	侵食地形に 起因する	<ul style="list-style-type: none"> <li>段丘面上に崖、急傾斜面は認められない。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>開析をうけ不鮮明な崖、鞍部等の断続からなりその両側で高度不連続が認められても不明瞭であるもの。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>高度不連続は認められても、不明瞭である。</li> <li>走向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向あるいは斜交し、しばしば切断され、断続的である。</li> </ul>	

変位地形とは地表面の変位により生じた地形であり、地殻内における断層、褶曲、傾動等に直接起因したもの、調次的に生成されたもの及び重力滑動、地這りによるもの等がある。

## 2) 段 丘

文献により大曲断層が示された地域については、リニアメントの判読とともに、段丘面の判読も行った。判読結果は付図2「敷地周辺航空写真判読図（大曲断層南部）」に示す。

段丘面はかつての氾濫原，海浜が、河床や海面の相対的低下によって段丘化したものである。段丘面はその後、時間とともに侵食・開析されていくことから、航空写真判読から得られる段丘面の開析，現河床からの比高，分布，連続性は段丘面を対比する指標となる。本地域において、段丘面はそれらの形態的特徴から、高位より丘陵平坦面，H I，H II，M，L I及びL II段丘に区分される。各段丘面の形態的特徴は、野外調査の章で、堆積物の特徴とともに詳述する。

また、幌延町北進付近には、標高 100m前後の丘陵地が認められる。既往文献，地質図によると、同丘陵は第四紀中期の恵北層が作る丘陵と推定される。そこで、同様な特徴を有する丘陵地も抽出した。

## 2.3 野外調査及び分析

航空写真判読を参考に、豊富町福永から天塩町東雄信内にかけての大曲断層南部地区について、野外構造地質調査を行った。また、第四紀層、特に段丘堆積物の年代を推定するために、上記地域及び火山灰の主供給源と推定される利尻火山東に位置するサロベツ原野周辺地域に分布する火山灰層を調査し、火山灰層を対比し、段丘堆積物の年代推定を行った。

### 1) 地 質

福沢仁之(1987)によると、本地域の新第三系層序は下位より中部中新統増幌層を不整合に覆う稚内層、その上に整合的に累重する声問層、勇知層、更別層の4層に分けられる。また、それらを覆って第四系が分布する。

#### (1) 稚 内 層

珪質頁岩を主体とする。地表部では、大曲断層の東側にのみ認められる。本層にはN-S方向に軸を有する背斜、向斜構造が発達し、大曲断層近傍では層理面は走向N-S～NNW-SSE, 60～80° 東または西傾斜を示す。

本層の年代については、福沢仁之(1985)によれば、珪藻化石は *Denticulopsis hustedtili* の産出で特徴づけられ、下半部には *Coscinodiscus yabei*, 上半部には *Denticulopsis dimorpha* がそれぞれ産出することが多いと述べている。このことから、本層は珪藻層序区分でいうD. H. 下部に相当し、中部中新統と推定される。

#### (2) 声 問 層

含珪藻凝灰質塊状泥岩を主体とする。下位の稚内層とは整合関係

であるが、一部は大曲断層を境として接する。本層は同断層の両側に認められ、一部では同断層をまたいで分布している。本層は塊状泥岩よりなるため、層理面は不明である。

本層の年代については、福沢仁之(1985)によれば、珪藻化石は *Denticulopsis kamtshatica* の産出で特徴づけられ、最上部には *Denticulopsis seminae* var. *fossils* が産出する場合があると述べている。このことから、本層は珪藻層序区分でいう D. K. に相当し、上部中新統から下部鮮新統と推定される。

### (3) 勇 知 層

細粒砂岩からなり、下位の声間層とは整合関係で接する。本層は大曲断層の西方に認められる。同層の層理面は走向 NNW-SSE, 50~70° 西傾斜を示す。

本層の年代については、福沢仁之(1987)によれば、珪藻化石としては、最下部に *Denticulopsis seminae* var. *fossils* 初産出層準があたると述べている。また、貝化石としては、*Fortipecten takahassii* を含むと述べている。このことから、本層は珪藻層序区分でいう D. S. V. に相当し、鮮新統と推定される。

### (4) 更 別 層

礫岩を主体とし、下位の勇知層とは整合或いは平行不整合関係で接する。本層は勇知層のさらに西方に認められる。同層の層理面は走向 NNW-SSE, 30~50° 西傾斜を示す。

本層の年代については、松井愈(1963)は *Fortipecten* sp. の産出を報告している。このことから、本層は鮮新統と推定される。

## (5) 第四系

### a. 恵北層

シルトを主体とし、下位の第三系を不整合に覆う。本層は標高20～60mの丘陵に分布する。

本層の年代については、本層が平坦面を形成しないこと、やや固結していること等から、第四紀中期の堆積物と推定される。

5万分の1地質図「宗谷および宗谷岬」では本層を沼川層と呼んでいる。


### b. 段丘堆積物

本地域では、航空写真判読により5段の段丘面と丘陵平坦面とが区分される。本地域における各段丘の特徴を表2-3に示す。

### c. 沖積層

現在の河川沿い及びサロベツ原野沿いに分布する。

表 2 - 2 段丘対比表

段丘名	段丘面の開析度	現河床との比高	段丘面の分布	堆積物の層相等	推定年代
L II		10~20m	主に下エコロベツ川に沿って連続良く分布する。	Loc. Ym23では層厚3.3mの砂礫の互層からなる。ワソコの沢軽石層を挟在しない。	1~2 万年前
L I		20~30m	下エコロベツ川, パンケオーカンマップ川, パンケオーカンマップ川に沿って分布する。	Loc. Ym24では層厚0.5mの亜円礫とそれを覆う層厚約7mの角礫層からなる。角礫層中にはワソコの沢軽石層等数枚の火山灰層を挟在する。	2~3 万年前
M		40~70m 海成段丘の高度は20~30m	下エコロベツ川沿いに点在する。海岸部の豊富町兜沼から阿沙流, 豊徳付近には海成段丘として分布する。	Loc. Ym104では層厚5m以上の砂礫層からなり、細かい水平層理が発達する。堆積物は厚さ約6mの火山灰に覆われ、火山灰層最下部には白~オレンジ色の降下軽石(R9)が認められる。	12~13 万年前
H II		10~40m	天塩川左岸, 雄信内に分布する。	Loc. Ym15では層厚5m以上の砂・泥・礫層からなり、大規模な斜層理が発達する。表層に火山灰は認められない。	約20 万年前
H I		40~80m	天塩川左岸, 雄信内に分布する。	Loc. Ym27では層厚約3mの礫層からなる。	約30 万年前

## 2) 地質構造

大曲断層を境として、東側には硬質頁岩（稚内層）及び塊状泥岩（声問層）が、西側には塊状泥岩（声問層）、砂岩（勇知層）、礫岩（更別層）が分布する（図2-1）。

東側においては、硬質頁岩（稚内層）及び塊状泥岩（声問層）の分布から、大曲断層の方向（NNW-SSE）とはやや斜交する、NNE-SSW方向に軸をもつ褶曲構造が推定される。

西側においては、大曲断層から西へ順に声問層、勇知層、更別層が分布し、走向はいずれも大曲断層の方向（NNW-SSE）と平行であり、傾斜は断層近傍では60～80°西傾斜を示し、断層から離れるに従い緩くなり、更別層は30～50°西傾斜を示す。





図 2 - 1 地質概要図

### 3) 大曲断層

断層の性状については、長尾捨一(1961)が「豊富図幅説明書」において、稚内層と声問層とを境する断層を3地点で確認し、大部分の所で西傾斜の西落ちの正断層であるとしている。一方、三谷勝利ほか(1971)は、重力探査、深部電気探査等から東傾斜の逆断層であると推定している。

今回の調査においては、大曲断層そのものは確認できなかったが、ペンケオートヌオマップ川, Loc. Ym19において硬質頁岩(稚内層)に, Ym20において塊状泥岩(声問層)に破砕部が認められ、両層の間に断層が推定された。また、断層推定位置西側には声問層から上位の地層が、東側には稚内層が分布し、西側は西傾斜、東側は東傾斜を示す。したがって、破砕部の存在及び地質構造の不連続から、大曲断層は存在する可能性がある(図2-2, 2-3)。

また、パンケオートヌオマップ川周辺においては、同断層推定位置付近両側に塊状泥岩(声問層)が分布し、同層には断層或いは破砕部は認められないことから、声問層堆積後における大規模な断層運動はない可能性もあるが、後述する孔隙率測定結果においては不連続が認められた。また、断層西側の声問層、勇知層、更別層が断層推定方向と調和した走向を持ち、急傾斜を示すことから、同地点においても大曲断層が連続する可能性は否定できない(図2-4, 2-5)。

なお、大曲断層の東側と西側とで地質構造に差異が認められ、断層西側の塊状泥岩(声問層上部)と断層東側の塊状泥岩(声問層下部)とにも地質構造の差異が推定されることから、声問層下部堆積後、声問層上部堆積前に、本地域における構造運動に変化があった可能性がある。

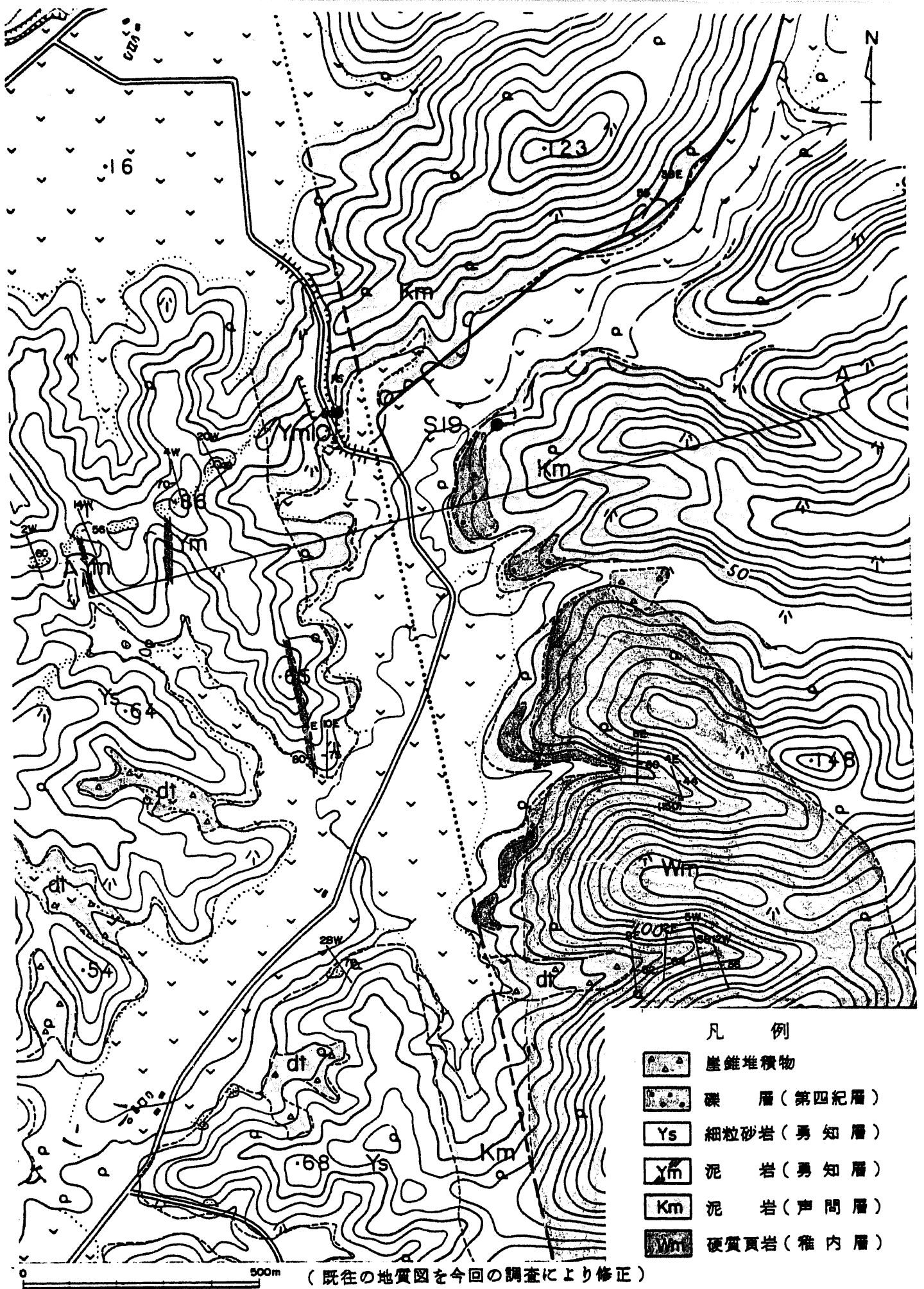


図2-2 パンケオートヌオマップ川付近地質図

A - A 断面図

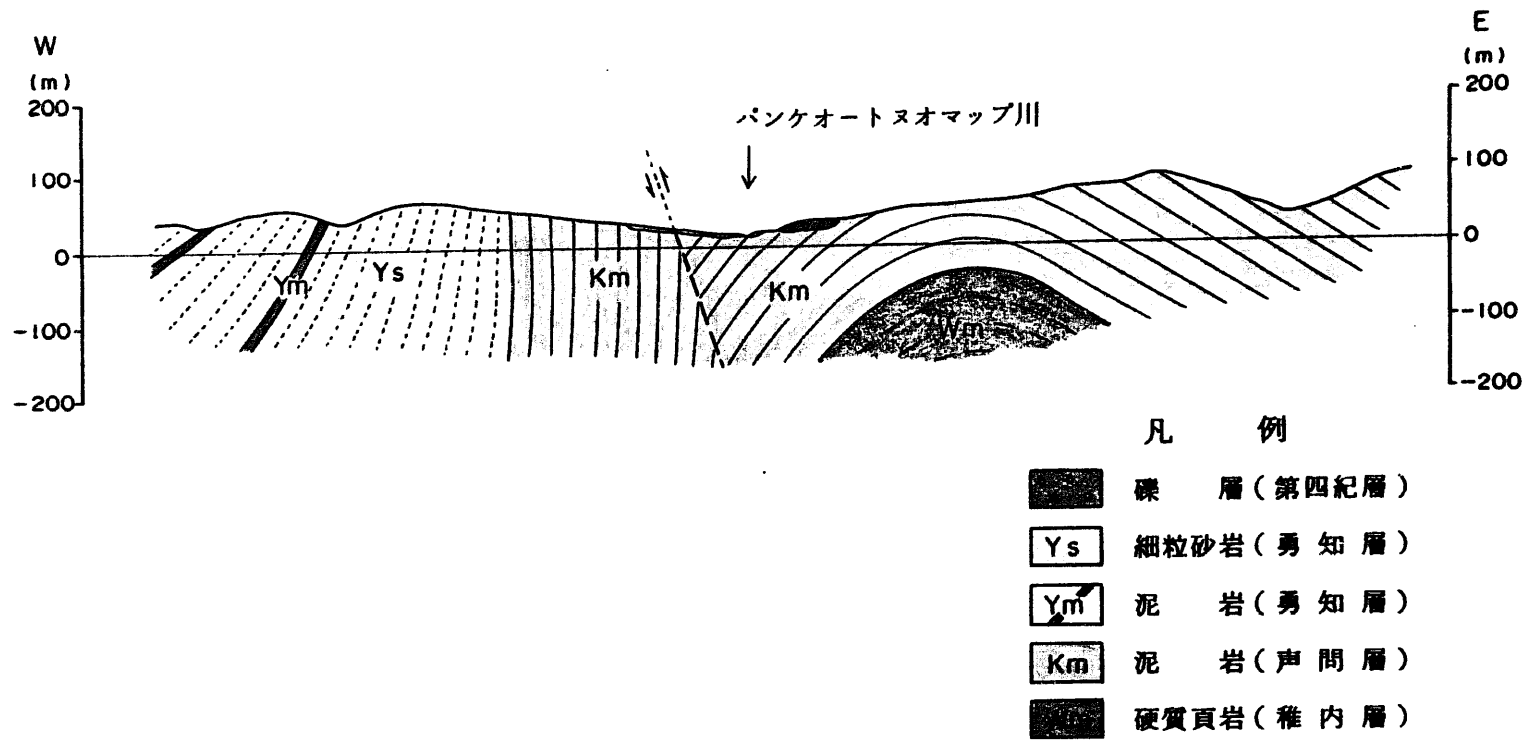


図2-3 パンケオートヌオマップ川付近地質断面図

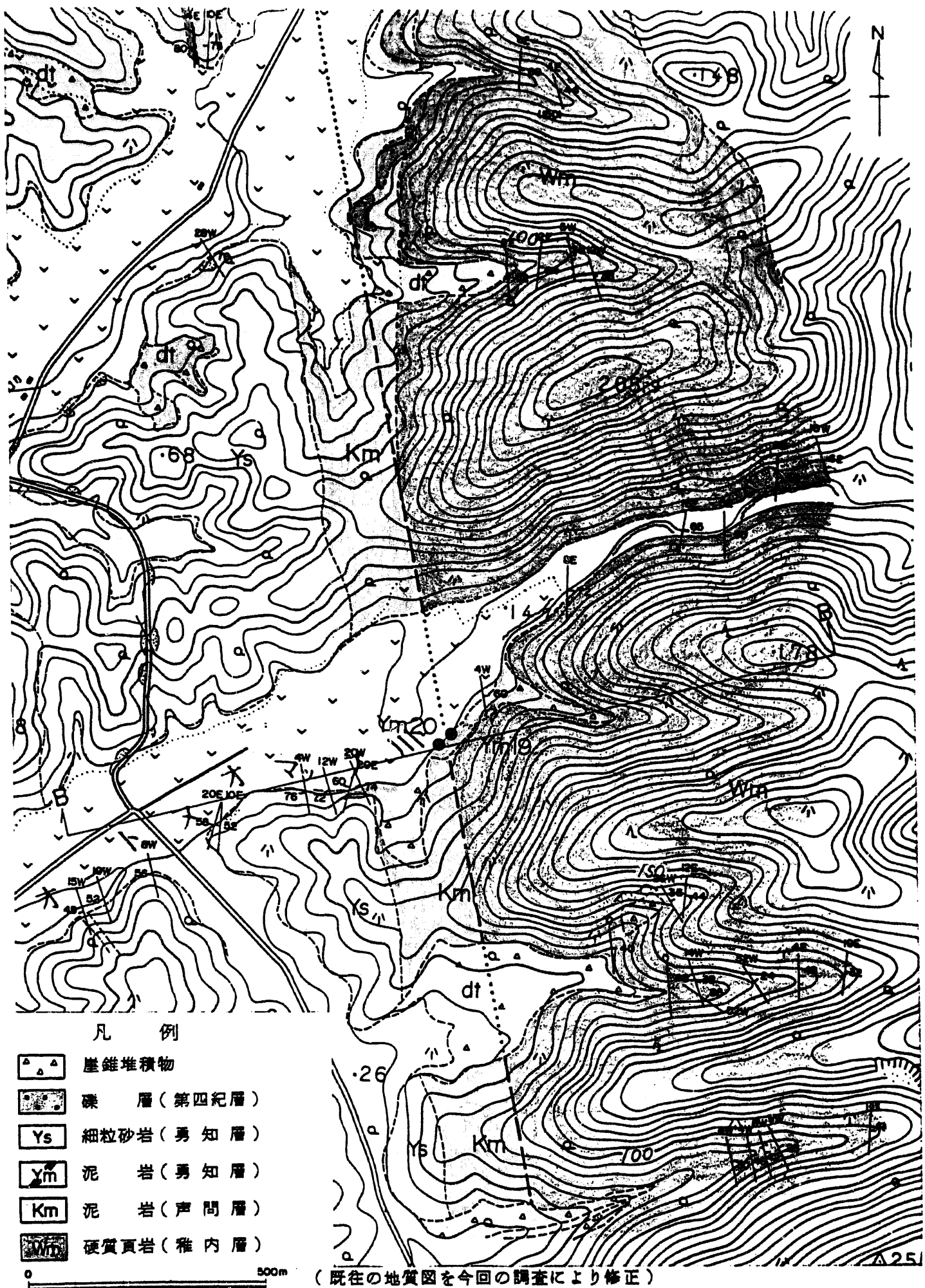


図2-4 ベンケオートヌオマップ川付近地質図

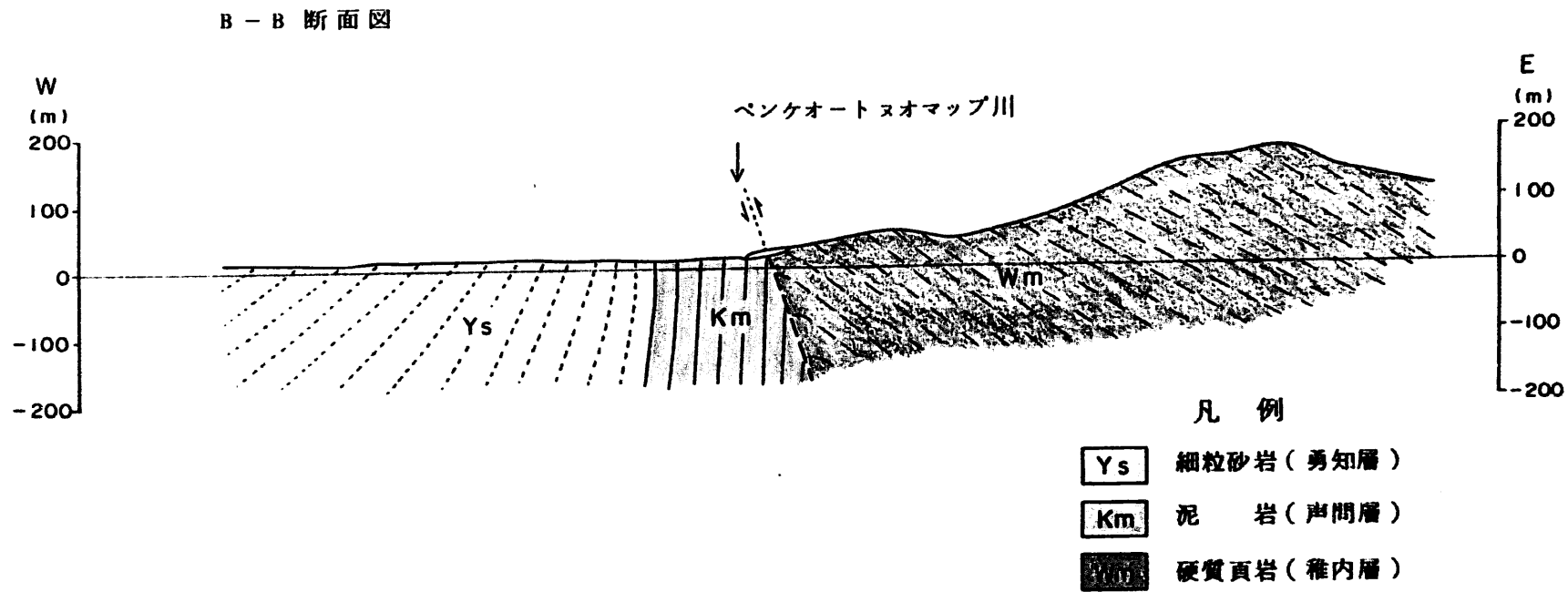


図2-5 ベンケオートヌオマップ川付近地質断面図

断層の活動性に関係した露頭の記載を以下に示す。

(1) 豊富町東豊富, Loc. Ym110 付近

航空写真判読

豊富町東豊富付近に走向NNW-SSE、著しく断続するL<sub>E</sub>リニアメントが判読されるが、リニアメント南延長約800mに位置する段丘面(L<sub>II</sub>面と推定)上にリニアメントは判読されない。

地 質

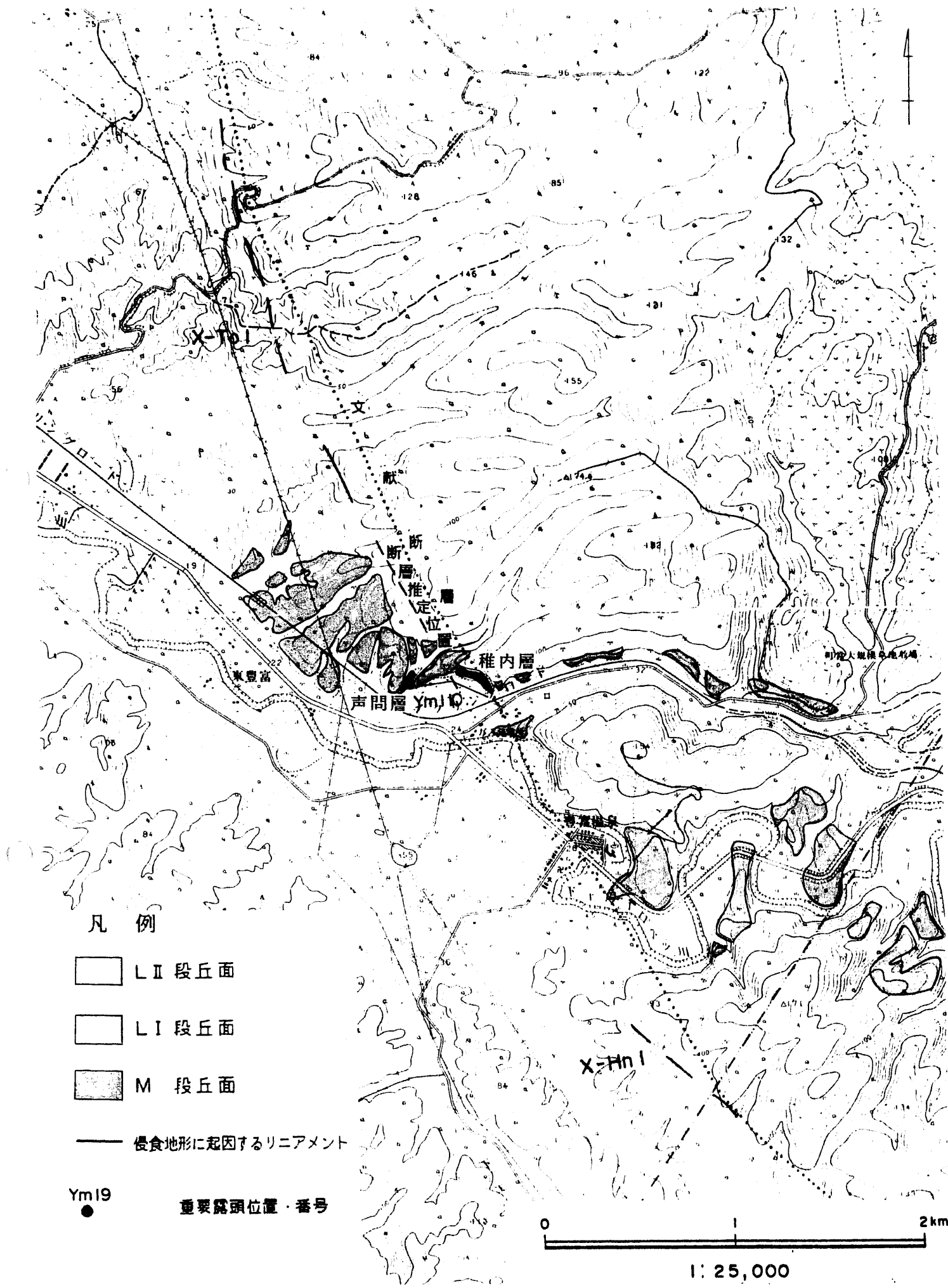
Loc. Ym110 においては、塊状泥岩が分布し、それを被覆して固結度の弱いシルト岩及び段丘面を構成する礫層が分布する。同地点東方約200mに位置するLoc. Ym111 においては、硬質泥岩が分布する。

また、段丘面は両地点を被覆して連続分布している。

考 察

リニアメント南延長の硬質泥岩と塊状泥岩との間に断層の存在は推定可能である。しかし、両露頭間には段丘面が連続分布し、段丘面上にリニアメントは判読されない。したがって、断層が存在するとしても、段丘面形成後の活動はないと推定される。

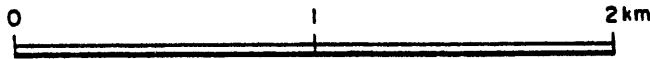
なお、段丘面の形成年代については、現河床との比高が約20mであること、段丘面の開析程度から、L<sub>II</sub>面(立川面相当)の可能性が高い。



凡 例

- L II 段丘面
- L I 段丘面
- M 段丘面
- 侵食地形に起因するリニアメント

Ym19 ● 重要露頭位置・番号



1: 25,000

Loc. Ym110 付近航空写真判読及び露頭位置図



断層推定位置



Loc. Ym110 付近 豊富町東豊富

断層推定位置上に分布する段丘面にリニアメントは認められない。

(2) 豊富町北進, Loc. Ym106 付近

航空写真判読

幌延町北進, 標高約 100m の丘陵においては、リニアメントは約 3.7 km 間判読されない。北進付近は断続するリニアメント間に位置している。

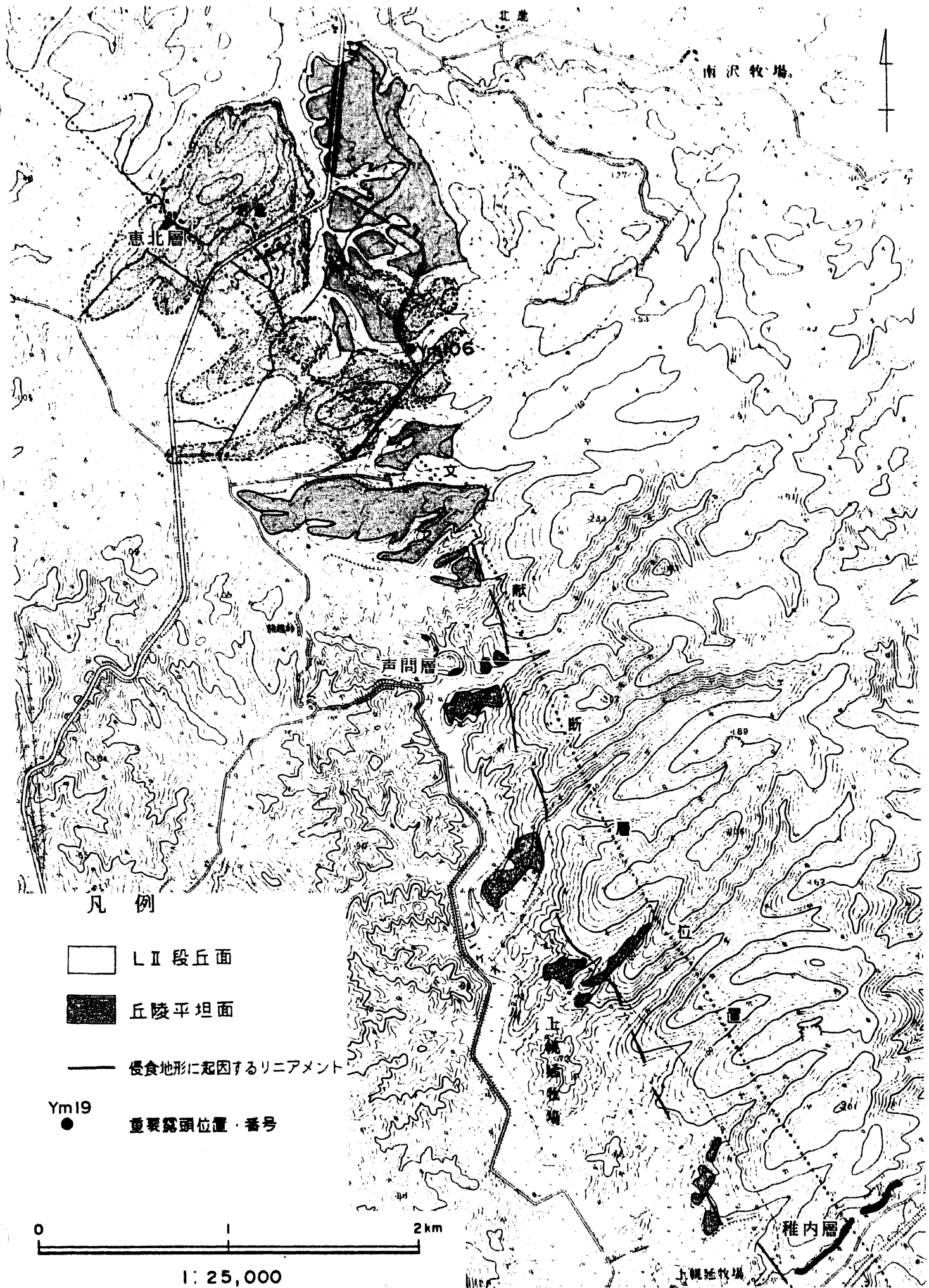
地 質

リニアメントが判読される区域, 上幌延牧場付近において、リニアメント東側の山地に位置する Loc. R21 等では硬質泥岩が、リニアメント西側の山地に位置する Loc. Ym102 等では塊状泥岩が分布する。したがって、リニアメントは硬質泥岩と塊状泥岩との境界に対応している可能性がある。

北進付近, 標高約 100m の丘陵部の Loc. Ym106 等では固結度の弱いシルト岩が分布し、断層或いは破碎は認められない。

考 察

固結度の弱いシルト岩が広く分布する北進付近の丘陵においては、リニアメントは判読されない。したがって、断続するリニアメントが変位地形であるとしても、同丘陵形成後の活動はないと推定される。



Loc.Ym106 付近航空写真判読及び露頭位置図

(3) 幌延町パンケオートヌオマップ川, Loc. S19 付近

航空写真判読

上幌延駅東約 2.5 km, パンケオートヌオマップ川付近には走向 NNW-SSW ~ N-S, 著しく断続する  $L_E$  リニアメントが判読される。

地 質

$L_E$  リニアメント付近に位置するパンケオートヌオマップ川左岸の Loc. S19 においては、幅 50m 以上にわたり塊状泥岩が露出し、それを被覆して固結度の弱い砂礫層が分布している。泥岩は河床に連続露出しており、断層或いは破碎はみられない。また、それを不整合に覆う砂礫層の層理は水平を示す。

同露頭西方約 150m に位置する Loc. Ym10 においても、幅約 150m にわたり泥岩が露出しており、断層或いは破碎はみられない。

考 察

本地点は断層が推定される Loc. Ym19 の北方延長約 2 km に位置し、断層が分布するならば、Loc. S19 と Loc. Ym10 との間に推定可能である。しかし、Loc. S19 は断層推定位置東方数 10m に位置するにもかかわらず、塊状泥岩を被覆する固結度の弱い砂礫層は水平層理を示す。

以上のことから、砂礫層堆積後の断層活動はないと推定される。

なお、砂礫層の堆積年代については、 $22,050 \pm 630$  y. B. P. の  $^{14}C$  年代が得られているが、その一方、段丘面を形成していないこと、砂礫層の層相及び固結度から中期更新世の可能性も残る。



Loc. S19 幌延町パンケオートヌオマップ川左岸

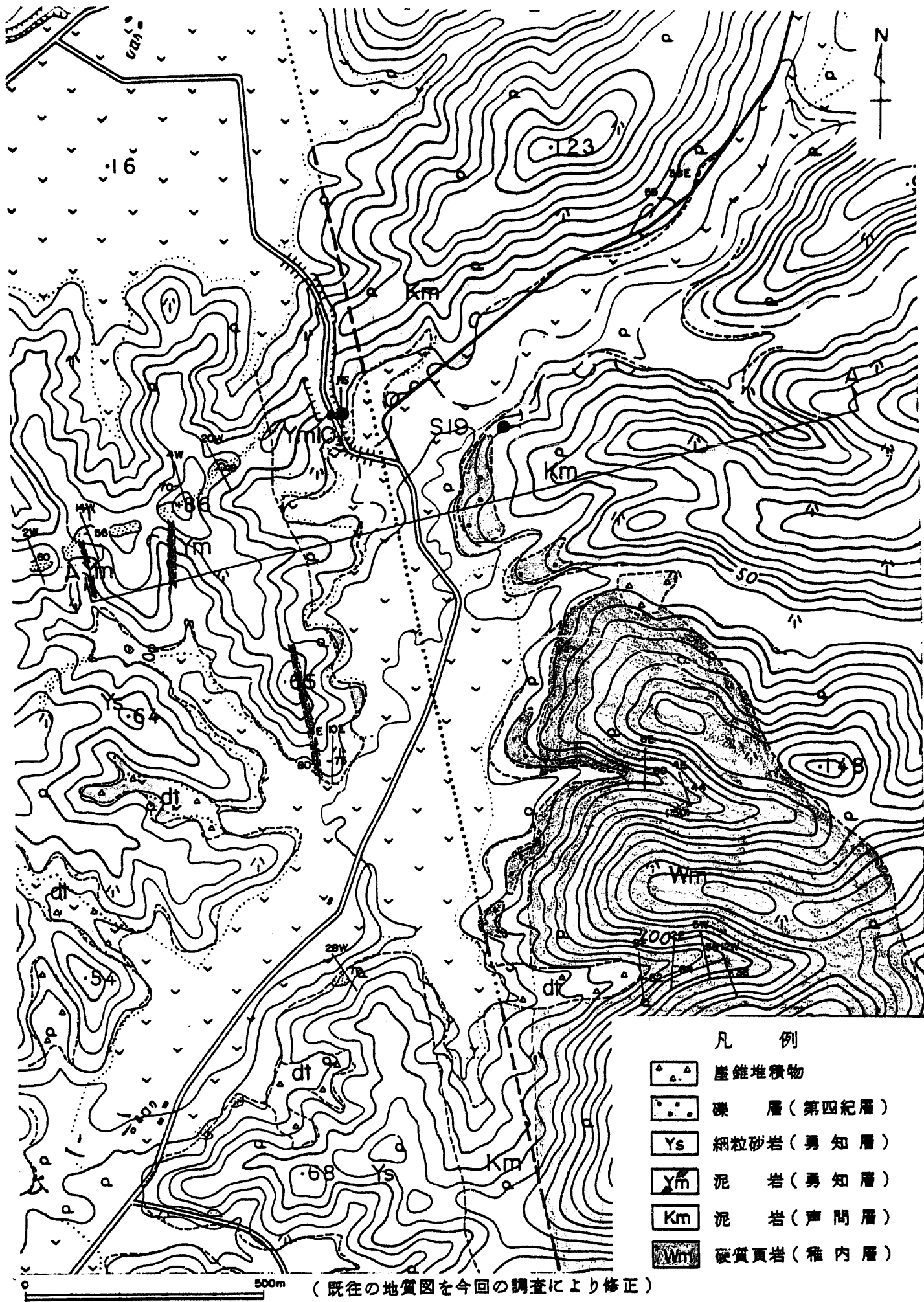
河床及び左岸に連続露出する塊状泥岩。同岩に断層或いは破砕は認められない。



Loc. S19 幌延町パンケオートヌオマップ川左岸

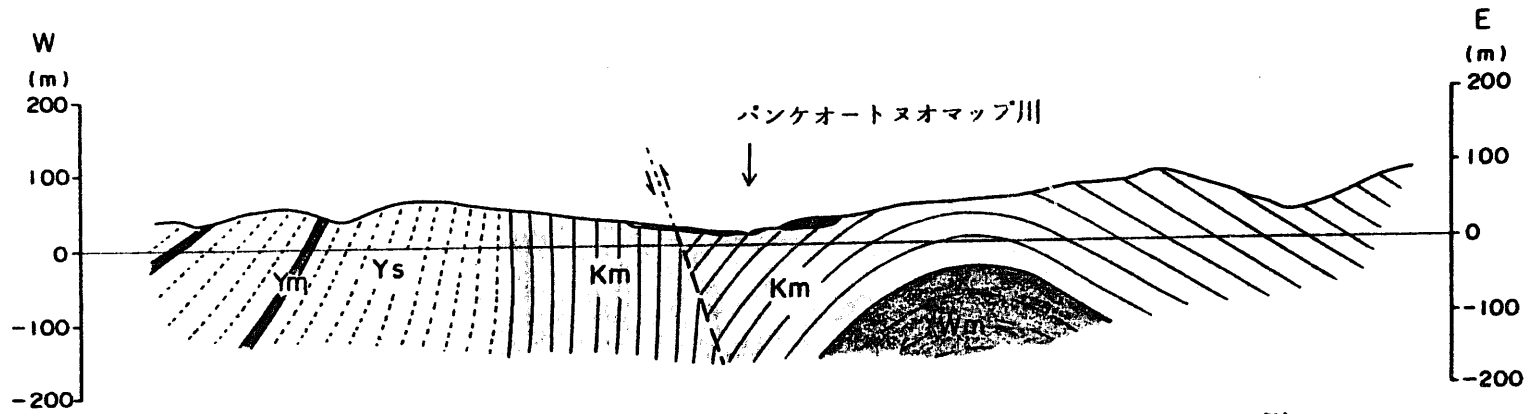
固結度の弱い砂礫層。層理面は水平を示す。

22,050 ± 630 <sup>14</sup>C年代








パンケオートヌオマップ川付近地質図

A - A 断面図



凡 例

-  礫 層 (第四紀層)
-  細粒砂岩 (勇知層)
-  泥 岩 (勇知層)
-  泥 岩 (声問層)
-  硬質頁岩 (稚内層)

パンケオートヌオマップ川付近地質断面図

(4) 幌延町ペンケオートヌオマップ川, Loc. Ym19付近

航空写真判読

ペンケオートヌオマップ川付近には走向NNW-SSW~N-S, 著しく断続するL<sub>E</sub>リニアメントが判読される。

地 質

Loc. Ym19においては、硬質泥岩が分布し、同岩を被覆して粘土混じり角礫層, 角礫層或いは未固結の泥・砂・礫層が分布する。硬質泥岩は幅約10m以上にわたり角礫ないし剪断破碎部を示すが、同岩内に明瞭な断層面は認められず、上位の被覆層にも変位は認められない。

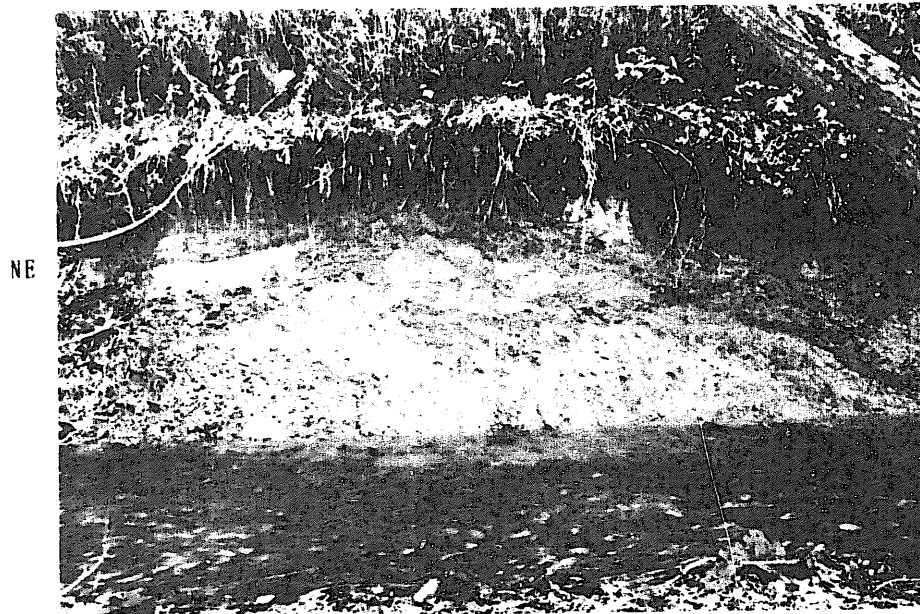
同南西約30mに位置するLoc. Ym20においては塊状泥岩が分布し、露頭東端は幅約2mにわたり含礫破碎を示す。含礫破碎部は礫径が大きく、粒径が不揃いであること、基質が破碎していないことから、破碎は未固結ないし半固結時に生じた可能性が高い。

また、Loc. Ym19とYm20との間には、未固結で水平層理が発達する泥・砂・礫互層がほぼ連続して分布し、同層に断層或いは変位は認められず、分布高度にも不連続は認められない。

考 察

以上のことから、硬質泥岩と泥岩との境界付近に断層が推定されるが、両地点間及び付近の広く分布する未固結な泥・砂・礫互層はいずれも水平層理を示し、同層に断層或いは変位は認められず、分布高度にも不連続はないことから、泥・砂・礫互層堆積後の活動はないと判断される。





Loc. Ym19 幌延町ペンケオートヌオマップ川

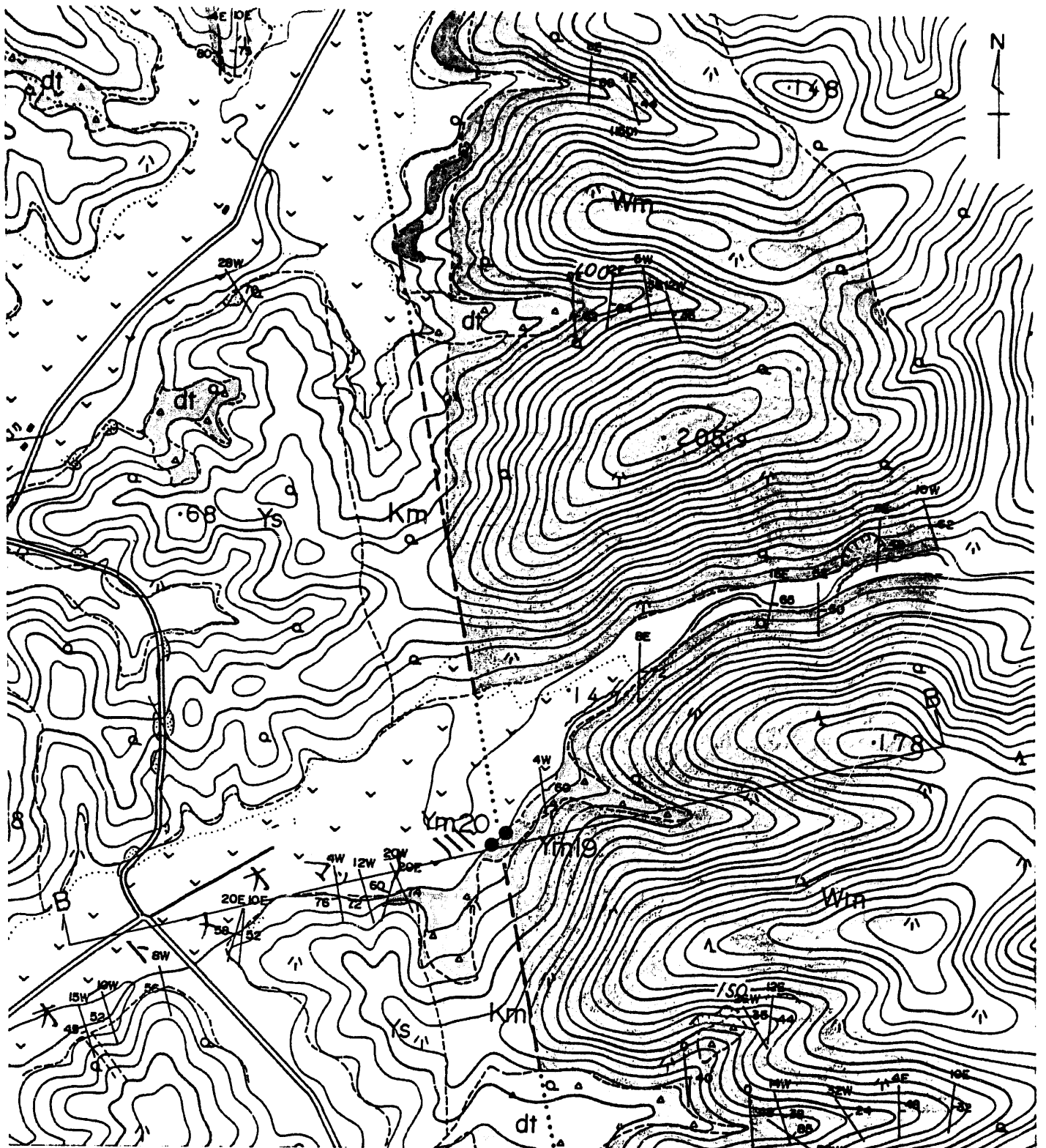
幅10m以上にわたる硬質泥岩の角礫ないし剪断破碎部。  
破碎部内に明瞭な断層面は認められない。



Loc. Ym19 幌延町ペンケオートヌオマップ川

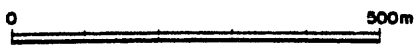
硬質泥岩破碎部を被覆する粘土混じり角礫層及び未固結泥・砂層。





凡 例

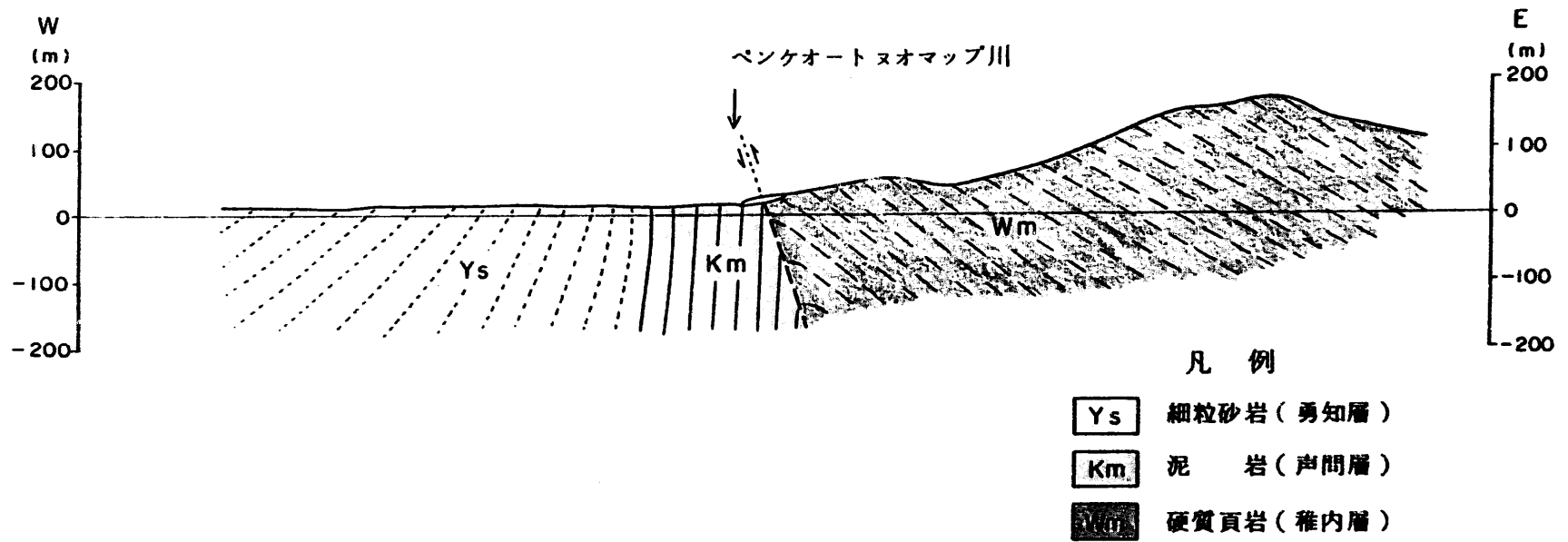
- ▲ ▲ 崖錐堆積物
- 礫 層 (第四紀層)
- Ys 細粒砂岩 (勇知層)
- Ym 泥 岩 (勇知層)
- Km 泥 岩 (声問層)
- Wm 硬質頁岩 (稚内層)



( 既往の地質図を今回の調査により修正 )

ペンケオートヌオマップ川付近地質図

B - B 断面図



ペンケオートヌオマップ川付近地質断面図

(5) 幌延町雄信内大橋上流（天塩川左岸）， Loc. R16 付近

航空写真判読

天塩川北方に走向N-S，著しく断続するL<sub>E</sub> リニアメントが判読される。

地 質

L<sub>E</sub> リニアメントの南方延長約 450mの天塩川南岸には比高5～6mの段丘が広く分布する。河床付近には風化の進んだ、一部では少し固結する赤褐色の砂礫層が分布する。その上部を未固結な砂・泥層（完新統）が覆う。層厚は3～4mである。

層 理

砂礫層層理はほぼ水平を示す、その上部を覆う砂・泥層は全体的にNW方向に緩傾斜を示すが、部分的にはE傾斜も認められる。また、NW傾斜についても、最大30°を示す部分もみられるがその下位では急に傾斜は小さくなり、ほぼ水平を示すことが多い。

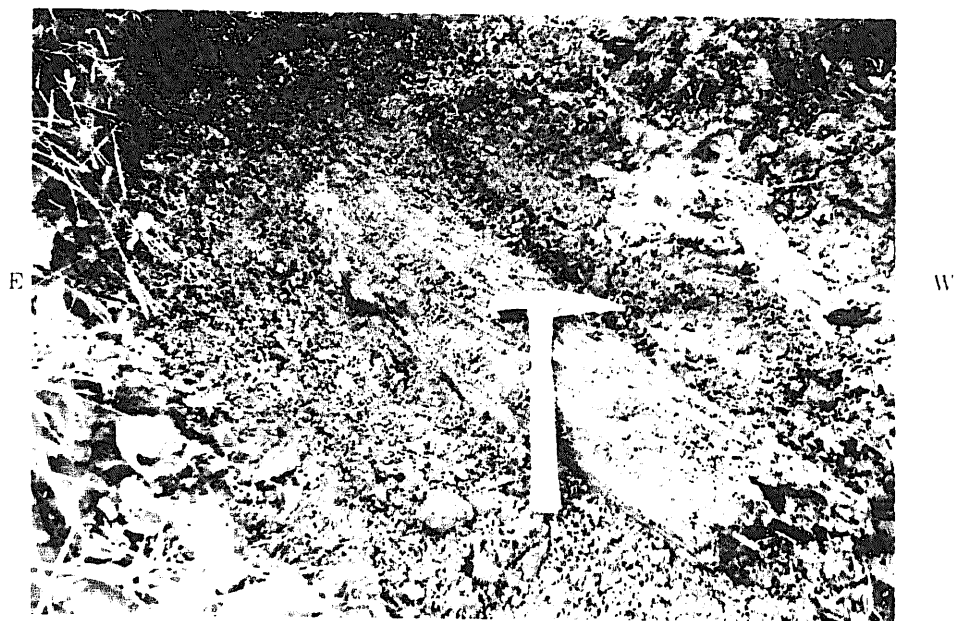
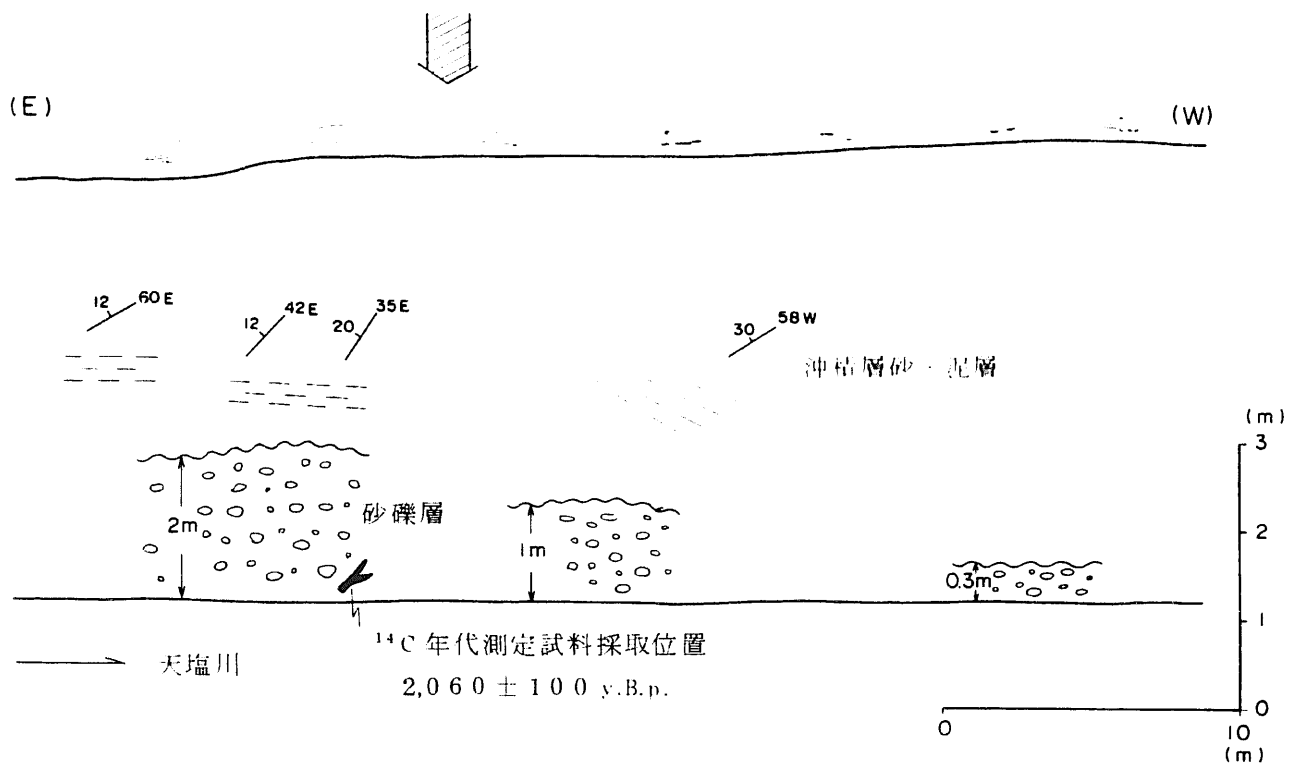
砂礫層と砂・泥層との不整合面はLoc. R16 付近で高度差がみられ、その水平距離と鉛直距離との関係は10mで1m，20mで0.3m程度であり、その他の地点では少し凹凸はみられるがほぼ水平である。

考 察

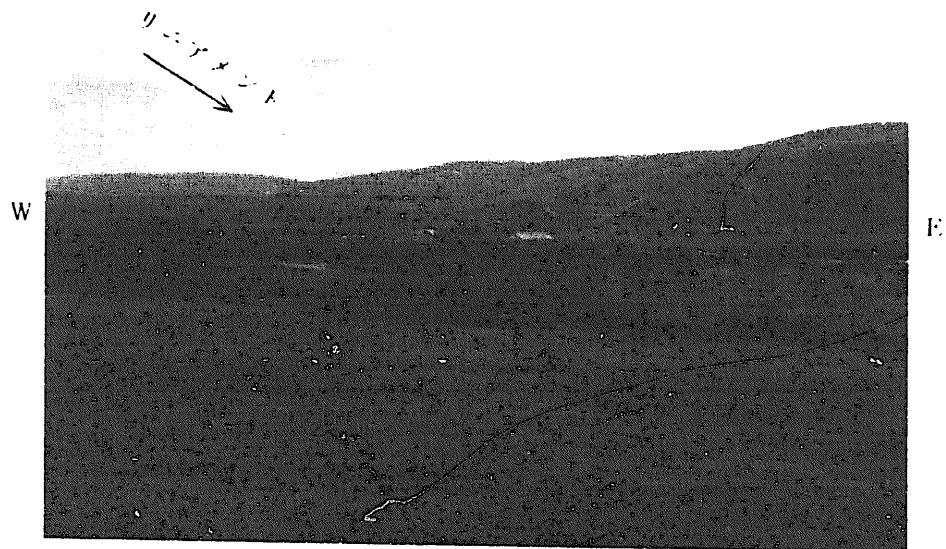
以上のことから、最大30°傾斜を示す砂・泥層の層理は堆積時のラミナ（偽層理，クロスラミナ）であり、また、砂・泥層の不整合面の起伏も最大1m程度であることから、リニアメントの南方延長位置である天塩川南岸において断層が分布するとしても、砂礫層堆積後の変位はないと判断される。

雄信内大橋上流天塩川左岸, Loc. R16 周辺

この付近大曲L<sub>F</sub>リニアメント南延長約450m



Loc. R16 幌延町雄信内大橋上流(天塩川左岸)  
砂礫層中に含まれる材化石(14C年代測定用採取試料)。



Loc. Ym28 天塩町雄信内

リニアメントは西向き緩斜面からなり、両側の山地における斜面形態、谷密度、高度は大きく異なる。同リニアメントの南延長上にLoc. R16 は位置する。

(6) 幌延町東雄信内, Loc. Ym15付近

文 献

岡 孝男 (1986) は「大曲断層をまたいで高位段丘堆積物 (恵北層) が西に向かって強く傾動している (垂直変位量は約 150m) 。」とし、「活構造図, 旭川」(1987) も高位段丘堆積物に傾動を図示している。

航空写真判読及び地質

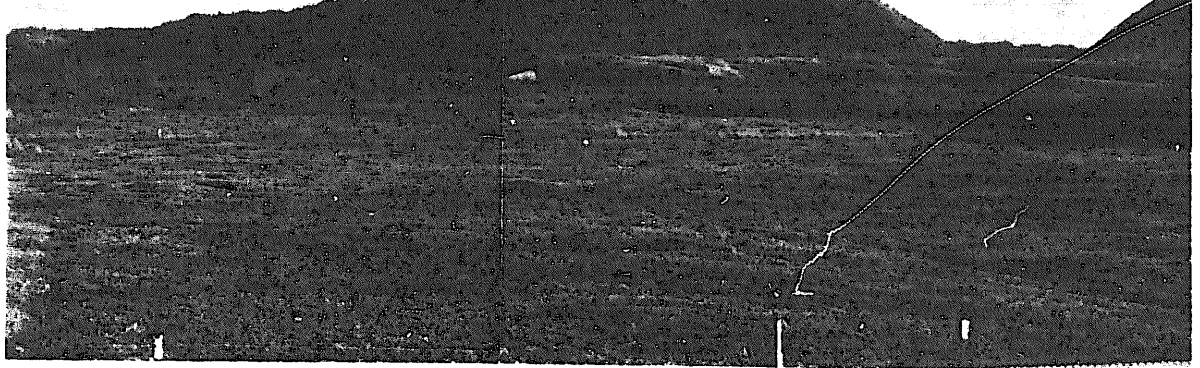
同地点においては、幅約 250m の谷を挟んで東西 2 段の高位段丘面が認められ、それぞれ 2 ~ 3° 西に傾斜している。東の高位段丘面は標高 50 ~ 90m に分布し、薄い礫層が硬質泥岩を不整合に覆っている。西の高位段丘は標高 20 ~ 50m で、堆積物は層厚 10m 以上の砂礫層であり、大規模な斜層理が発達することから三角洲に堆積したものと推定される。また、高位段丘の北縁沿いには現河床との比高約 20m の L II 段丘面が分布するが、段丘面は水平であり、同段丘堆積物の層理も水平である。

考 察

以上のことから、文献に示された高位段丘面における 150m の鉛直変位量はないと判断される。また、段丘面の 2 ~ 3° 傾斜は堆積当時の傾斜である可能性がある。



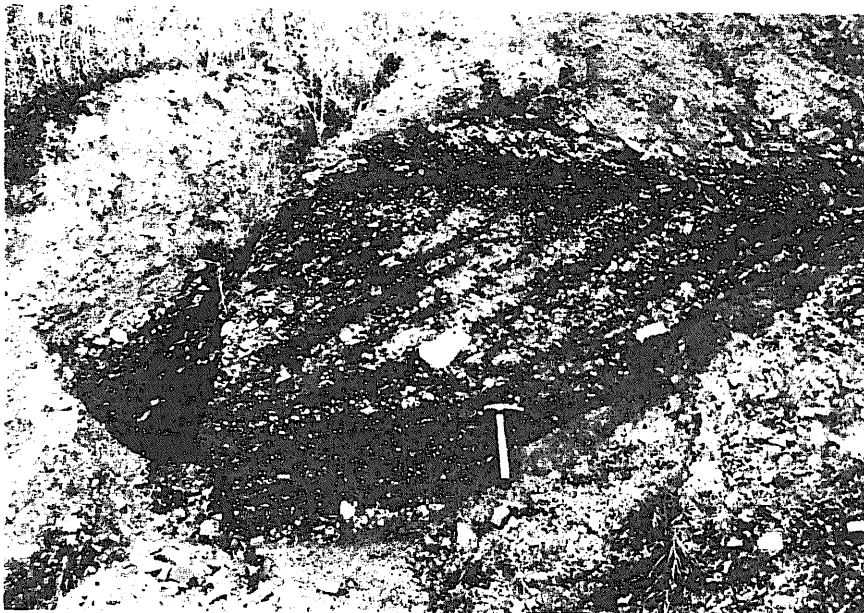
NE



Loc. Ym27 幌延町西雄信内

東の高位段丘と西の高位段丘とは地形的に不連続であり、段丘堆積物の厚さも大きく違う。

NW



SE

Loc. Ym15 幌延町東雄信内

西の高位段丘堆積物は層厚10m以上で、大規模な斜交層理が発達する砂礫層である。

#### 4) 分析・測定

第四系の年代を推定するために、 $^{14}\text{C}$ 年代測定及び火山灰分析を行った。また、地質構造を解明する補助手段として、岩石ブロック観察、孔隙率測定及び微化石分析を実施した。

##### (1) $^{14}\text{C}$ 年代測定

前項において記載した活動性に関係する露頭のうち、木片或いは炭化物を含む地層について $^{14}\text{C}$ 年代測定を実施し、地層の堆積年代を推定した。測定結果及び地層の推定年代を表2-4に示す。

表2-4  $^{14}\text{C}$ 年代測定結果

地 点	層 相	$^{14}\text{C}$ 年代値	検 討
S 19	やや固結砂礫層	$22,050 \pm 630$	L II 段丘堆積物相当の年代値が得られたが、砂礫層がやや固結していること、段丘面を形成していないこと等から中期更新世の可能性も考えられる。
Ym19	未固結礫・泥	$5,470 \pm 130$	年代値、層相等から沖積層と考えられる。
R 16	未固結礫・泥	$2,060 \pm 100$	年代値、層相等から沖積層と考えられる。

## (2) 火山灰分析

火山灰は幅の狭い同時期面を示すことから、地層の対比や年代推定には有効な指標となる。本地域西方には第四紀後期の火山である利尻火山が聳え、本地域に地層の対比に有効である火山灰をもたらしていることが期待できる。また、北海道においても、広域火山灰といわれる「Aso-4」, 「Toya」等という火山灰が町田 洋ほか3名(1987)等により報告されている。

そこで、第四系、特に第四紀後期の地層中の火山灰を対比することを試みた。図2-6に火山灰対比フローチャートを示す。

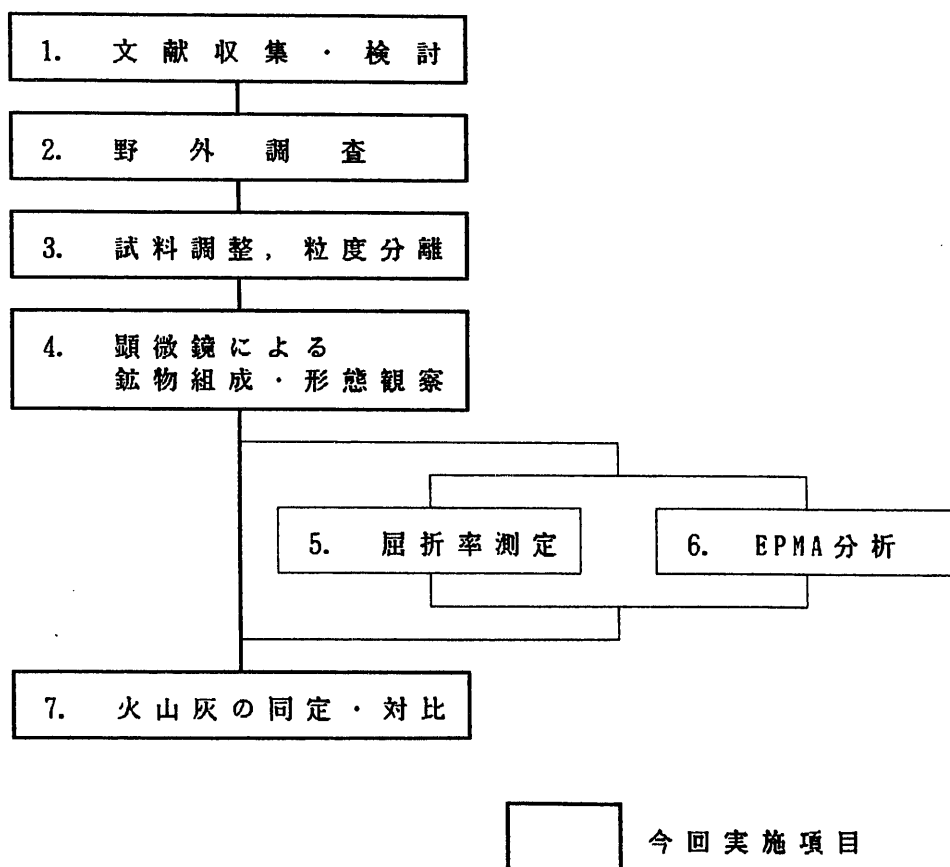


図2-6 火山灰対比フローチャート

### 〔火山灰調査方法〕

1. 文献，既往資料の検討を行い、調査地域に報告されている火山灰の概要を把握する。
2. 調査地域内において火山灰の野外調査，観察を行い、資料採取を行う。各段丘堆積物と火山灰との関係については、特に留意して調査を行う。
3. 採取した火山灰試料について水洗い，篩分けを行ったのち、試料表面の付着物を除去するため超音波洗浄を行う。そして顕微鏡観察用の薄片を作成する。
4. 顕微鏡により、鉱物組成・形態観察を行う。鉱物組成は重鉱物について、それぞれ 200粒を鑑定する。形態分類は軽鉱物中の火山ガラスについて行う。
7. 野外観察，鉱物組成・形態観察の結果に基づき、調査地域の火山灰の同定・対比を行う。

## 火山灰試料採取

火山灰試料採取にあたっては、まず、柱状図を総合し、模式柱状図を作成した（図2-7）。模式柱状図では、更別グループほか（1966）の豊徳火山灰を5層に細分し、上位からTL（豊富とロームの略）1～TL5と、また、同文献のワソコの沢軽石をWP仮称することにした。さらに、WP下位の火山灰については、上位からR（利尻の略）1～R9に細分した。

火山灰分析用試料はLoc.Ym6, Ym104, Ym11, Ym24, Ym15の5地点にて採取した（図2-8, 図2-9）。

Loc.Ym6では恵北層を不整合に覆う火山灰層中からWPを採取した。

Loc.Ym104では海成段丘堆積物（M段丘堆積物の可能性あり）を整合に覆う厚さ約7mの火山灰層から5つの試料を採取した。同火山灰層最下部と中部とにはそれぞれ厚さ50cm程度の発泡が良く粒径2cm以下の軽石層が認められる。中部の軽石層は層相からWPと考えられ、最下部の軽石はR9である。

Loc.Ym11では海成段丘堆積物（M段丘堆積物の可能性あり）を整合に覆う火山灰層中からR9と思われる軽石層を採取した。

Loc.Ym24は豊富町東豊富の大曲断層推定位置上に分布するLⅠ段丘面と地形的に連続し、約9m東方の段丘堆積物の露頭である。この露頭では垂円礫からなる段丘礫層を整合に覆って厚さ約5mの崖錐が認められる。崖錐堆積物中には3層の火山灰があり、これらを採取した層相に基づけば、最下位の軽石層はWPと考えられる。

Loc.Ym15ではHⅠ段丘堆積物を覆う風化火山灰層中から1試料を採取した。同露頭では肉眼で識別できる軽石層はなく、対比可能な火山灰が確認される可能性は低い。

各段丘面の  
火山灰層序

Loc. Ym12付近における  
火山灰柱状図

火山灰略号  
( )内は  
更別グループ他  
(1966)の名称

鉱物組成

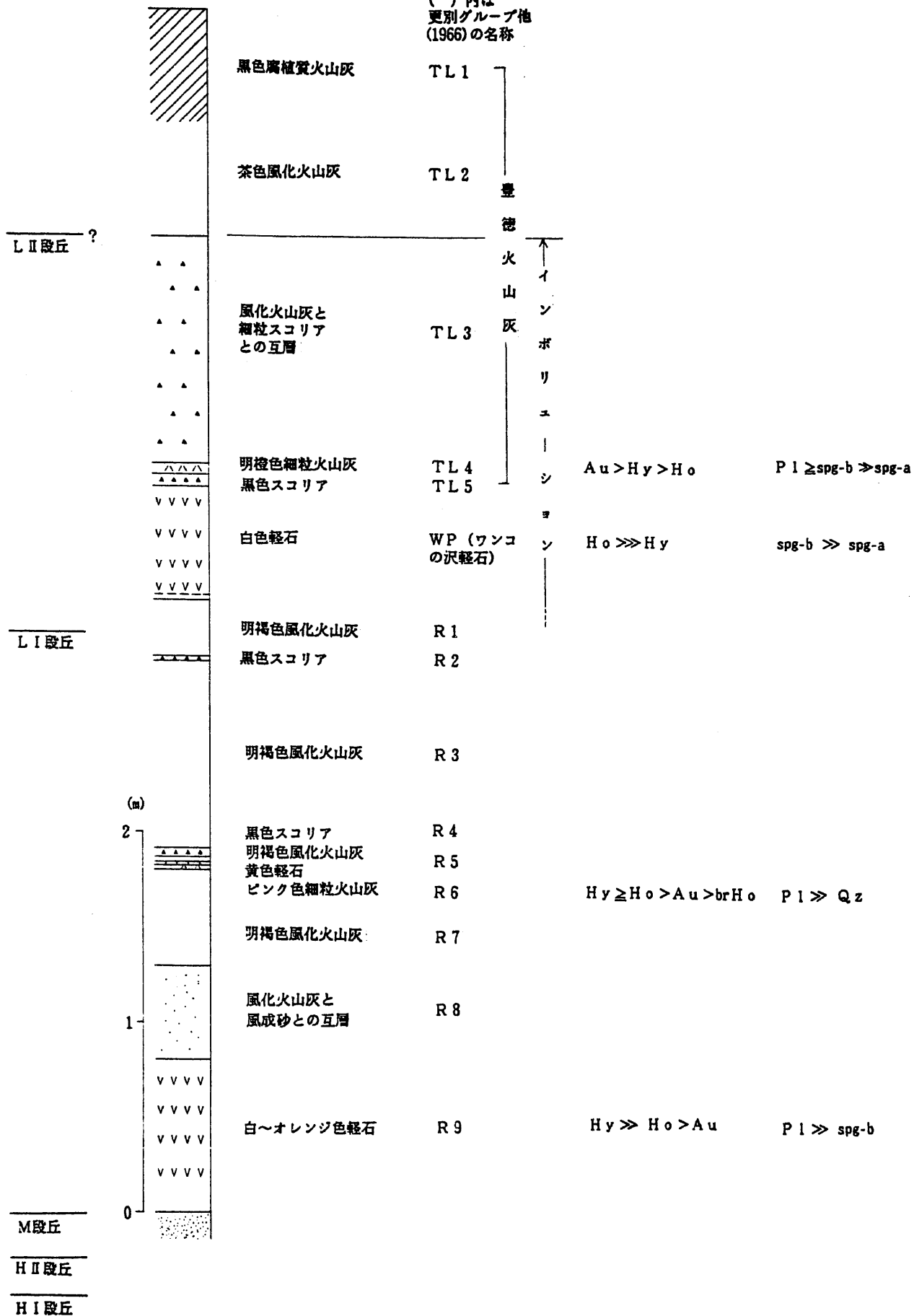


図 2-7 火山灰模式柱状図

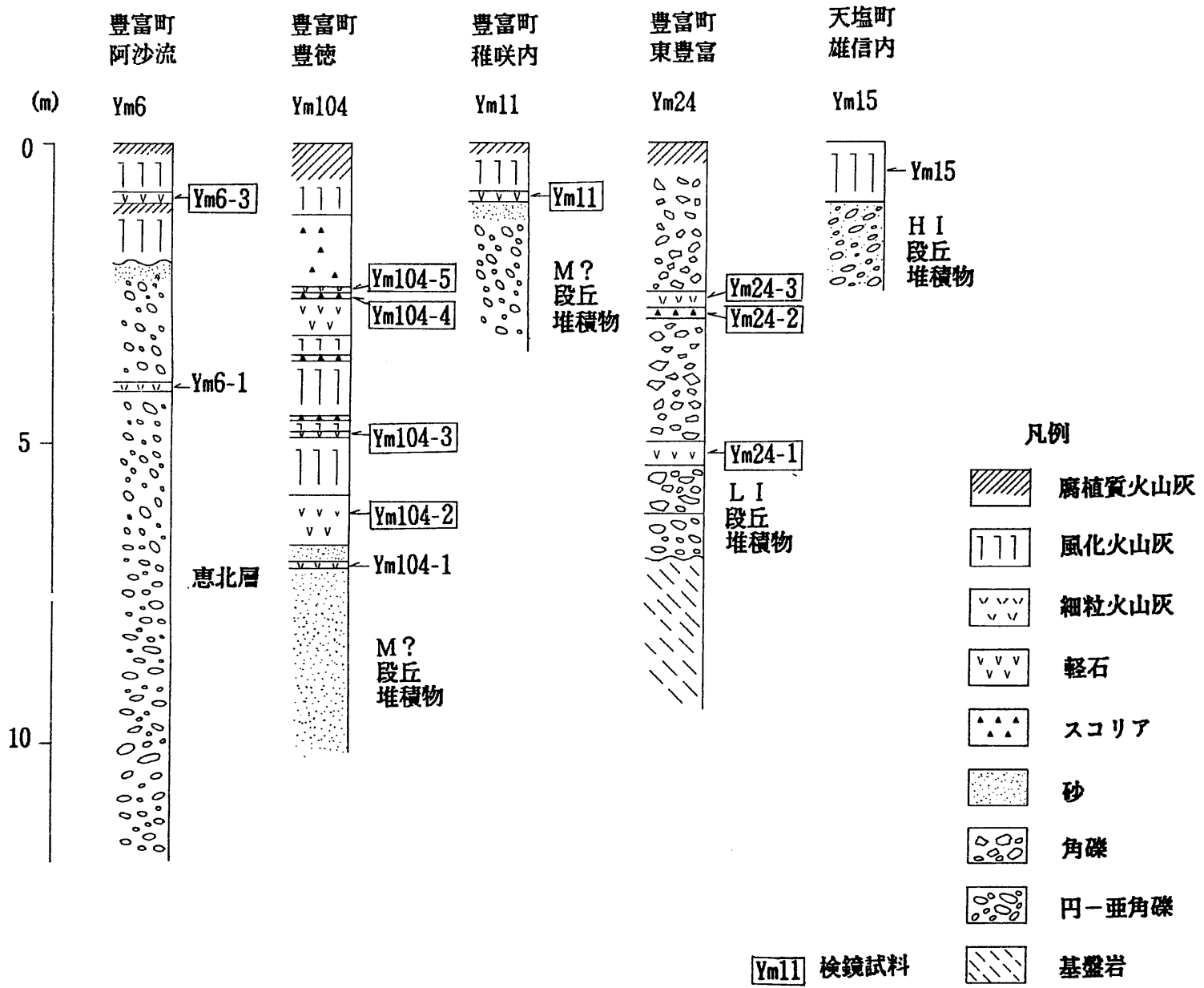


図2-8 火山灰柱状図

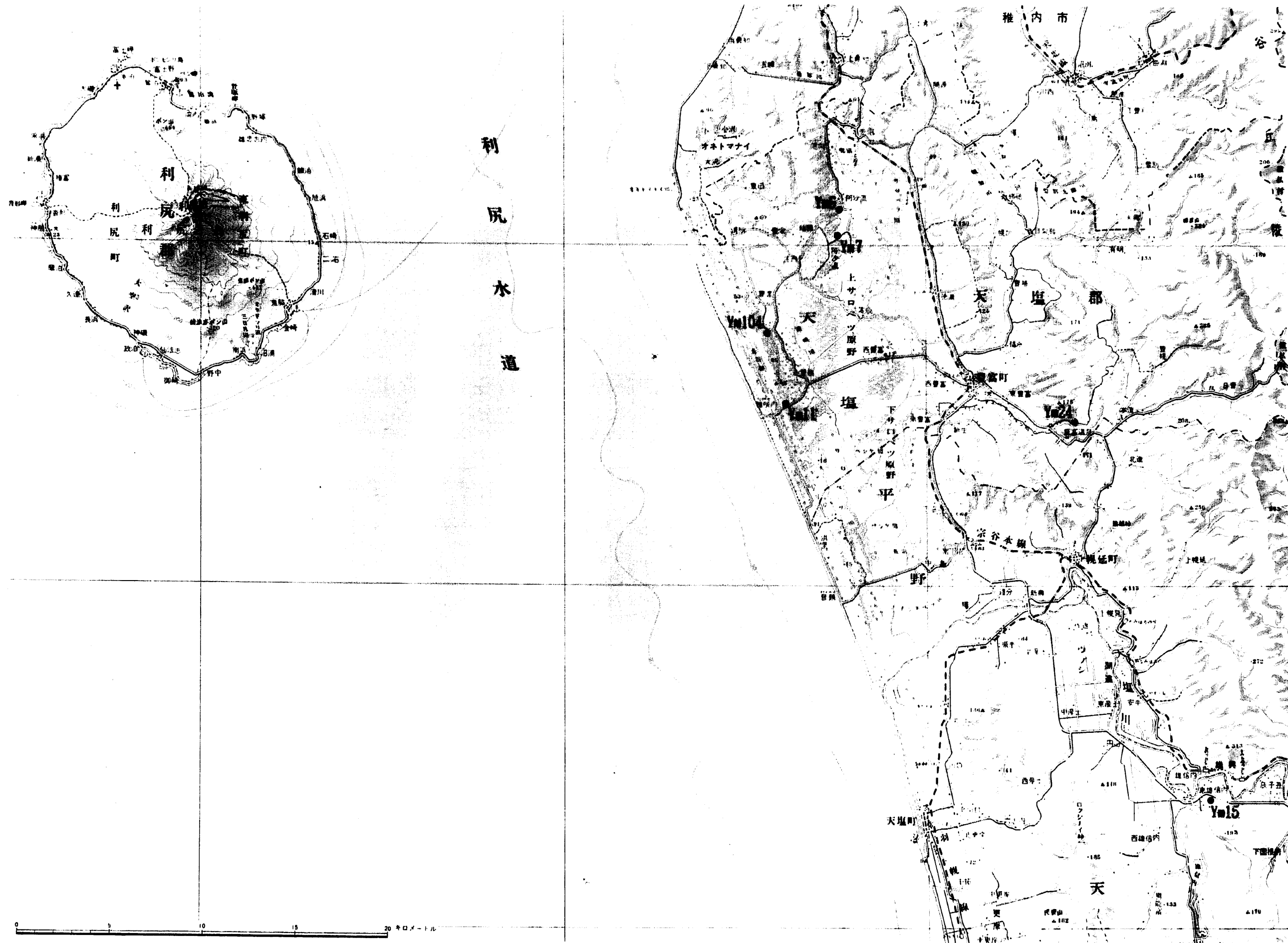


図2-9 火山灰試料採取位置図



## 火山灰鉍物分析結果

採取した火山灰試料について水洗い，篩分けを行ったのち、試料表面の付着物を除去するため超音波洗浄を行った。この処理を行った試料は、表 2 - 5 に示す 12 試料であり、鉍物分析を行ったのは 9 試料である（表 2 - 6）。

表 2 - 6 火山灰分析採取試料

試料名	試料採取時の予想	鉍物分析	結果
Y m 6 - 1	恵北層中の火山灰	×	対比不可能
- 3	W P	○	
Y m 104 - 1	段丘堆積物中の火山灰	×	砂
- 2	R 9	○	
- 3	R 6	○	
- 4	T L 5	○	T L 5
- 5	T L 4	○	T L 4
Y m 1 1	W P あるいは R 9	○	R 9
Y m 24 - 1	W P	○	W P
- 2	T L 5	×	T L 5
- 3	T L 4	○	T L 4
Y m 1 5	風化火山灰	×	対比不可能

鉍物分析の結果は表 2 - 7， 2 - 8 に示すとうりである。

W P（ワソコの沢軽石）は角閃石と火山ガラスを多量に含む火山灰である。R 9 は W P と似た層相を示すものの、シソ輝石が多く、火山ガラスは風化して残っていないことが多い。また、T L 4 と 5 とは対をなし、T L 4 は細粒で発泡の悪い軽石，T L 5 はスコリアである。いずれも、普通輝石が多く、シソ輝石を含むのが特徴である。

以上のことから、調査地域における火山灰の模式柱状図を作成し、同層中の主要な鍵層（上位から T L 4， T L 5， W P， R 9）の特徴を識別することができた。特に W P は豊富町東豊富の Loc. Ym24 で確認でき、大曲断層の活動性を論じるうえで L I 段丘面の年代推定に役立った。

また、Toya, Aso-4 などの広域火山灰は W P と R 9 との間に挟在す

る可能性があるが、未確認である。

なお、WPの年代について、佐々木竜雄ほか7名(1971)はWP層準の泥炭から  $3,570 \pm 120$  y. B. P., WPの直下の泥炭から  $14,800 \pm 1,000$  y. B. P. の<sup>14</sup>C年代を報告し、層位学的検討から、WPの年代として  $14,800 \pm 1,000$  y. B. P. を採用している。

Loc. Ym7 では、WP及びその上位の豊徳火山灰(TL)にインボリューション(周氷河作用による擾乱)が認められる。TLについては佐々木竜雄ほか(1971)によって、 $5,240 \pm 100$  y. B. P. という<sup>14</sup>C年代が報告されているが、インボリューションが認められることから、TLの年代は最終氷期末～後期(1～2万年前)の可能性も考えられる。したがって、WPの年代についても、佐々木竜雄ほか(1971)が採用した  $14,800 \pm 1,000$  y. B. P. より古くなる可能性がある。

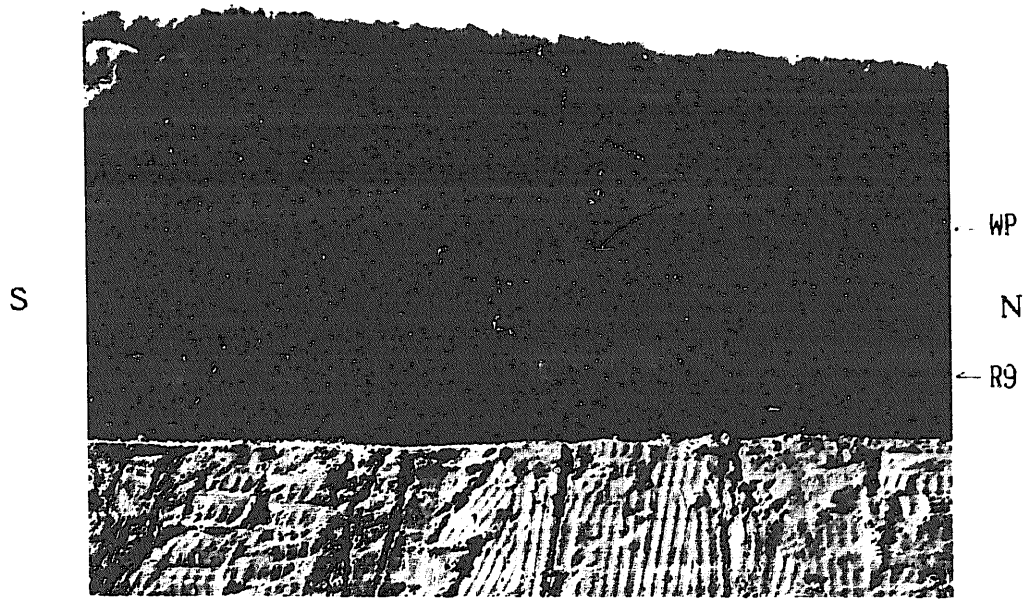
本報告では、WPの年代を最終氷期末( $14,800 \pm 1,000$  y. B. P.)より古いものと考え、LI段丘面の形成年代を、2～3万年前と推定した。WPの年代を明らかにするためには、サロベツ原野内でのピット或いはボーリングによるWP直下、直上の泥炭の<sup>14</sup>C年代測定、及び火山灰層中におけるSpfa-1(約3.3万年前の支笏火山起源の火山灰)層準の発見などが考えられる。

表 2 - 4 火山灰組成一覽表

	輕鈣物					重鈣物							
	gl	pl	qz	その他	計	ho	brho	hy	au	zr	op	その他	計
Ym6-3	272 87%	40 13%	0 %	0 %	312	130 45%	0	61 21%	23 8%	2 1%	44 15%	29 10%	289
Ym104 - 2	11 5%	213 95%	0 0%	0 0%	224	5 2%	0 0%	171 82%	18 9%	0 0%	0 0%	15 7%	209
Ym104 - 3	0 0%	130 63%	3 1%	275 36%	208	31 13%	6 3%	74 30%	44 18%	0 0%	40 16%	49 20%	244
Ym104 - 4	5 2%	143 68%	0 0%	63 30%	211	13 6%	0 0%	44 22%	82 41%	0 0%	0 0%	63 31%	202
Ym104 - 5	9 4%	169 80%	0 0%	34 16%	212	13 6%	0 0%	97 45%	45 21%	0 0%	0 0%	59 28%	214
Ym24 - 1	138 55%	94 37%	0 0%	21 8%	253	115 52%	0 0%	32 15%	19 9%	0 0%	13 6%	39 18%	218
Ym24 - 2	10 5%	150 73%	1 1%	42 21%	203	7 3%	0 0%	12 6%	55 27%	0 0%	119 58%	13 6%	206
Ym24 - 3	24 11%	188 85%	0 0%	8 4%	220	2 1%	0 0%	48 22%	43 20%	0 0%	88 40%	36 17%	217
Ym11	9 4%	199 95%	1 1%	0 0%	209	47 23%	9 5%	86 42%	25 12%	2 1%	2 1%	33 16%	204

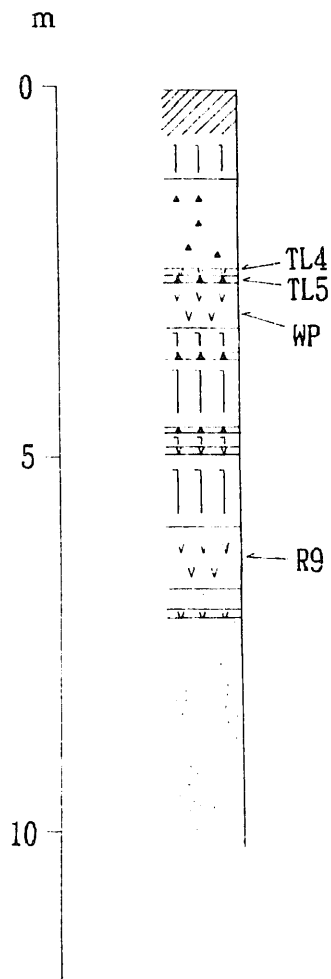
表 2 - 5 火山灰対比結果一覧表

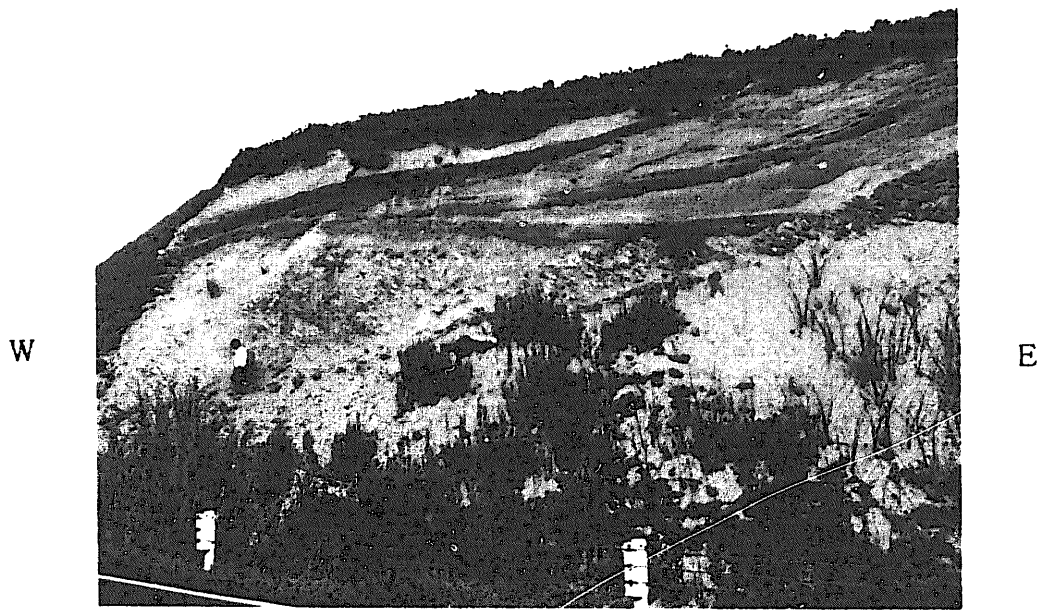
地区名	試料番号	軽鉱物組成	火山ガラス形態	特 徴	重 鉱 物 組 成	特 徴	対 比 の 検 討
上サロベツ地区	Ym 6-3	gl>>pl	spg-b>>>spg-a	発泡の悪いパミス型ガラス	ho>>>hy	hoは短柱状が多い。	佐々木竜雄ほか(1971)によるワンコの沢軽石
	Ym104-2	pl>>qz>>gl	spg-b 含む		hy>>ho>>au	hyは長柱状が多い。	R9と仮称
	Ym104-3	pl>>qz	—		hy $\geq$ ho>au>br.ho	hy, au は風化が著しく自形を示さない。	R6と仮称
	Ym104-4	pl>>>gl	bw, spg-bを含む		au>hy>ho		TL5 と仮称
	Ym104-5	pl $\geq$ qz>>gl	spg-b>>spg-a	淡褐色～淡灰色spg-bが多い。	hy>au>ho	hyは短柱状が多い。	TL4 と仮称
調査対象地区	Ym11	pl>>qz>gl	spg-a > str		hy $\geq$ ho>br.ho	hyは風化が著しく自形を示さない。	R9と矛盾なし
	Ym24-1	gl $\geq$ pl	spg-b>>>spg-a	発泡の悪いパミス型ガラス	ho>>>hy	hoは短柱状が多い。	ワンコの沢軽石に対比可能
	Ym24-2	pl>>>gl	bw, spg-bを含む		au>>hy>ho		TL5 に対比可能
	Ym24-3	gl $\geq$ pl	spg-b	発泡の悪いパミス型ガラス	hy $\geq$ au>>ho		TL4 に対比可能



Loc. Ym104 豊富町豊徳

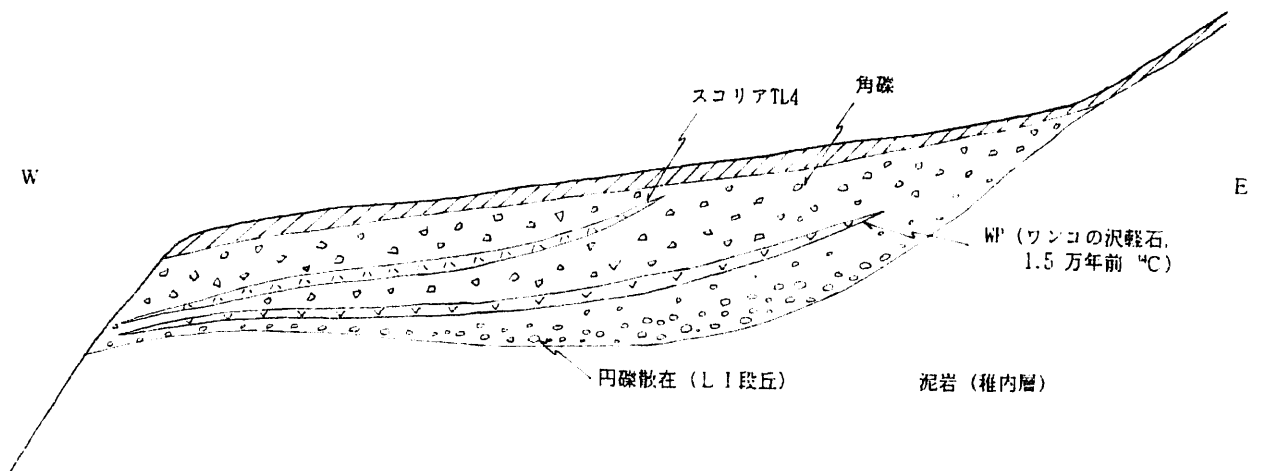
海成段丘堆積物を整合に覆う火山灰層

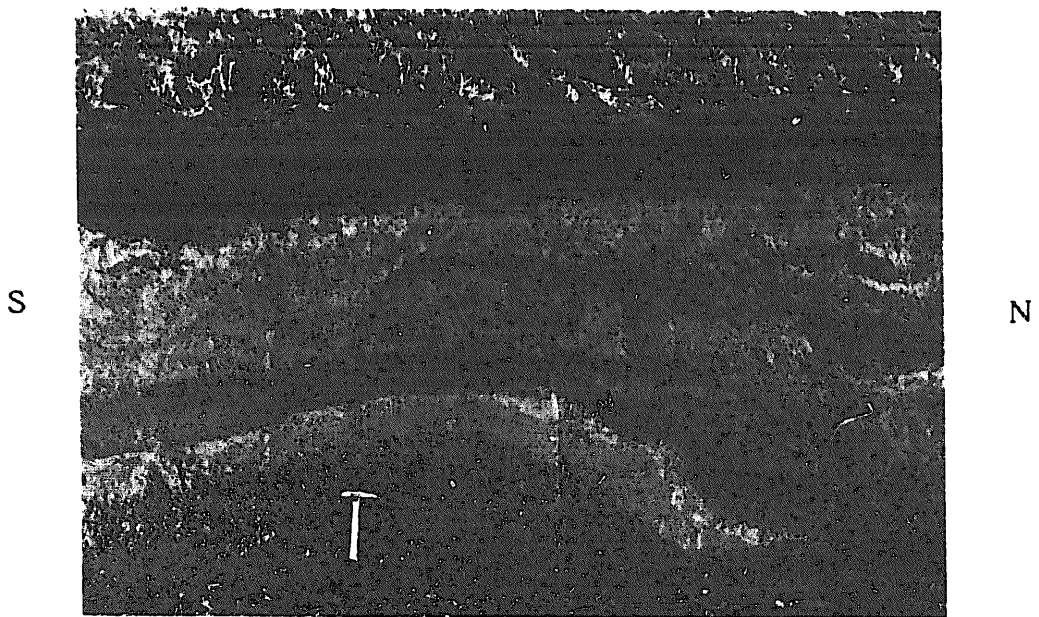




Loc. Ym24 豊富町東豊富

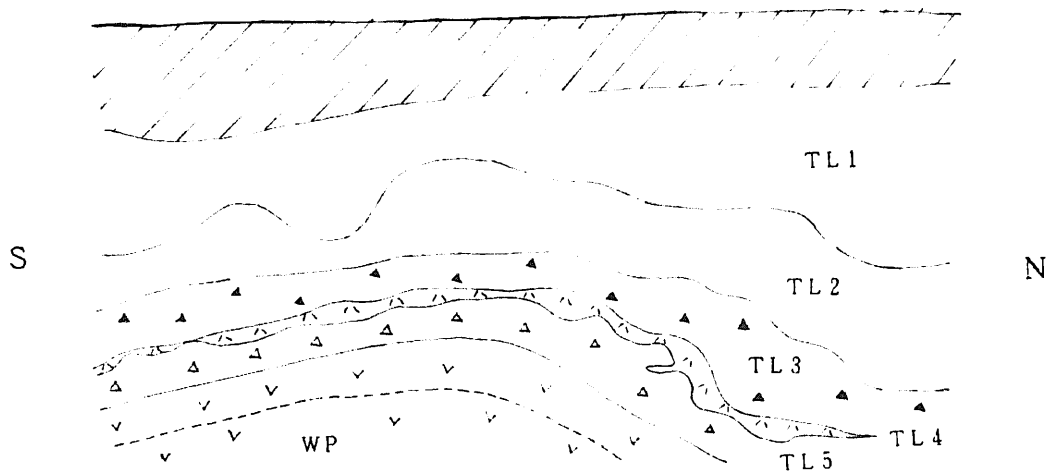
L I 段丘堆積物を整合に覆う崖錐堆積物。崖錐堆積物の中には、WP (ワソコの沢軽石層), TL4, TL5 の火山灰が認められる。本露頭の西方 800m では L I 段丘面が大曲断層の推定位置上を覆っている。





Loc. Ym7 豊富町阿沙流

インボリユーションを示すTL2,3,4,5 火山灰 及びWP (ワンコの沢軽石層)



### (3) 切断面の観察及び孔隙率測定

パンケオートヌオマップ川周辺には塊状泥岩（声問層）が広く分布し、断層延長位置付近に分布する露頭に断層或いは破碎は認められず、地質構造も不明である。したがって、断層の位置を推定することができない。

そこで、断層延長位置両側の地層について層理を明らかにするために、定方位試料を採取して切断し、切断面の観察を行った。

また、福沢仁之(1987)によれば、本地域に分布する地層の孔隙率は埋没深度を表しており、地質構造を解明する一手段となることが、期待できる。そこで、断層延長位置両側の地層について孔隙率測定を行い、地質構造を推定した。

#### a. 切断面の観察

断層延長位置西側のLoc. Ym10, 東側のLoc. S19 において定方位試料を採取し、水平及び鉛直方向の2面を切断・研磨したのち、切断面を観察した。

Loc. Ym10の水平断面にはN-S方向の縞模様が発達する。鉛直断面には80°西傾斜或いは30°東傾斜の縞が認められる。

Loc. S19の水平断面にはN-S方向の縞模様が発達する。鉛直断面には55°西傾斜の縞が認められる。

縞模様は黒灰色と灰色との互層である。薄片観察によると、黒灰色部と灰色部とは砂の含有量が異なり、黒灰色部は砂をほとんど含まない締った泥岩であり、灰色部は砂を20%程度含有する不淘汰な砂質泥岩である。このことから、黒灰色部と灰色部との境界は層理或いは未固結時の断層運動による破碎部であると推定される。

したがって、上述した縞模様は層理或いは破碎部と推定され、縞模様の頻度が多いこと等から、層理を反映している可能性が高い。なお、Loc. Ym10の鉛直断面には2種類の縞が認められるが、周辺の



地質構造と調和的なのは、80°西傾斜である。

#### b. 孔隙率測定

本地域に分布する稚内層及び声問層は珪質泥岩からなり、孔隙率及びシリカの続成変化が地層の埋没深度を反映していると判断される。したがって、孔隙率及び特徴鉱物の有無の不連続から断層位置を推定することが可能である。そこで、断層推定位置両側の岩石を14試料採取し、福沢仁之(1987)に基いて孔隙率測定及びX線回折による鉱物同定を行い、孔隙率及び特徴鉱物の有無の不連続から断層位置の推定を試みた。

図2-10に示すように、AルートではYm10とE10或いはE10とE11との間に不連続が認められる。BルートではYm20とYm19との間に不連続が認められる。

野外調査によると、BルートではYm20は硬質頁岩、Ym19は塊状泥岩であり、両地点とも破碎部が認められ、両地点間に断層が推定される。このことは、上記結果と調和的であり、東上がりの断層が推定できる。AルートではYm10、E10、E11いずれも塊状泥岩であるが、E10とE11とは連続する露頭であり、両地点間に断層或いは破碎部は認められない。したがって、断層はYm10とE10との間に東上がりの断層が推定され、E10がE11に比べて異常に低いのはE10が構造運動により圧密されたことによる可能性がある。

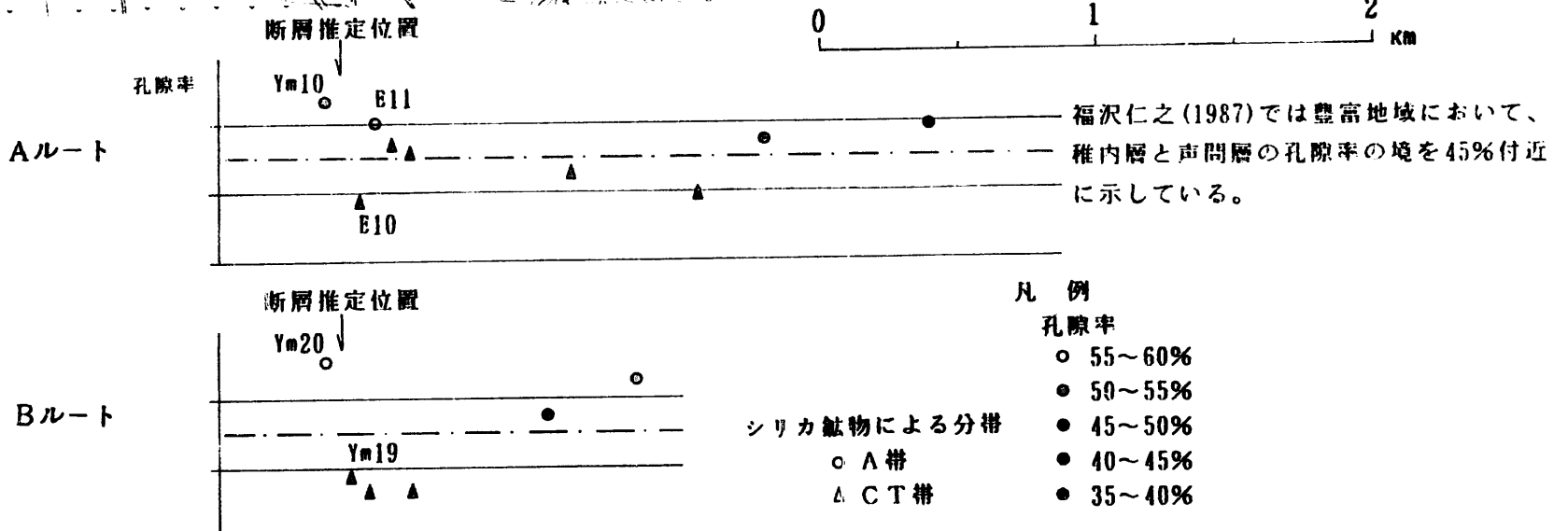
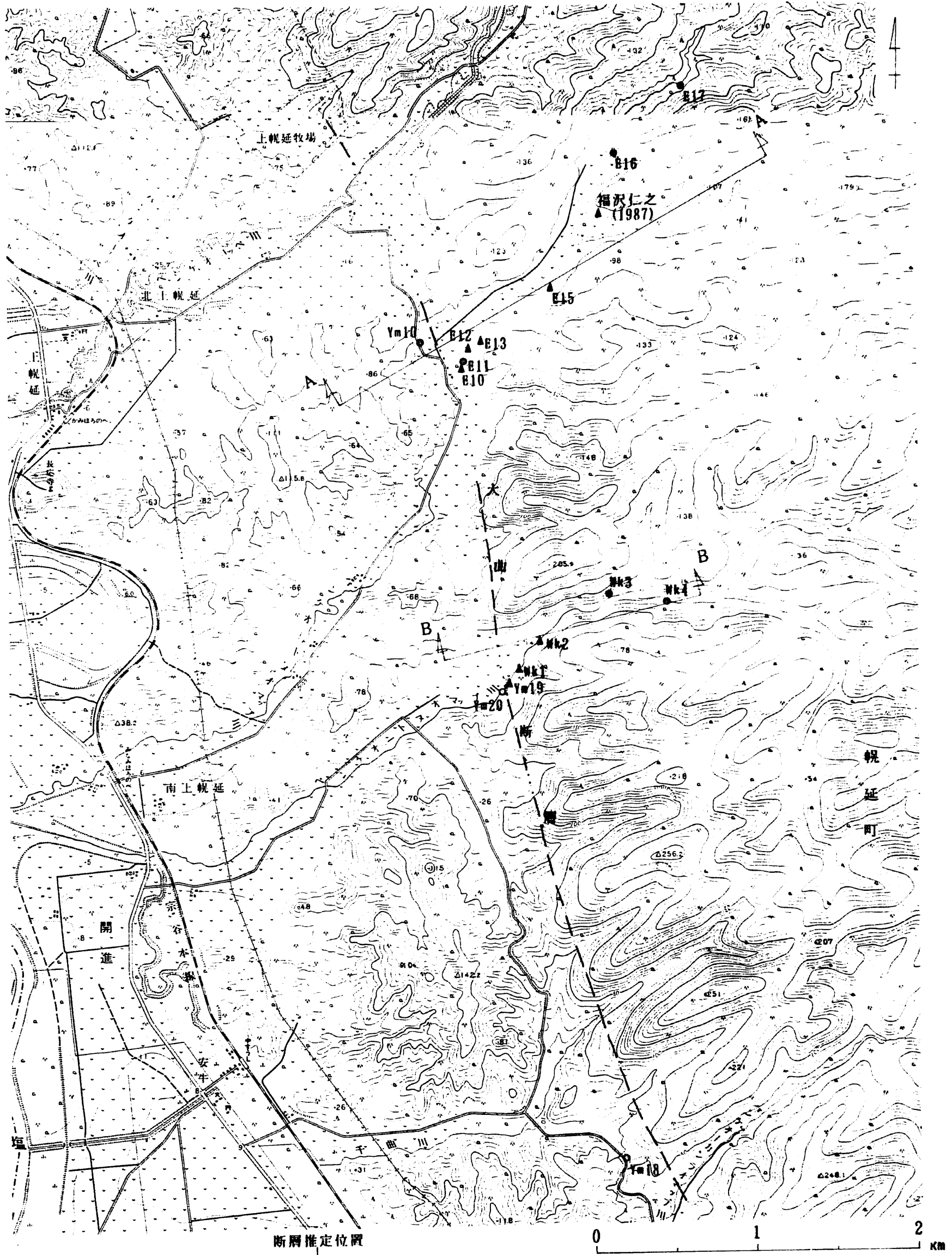


図2-10 孔隙率分析結果

表 2 - 5 孔隙率測定結果一覧表

試料番号		乾燥容積重 (g/cm <sup>3</sup> )	粒子比重 (g/cm <sup>3</sup> )	孔隙率 (%)	シリカ鉱物 による分帯
A ル ー ト	Y m 1 0	0.95	2.05	53.6	A
	E 1 0	1.34	2.18	38.5	C T
	E 1 1	1.04	2.08	50.1	A
	E 1 2	1.09	2.04	46.5	C T
	E 1 3	1.11	2.04	45.5	C T
	E 1 5	1.21	2.12	42.8	C T
	E 1 6	1.15	2.19	47.5	A
	E 1 7	1.04	2.06	49.6	A
B ル ー ト	Y m 2 0	0.93	2.09	55.5	A
	Y m 1 9	1.43	2.33	38.6	C T
	W k 1	1.39	2.17	36.1	C T
	W k 2	1.50	2.36	36.5	C T
	W k 3	1.07	2.04	47.6	A
	W k 4	1.13	2.40	52.9	A
Y m 1 8		0.87	2.05	57.5	A

## 2.4 活動性の検討

### (1) 大曲断層について

航空写真判読によると、大曲文献断層位置付近に、ほぼ南北方向で約23km間に $L_E$ リニアメントが認められる。リニアメントは西向き緩斜面として山地内の尾根部に認められる。これらの緩斜面は不明瞭で、それぞれの尾根間では直線上には配列せず、幅数10～200m間で位置が前後する。また、リニアメントは著しく断続し、例えば幌延町北進の丘陵内で3.7km間にわたり中断したり、数地点で途切れたりする。

したがって、リニアメントは変位地形ではないと推定される。

地表踏査によると、リニアメントの西約100mに位置する幌延町ペンケオートヌオマップ川、Loc.Ym19付近においては、東側に硬質泥岩が、西側に塊状泥岩が分布し、両岩を被覆して未固結の泥・砂・礫層が広く分布している。

Loc.Ym19においては、幅約10m以上にわたる硬質泥岩の角礫ないし剪断破碎部が、また、同下流（南西）約30mに位置するLoc.Ym20において幅約2mにわたる泥岩の含礫砂質破碎部がそれぞれ認められ、両地点間に断層が推定される。両地点間には、未固結で水平層理が発達する泥・砂・礫互層がほぼ連続して分布し、同層に断層或いは変位は認められず、分布高度にも不連続は認められない。この未固結な泥・砂・礫互層中の木片による $^{14}C$ 年代は $5,470 \pm 130$  y. B.P.であった。

Loc.Ym19とLoc.Ym20との間には断層の存在が推定され、これを覆う未固結な泥・砂・礫互層が分布する。したがって、未固結な泥・砂・礫互層堆積後の断層活動はないと判断される。

Loc.Ym19付近に推定した断層の北方延長約2 kmに位置する幌延町パンケオートヌオマップ川のLoc.S19においては、幅50 m以上にわたって塊状泥岩が露出し、同露頭の西方約150 mに位置するLoc.Ym10においても幅約150 mにわたって泥岩が露出し、いずれにも断層或いは破碎は認められない。

したがって、断層が分布するならば、両地点の間に推定可能である。Loc.S19は断層推定位置の東方数10 mに位置するにもかかわらず、塊状泥岩を被覆する固結度の弱い砂礫層は水平層理を示す。同砂礫層中の木片による $^{14}\text{C}$ 年代は $22,050 \pm 630 \text{ y.B.P.}$ であった。

以上のことから、砂礫層堆積後の顕著な断層活動はないと推定される。

同砂礫層の堆積年代については、段丘面を形成していないこと、砂礫層の層相及び固結度からは中期更新世と推定されるが、 $^{14}\text{C}$ 年代は約2万年前であることから、L I 段丘堆積物の可能性が高い。

約3.1 km間にわたって、リニアメントが途切れる豊富町東豊富のLoc.Ym110においては、東側に硬質泥岩が、西側に泥岩が分布しており、両地点の200 m間に断層が推定される。この両地点を被覆して段丘堆積物が分布しており、L E リニアメントの南延長800 mに位置しているが、同段丘面上にリニアメントは判読されない。

したがって、東側の硬質泥岩と西側の泥岩との間に断層が分布するとしても、同段丘面形成後の活動はないと判断される。

段丘面の形成年代については、現河床との比高が約20 mあること、段丘面の開析から、L I 面(2~3万年前)と推定される。同段丘面の東方1.5 kmに位置するLoc.Ym24では段丘堆積物を整合に被覆する崖錐堆積物上部にはワソコの沢軽石(WP,  $14,800 \pm 1,000 \text{ y.B.P.}$ , 佐々木竜男ほか1971)が挟在していることが火山灰分析に

よって確認された。

リニアメント南延長約 450 m に位置する幌延町雄信内大橋上流の Loc.S17 では、未固結の砂・泥・礫層が認められる。この未固結の砂・泥・礫層中の木片による<sup>14</sup>C年代は  $2,060 \pm 100$  y.B.P. であった。

同層の層理面の一部は30°北傾斜を示すが、その下位で急に傾斜が小さくなる。また、礫層と砂・泥層との境界は少し凹凸がみられるがほぼ水平に連続する。したがって、北急傾斜の層理は堆積時のクロスラミナと判断される。リニアメント位置に断層が存在するとしても、未固結な砂・泥・礫層の堆積後に断層活動はないと判断される。

約 3.7 km 間にわたってリニアメントが断続する幌延町北進においては標高約 100 m の丘陵が分布する。同丘陵は Loc.Ym106 などに見られるように固結度の弱いシルト岩からなり、文献によると恵北層と推定される。同丘陵内にはリニアメントが判読されないことから、断層は固結度の弱いシルト岩に被覆されている可能性が高いと考えられる。

以上のことから、大曲断層についての調査結果は、表2-6のよう  
にまとめられ、大曲断層の第四紀後期における活動性はないと推定さ  
れる。

表2-6 大曲断層重要露頭整理表

地点名	地質	破碎の確認	断層の確認	被覆層 及び年代	リアメント との対応
豊富町 東豊富 Loc.Ym110	L I 段丘 声問層 稚内層	-	-	L I 段丘 2~3万年前	○
豊富町 北進 Loc.Ym106	恵北層	-	-	恵北層 第四紀中期	-
幌延町 パンケオートヌオマップ 川, Loc.S19	砂礫層 声問層	-	-	砂礫層 22,050±630yBP ( <sup>14</sup> C年代)	○
幌延町 パンケオートヌオマップ 川, Loc.Ym19	未固結砂礫層 声問層 稚内層	○	-	未固結砂礫層 5470±130 yBP ( <sup>14</sup> C年代)	○
幌延町 雄信内 Loc.S17	未固結砂礫層	-	-	未固結砂礫層 2060±100 yBP ( <sup>14</sup> C年代)	○

○: あり  
-: 露頭なし  
×: 破碎, 断層なし

○: 対応  
-: 認められない  
×: 対応しない

## (2) 天塩川南の段丘面の傾動について

岡 孝男（1986）は「大曲断層をまたいで高位段丘堆積物（恵北層）が西に向かって強く傾動している（垂直変位量は約 150m）。」とし、「活構造図，旭川」（1987）も高位段丘堆積物に傾動を図示している。

調査によると同地点においては、幅約 250m の谷を挟んで東西 2 段の段丘面（H I，H II 段丘）が認められ、それぞれ 2～3° 西に傾斜している。東の段丘面（H I 段丘面）は標高 50～90m に分布し、薄い礫層が硬質泥岩を不整合に覆っている。西の段丘面（H II 段丘面）は標高 20～50m で、層厚 10m 以上の砂礫層からなり、大規模な斜層理が発達していることから三角洲に堆積したものと推定される。

また、H I 段丘の北縁沿いには現河床との比高約 20m の L II 段丘面が分布するが、段丘面は水平であり、同段丘堆積物の層理も水平である。

したがって、文献に示された高位段丘面における 150m の鉛直変位量はないと推定される。また、段丘面の 2～3° 傾斜は堆積当時の傾斜である可能性がある。



### 3. 幌延断層周辺地域

#### 3.1 文献調査

幌延断層について扱った主要な文献としては、

5万分の1地質図幅及び同説明書「沼川」(1968)

5万分の1地質図幅及び同説明書「宗谷および宗谷岬」(1959)

があり、第四紀後期の活動性を図示したものに、

50万分の1活構造図「旭川」(1987)

「日本の活断層」(1980)

がある。また、「北海道におけるいくつかの活断層露頭」(山岸宏光:1986)は、幌延断層北部について3地点の露頭を記載し、第四紀後期の活動性を記載している。

これらの文献に記載された内容を表3-1に示す。

表 3 - 1 文献整理表 (幌延断層)

文献名	第四紀後期 における活動性	記 載
50万分の1 活構造図「旭川」 杉山雄一他2名 (1986)	○	西落ちの推定活断層として、下増幌から下豊別に至る約15km間に図示している。 下豊別以南については、新第三紀の主要構造線として図示している。
「日本の活断層」 稚内、天塩 活断層研究会 (1980)	○	恵北層(下部更新統)から成る丘陵地帯を南北に走る、西落ち、活動度Cの断層とし、約15km間に確実度Ⅱを、約8km間に確実度Ⅲを図示している。
5万分の1地質図幅 及び同説明書 「沼川」 高橋功二・石山昭三 (1968)	×	図幅内を南北に縦断して図示しているが、洪積世の恵北層に覆われているとしている。
5万分の1地質図幅 及び同説明書 「宗谷おび 宗谷岬」 小山内 熙 三谷勝利・北川芳男 (1959)	×	増幌層と稚内層とを境する断層として図幅内を南北に縦断して図示しているが、洪積世の沼川層(恵北層)と第2段段丘礫層に覆われているとしている。
「北海道におけるいくつかの活断層露頭」 山岸宏光 (1986)	○	日本の活断層(1980)が図示した範囲においてA～Cの3地点の露頭を記載している。A地点では段丘堆積物がスランプ状に乱れており、逆断層に伴う褶曲と解釈している。B地点では声問層と段丘礫層がふくらんでいるとしている。C地点では増幌層の礫岩・砂岩中に幅20cmの破碎帯がみられるとしている。

### 3.2 航空写真判読

文献に示された幌延断層沿いの稚内市川尻から同市曲淵を経て、天塩町辰子丑に至る約50km間について、2万分の1航空写真を用いて判読を行い、リニアメントを抽出した。

本地域においては、稚内市下豊別以北の約17km区間にL<sub>B</sub>リニアメント（変位地形の可能性があるリニアメント）を主体とするリニアメントがほぼ連続して認められる。下豊別以南の区間では、稚内市天興、豊富町豊幌、幌延町上幌延付近にL<sub>E</sub>リニアメント（侵食地形に起因する）が延長約数km以下の区間に断片的に認められるのみである。

判読されたリニアメントの形態、分布等の特徴は、以下に示す。

- (1) 稚内市下豊別以北の区間では、リニアメントは西向き急斜面および崖として丘陵内に明瞭に認められる。また、曲淵から北方約4kmの区間では、上記のリニアメントと平走する東向きの急斜面が断続する。
- (2) 急斜面および崖はほぼ直線上に配列している。
- (3) リニアメントの連続性は良く、沢や川によってのみ、断続する。しかし、稚内市増幌以北では、リニアメント延長上にHⅡ段丘面が分布し、この中にはリニアメントは認められなくなる。
- (4) 一方、稚内市下豊別以南の区間では、リニアメントは西向き緩斜面として山地内の尾根部に認められ、その形態は不明瞭である。
- (5) 緩斜面はそれぞれの尾根間で直線上には配列せず、延長約数km以下の区間に断片的に認められるのみで、著しく断続する。

以上のことから、判読されたリニアメントのうち、稚内市下豊別以南の区間は変位地形ではないと推定される。

また、下豊別以北の区間では、L<sub>B</sub> リニアメント（変位地形の可能性があるリニアメント）を主体とするリニアメントが丘陵内に連続良く認められ、変位地形の可能性がある。ただし、稚内市増幌以北では、リニアメント延長上にHⅡ段丘面が分布し、この中にはリニアメントは認められなくなり、他の区間でも段丘面にリニアメントが認められることはない。したがって、このL<sub>B</sub> リニアメントも第四紀後期以前の変位地形の可能性もある。

### 3.3 野外概査

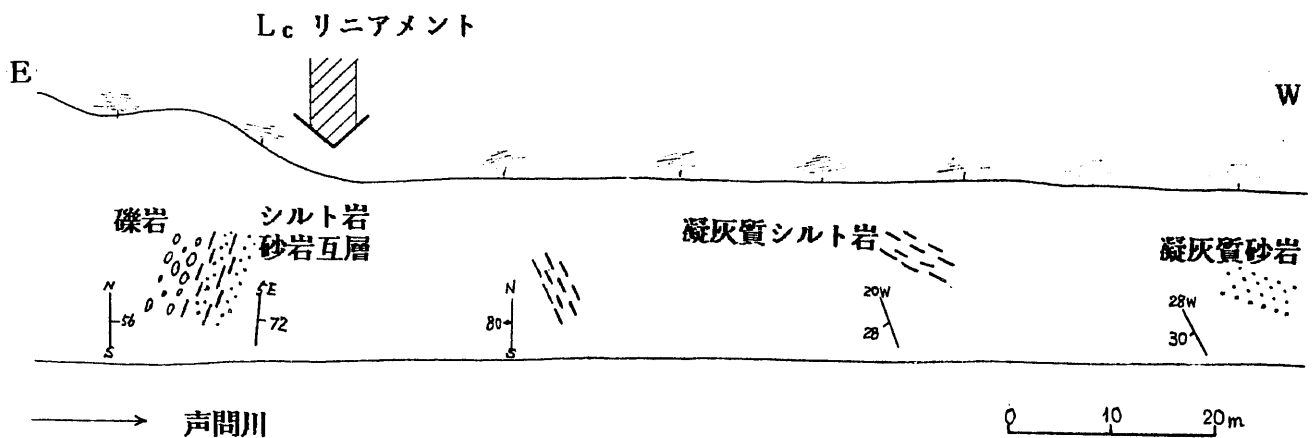
航空写真判読により、 $L_B$ 、 $L_C$ 、 $L_D$  リニアメントが認められた区間に位置する稚内市曲淵周辺において、リニアメント延長上付近の野外概査を実施した。以下に、稚内市曲淵南、声問川付近の地質状況、地質状況から推定される断層についての検討等について記述する。

稚内市曲淵南、声問川付近

リニアメント

声問川付近には走向NNW-SSEを示すリニアメントが判読される。声問川以北では $L_B$  リニアメントが、同以南では $L_C$  リニアメントがそれぞれ判読される。 $L_C$  リニアメントは南方1.5 km以南では判読できない。また、 $L_C$  リニアメント西側に平行する $L_D$  リニアメントが認められ、南方に延長するが、その断続は著しい。

稚内市声問川左岸



地 質

声問川南岸、Loc. R 25付近の $L_C$  リニアメントの東側約15mに分布する礫岩の走向・傾斜はN-S/56E、シルト岩砂岩互層はN5E/72Eを示す。また、 $L_C$  リニアメント西側約20mの凝灰質泥岩は塊状であり、層理は不明瞭であるが、挟在する砂のラミナ等からN-S/80Wと推定できる。(但し、急傾斜面下部の露頭

であるため岩塊り岩塊の可能性もある。)

同西方80mの凝灰質シルト岩はN20W/28W、同西方110mの凝灰質砂岩はN28W/30Wを示す。

#### 検 討

リニアメント東側の礫岩、シルト岩砂岩互層は、文献によると増幌層、西側の凝灰質シルト岩は声問層と推定される。当地域においては新第三紀に大きな不整合は報告されておらず、したがって、両層間に本来分布すべき稚内層が欠如していること、リニアメントの位置西側における層理がいずれも急傾斜を示すことから、リニアメント付近を走る断層が存在する可能性が高い。

#### 周辺地域の地質分布による断層の活動性の検討

声問川以北1kmの丘陵頂部のLoc. R1付近において、L<sub>B</sub> リニアメント両岸に分布する地層はいずれも軽石を多量に含む砂岩であり、文献によると勇知層と推定される。

リニアメント東約300mの北側には凝灰質泥岩を不整合に覆う、少し固結した礫、砂などが所々分布している。また、同様の堆積物はリニアメント付近の左岸河床、リニアメント西約120mの左岸河床にも分布している。

これらの堆積物は文献によると更新世前・中期の恵北層と推定される。

航空写真によると、声問川以南においては、リニアメント付近両側において沢の侵食形態などが著しく異っており、西側には軟質な地層が分布していると推定される。

これらの地層は恵北層の可能性があり、それらの上部に明瞭なりニアメントは認められず、斜面の傾斜変換部付近にランクの低いL<sub>C</sub> リニアメントが判読されるのみである。

以上のことから声問川付近のL<sub>C</sub> リニアメントは増幌層、声問層

など中新世の地層とそれらを不整合に覆う恵北層との地層境界に対応し、岩石の侵食の差によるリニアメントの可能性がある。

なお、既存の文献には更新世前・中期の地層に関する報告はなく、地質図には低位段丘の分布として示されている。(5万分の1地質図幅「沼川」)

### 3.4 検 討

声問川において、中新統増幌層と同声問層とが断層を境として接しているとすれば、幌延断層の変位量は稚内層の層厚より大となる（文献によると中新統稚内層層厚400～600m）。しかし、声問川北の丘陵には、断層両側に亘って勇知層が分布しており、ここでの断層変位量は勇知層の層厚より小さくなる（文献によると勇知層層厚は200～250m）。

幌延文献断層の活動史、性状、第四紀における活動等を検討するためには、増幌層、稚内層、声問層、勇知層、更別層および恵北層、段丘堆積物などの層相・層序関係と時代とをそれらの分布とともに明らかにする必要がある。

また、稚内市増幌以北では、リニアメント延長上にHⅡ段丘面内にはリニアメントは認められなくなるので、段丘と断層との関係にも注目して、断層付近の野外精査を実施し、再検討する必要がある。



#### 4. まとめ

大曲断層と幌延断層とについて文献調査、航空写真判読、野外地形・地質調査を実施し、必要に応じて分析測定を行った。

その結果、以下のことが明らかになった。

##### (1) 大曲断層

大曲断層の第四紀後期の活動性について扱った文献としては、50万分の1活構造図「旭川」(1987)、「日本の活断層」(1980)および「高レベル放射性廃棄物の地層処分と幌延の地質」(岡孝雄;1986)がある。

これらのうち、活構造図「旭川」(1987)と「日本の活断層」(1980)では、大曲断層に第四紀後期の活動があることを記載していない。一方、岡孝雄;1986は大曲断層が高位段丘堆積物に150mの変位を与えているとしている。

航空写真判読によると、大曲断層に沿っては、豊富町福永から天塩町東雄信内に至る約25km間について、L<sub>E</sub>リニアメントが認められる。判読されたリニアメントの形態、分布等の特徴は、以下に示す。

- (1) リニアメントは西向き緩斜面として山地内の尾根部に認められる。
- (2) 緩斜面はそれぞれの尾根間で直線上には配列せず、数10～200mの間で位置が前後する。
- (3) リニアメントは著しく断続し、幌延町北進の丘陵内においても、約3.7kmにわたってリニアメントは判読できない。また、豊富町東豊富北約1kmの地点、パンケオーカランラオマップ川付近の尾根部等にはリニアメントが判読されない。
- (4) リニアメントを境として、東側山地は標高160～320mの緩やかな凸形を呈し、谷密度は低く、西側山地は標高70～140mの起伏に富んだ斜面からなり、谷密度は高い。このように、リニアメント両側の山地・丘陵の高度、斜面形態、谷密度等が著しく異なることは、同東西両側に分布する岩石に岩質の差異が

あると推定される。

以上のことから、判読されたリニアメントは変位地形ではないと推定される。

野外調査においては、大曲断層そのものは確認できなかったが、ベンケオートヌオマップ川、Loc.Ym19において硬質頁岩（稚内層）に、Ym20において塊状泥岩（声問層）に破砕部が認められ、両層の間に断層が推定された。また、断層推定位置西側には声問層から上位の地層が、東側には稚内層が分布し、西側は西傾斜、東側は東傾斜を示す。したがって、破砕部の存在及び地質構造の不連続から、大曲断層は存在する可能性がある。

活動性については、Loc.Ym19、Ym20では未固結の砂・泥・礫層（ $5,470 \pm 130$ y.B.P.  $^{14}\text{C}$ 年代）が、Loc.S19では砂礫層（ $22,050 \pm 630$ y.B.P.  $^{14}\text{C}$ 年代）が、断層推定位置をおおって分布しており、変位は認められない。また、Loc.Ym110ではLⅠ段丘面（2～3万年前、火山灰および地形からの推定年代）が、Loc.Ym106では恵北層からなると推定される丘陵（第四紀中期、推定年代）が断層推定位置をおおって分布しており、同地形面上にはリニアメントは認められない。

したがって、大曲断層の第四紀後期の活動性はないと推定される。

また、孔隙率測定によって、断層推定位置を境として孔隙率に顕著な差異が認められ、断層位置の推定に有用であることが明らかになった。

## (2) 幌延断層

幌延断層については、50万分の1活構造図「旭川」（1987）、「日本の活断層」（1980）が、稚内市下豊別以北の約17km区間について、第四紀後期の活動性を図示している。また、「北海道におけるいくつかの活断層露頭」（山岸宏光:1986）は、幌延断層北部において3地点の露頭を記載し、第四紀後期の活動性を論じている。一方、5万分の1地質図「沼川」では、幌延断層は恵北層におおわれると図

示している。

航空写真判読によると、幌延断層に沿っては、稚内市下豊別以北の約17km区間にL<sub>B</sub>リニアメント（変位地形の可能性のあるリニアメント）を主体とするリニアメントがほぼ連続して認められる。また、下豊別以南の区間では、稚内市天興，豊富町豊幌，幌延町上幌延付近にL<sub>E</sub>リニアメント（侵食地形に起因する）が延長約数km以下の区間に断片的に認められるのみである。判読されたリニアメントの形態，分布等の特徴は、以下に示す。

- (1) 稚内市下豊別以北の区間では、リニアメントは西向き急斜面および崖として丘陵内に明瞭に認められる。また、曲淵から北方約4kmの区間では、上記のリニアメントと平走する東向きの急斜面が断続する。
- (2) 急斜面および崖はほぼ直線上に配列している。
- (3) リニアメントの連続性は良く、沢や川によってのみ、断続する。しかし、稚内市増幌以北では、リニアメント延長上にHⅡ段丘面が分布し、この中にはリニアメントは認められなくなる。
- (4) 一方、稚内市下豊別以南の区間では、リニアメントは西向き緩斜面として山地内の尾根部に認められ、その形態は不明瞭である。
- (5) 緩斜面はそれぞれの尾根間で直線上には配列せず、延長約数km以下の区間に断片的に認められるのみで、著しく断続する。

以上のことから、判読されたリニアメントのうち、稚内市下豊別以南の区間は変位地形ではないと推定される。

また、下豊別以北の区間では、L<sub>B</sub>リニアメント（変位地形の可能性のあるリニアメント）を主体とするリニアメントが丘陵内に連続良く認められ、変位地形の可能性がある。ただし、稚内市増幌以北では、リニアメント延長上にHⅡ段丘面が分布し、この中にはリニアメントは認められなくなり、他の区間でも段丘面にリニアメン

トが認められることはない。したがって、このL<sub>B</sub>リニアメントも第四紀中期の変位地形の可能性もある。

地質概査によると、声問川南岸、Loc. R 25付近ではリニアメントに対応して、東側では東急傾斜するシルト岩砂岩互層（増幌層）が、西側では西緩傾斜する凝灰質シルト岩（声問層）が近接して分布しており、断層の存在が推定される。

しかし、第四紀後期の活動性を判断できる露頭は確認していない。今後、幌延断層の断層面の確認および周辺の増幌層、稚内層、声問層などの層序、分布を明らかにすることが必要である。また、第四紀層の恵北層、段丘堆積物と断層との関係を検討すべきである。

福沢仁之(1985)：北海道天北－羽幌地域の上部新第三系層序の再検討

地質学雑誌, Vol. 91, p. 833～849

町田 洋・新井房夫・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, Vol. 26, p. 129～145

松井 愈(1963)：問寒別川流域の森林経営と保全に関する基礎研究

演習林業務資料, No. 6, p. 1～60

三谷勝利ほか5名(1971)：豊富背斜地域の天然ガス鉱床

北海道地下資源調査資料, 第 125号

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, No. 2, p. 19～28

