

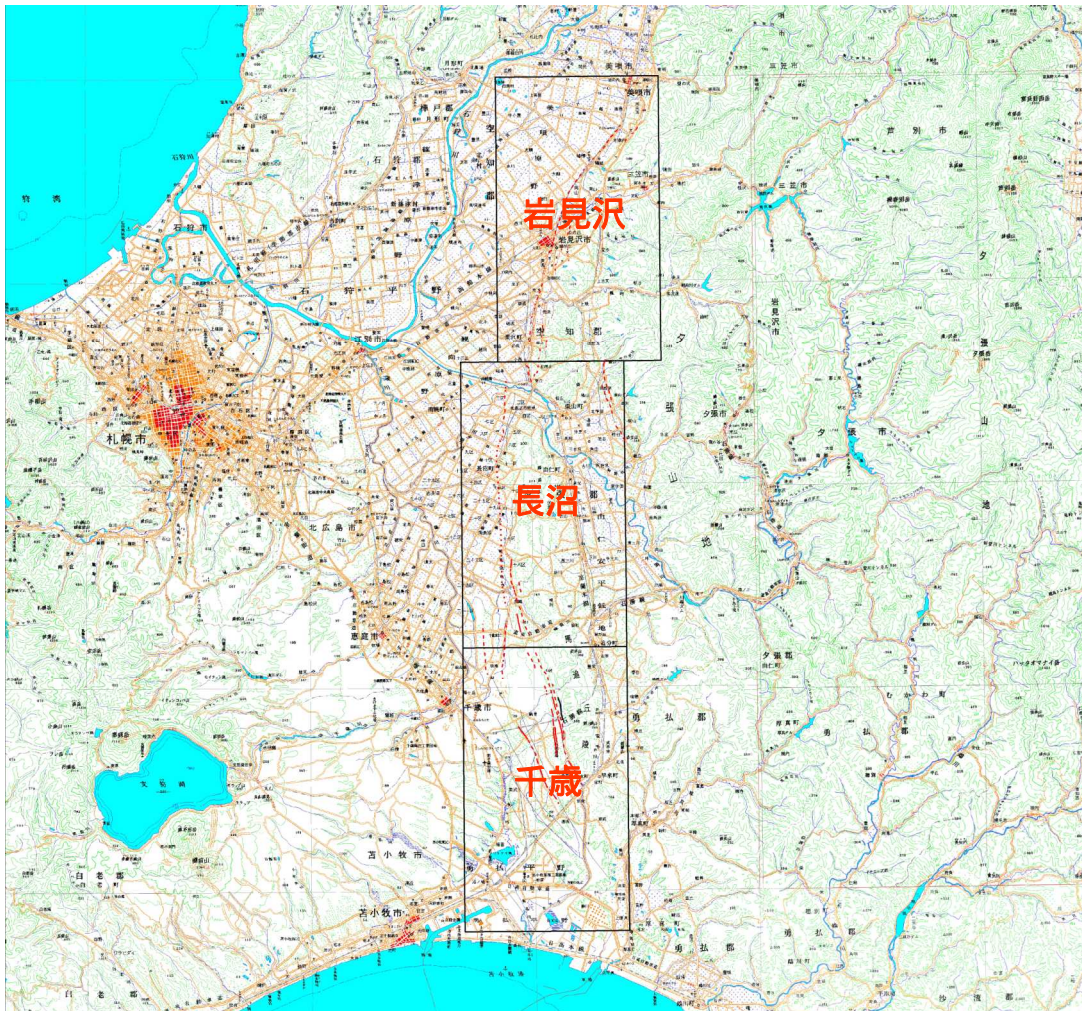
1：25,000都市圏活断層図 石狩低地東縁断層帯とその周辺

「岩見沢」「長沼」「千歳」

解 説 書

石山達也 平川一臣 澤 祥

平成22年1月



編集 国土地理院

目 次

1 . はじめに	1
2 . 石狩低地東縁断層帯の特徴と活動に関する概要	2
1) . 地形・地質概要	2
2) . 断層帯の活動に関する概要	3
3 . 各図幅の断層帯の特徴	4
1) . 岩見沢図幅	4
2) . 長沼図幅	5
3) . 千歳図幅	8
4 . 引用文献	9
5 . 使用空中写真・地形図及び作成委員会等	10

1 . はじめに

平成7年1月17日に発生した平成7年（1995年）兵庫県南部地震（阪神・淡路大震災）を契機に、活断層に関する情報の整備及び公開の必要性が高まってきた。国土地理院では、これに応えるため、地震が発生した場合に甚大な被害が予想される都市域及びその周辺を対象に「1:25,000都市圏活断層図」を作成している。

図示している活断層は、主に空中写真（縮尺約：1万分の1～4万分の1）を用いて、空中写真判読により調査し、活断層の研究者と国土地理院が共同で作業に当たった。

この図では「活断層」を、最近数十万年間に、約千年から数万年の間隔で繰り返し活動してきた跡が地形に表れているもので、今後も活動を繰り返すと考えられる断層としている。このうち、風雨による侵食、堆積や人工的な要因などにより改変されているため、活断層の位置を明確に図示できない区間は破線とし、活動の跡が土砂の下に埋もれてしまっている区間は、点線で図示している。

また、活断層の位置のほか、活断層に関連する段丘地形・沖積低地・地すべり地形などの第四紀後期（数十万年前から現在）に形成された主な地形も図示している。これにより活断層周辺の地盤状況の把握や、活断層の活動によって地すべりが再活動する可能性のある地域の推定など、防災に役立つ情報を読みとることができる。

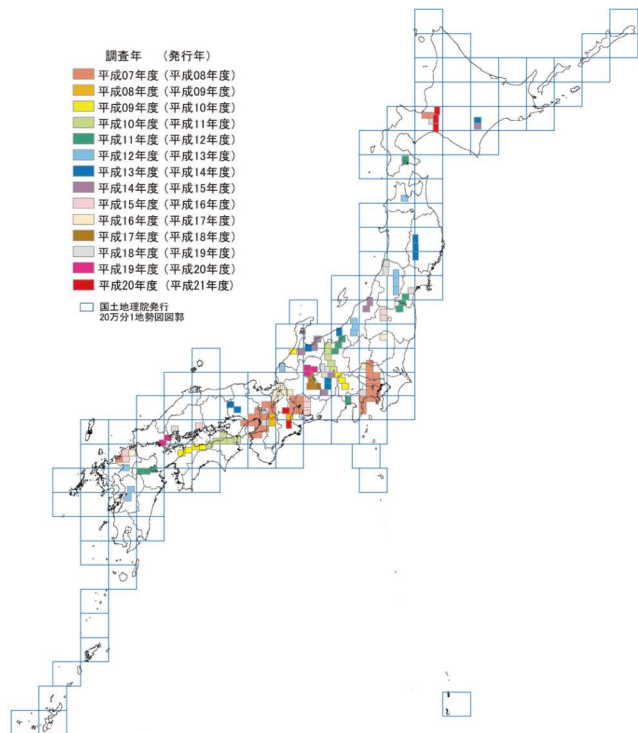
都市圏活断層図1枚に図示されている範囲は、国土地理院発行の2万5千分1地形図4枚分相当である。

都市圏活断層図の整備状況は、平成16年度までに三大都市圏、政令指定都市、県庁所在都市及びその周辺について124面（約50,000km²）を作成し、平成17年度より都市域周辺部（山間地域を含む）

の主要な活断層について、新たに図示項目を追加して作成を開始している。これまでと合わせて143面（約57,000 km²）を作成している。

なお、活断層の模式図（逆断層、右横ずれ断層など）、整備範囲などは、以下の国土地理院のホームページで参照いただきたい。

<http://www1.gsi.go.jp/geowww/bousai/menu.html>



都市圏活断層図作成地域図

2. 石狩低地東縁断層帯の特徴と活動に関する概要

1) 地形・地質概要

石狩低地東縁断層帯(図1)は、石狩低地とその東側に分布する岩見沢丘陵・栗沢丘陵・馬追(うまおい)丘陵との地形境界付近に位置する、東傾斜の衝上断層帯である。北海道中軸部では東北本

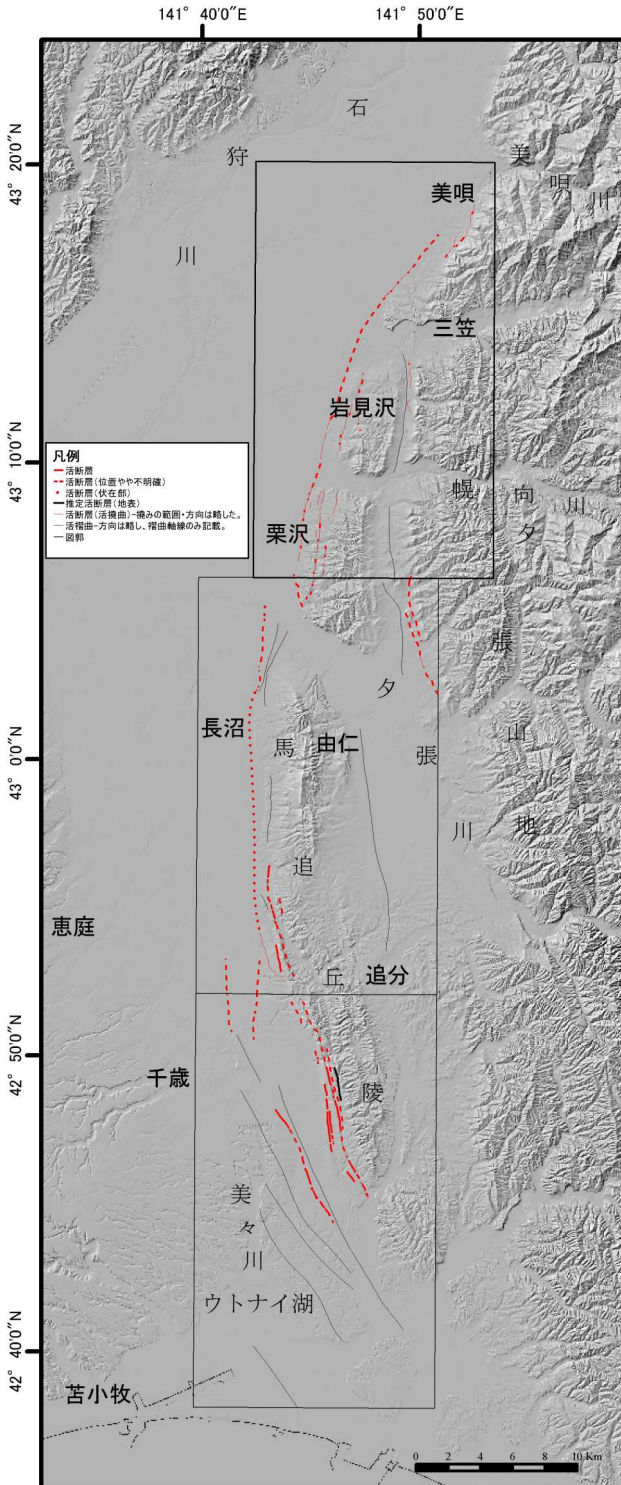


図1 石狩低地東縁断層帯とその周辺の地形。国土地理院作成の基盤地図情報(数値標高モデル)10mメッシュを使用して作成。

州弧と千島弧が衝突しており、日高山脈・夕張山地から石狩低地にかけて発達する大規模な逆断層系は、中新世後期以降活動域を西へ移し、現在の变形フロントは馬追丘陵より西方に達している(浅野ほか, 1990; 池田ほか, 1997; 香束ほか, 2002; Kato et al., 2004)。石狩低地東縁断層帯は、大局的にはこのような日高山脈から夕張山地西縁の逆断層帯の先端部ととらえることができる。

石狩低地東縁に沿う活断層は、馬追丘陵およびその北に続く栗沢丘陵、岩見沢丘陵の周辺に分布する。これらの丘陵は全体として西へ凸の弧状をなす平面形を示し、地質構造的にはいくつかの東傾斜の逆断層をともなう西急東緩の背斜部である。これらの丘陵のほぼ西麓部に発達する活断層は、岩見沢断層、栗沢断層、泉郷(いずみさと)断層、馬追断層、嶮淵(けねふち)断層と呼ばれてきた(活断層研究会, 1991)。いずれも東側を向いた低断層崖の地形を伴い、多くの場所で後期更新世~完新世の地層を変位・変形させている(北海道, 2001)。

また、岩見沢丘陵、栗沢丘陵では東縁でも撓曲変形が見られ、丘陵側から東へ撓み下がる。しかし、これらの丘陵周辺においてもっとも顕著なのは、丘陵西麓部に分布する段丘地形が西へ撓み下がり、沖積面に覆われるように変形していることである。これらの撓曲の一部は、北長沼(長沼)幅)で顕著なように、丘陵西縁よりもさらに西(低地)側に出ている。佃ほか(1993)は、反射法地震探査等の結果から、東側隆起の活断層が馬追丘陵の下に伏在することを明らかにして、これを石狩低地帯東縁断層と称した。この事実は、これらの撓曲変形をもたらしている主要断層は地下に伏在し、従来から認識されていた東側低下の上記諸断層は副次的に派生した断層(バックラストと呼ばれることが多い)であることを示す。加藤ほか(2002)、Kato et al.(2004)によって得られた反射法地震探査結果はこの構造をよく表している(図2)。基礎試錘「馬追」地質断面によれば(栗

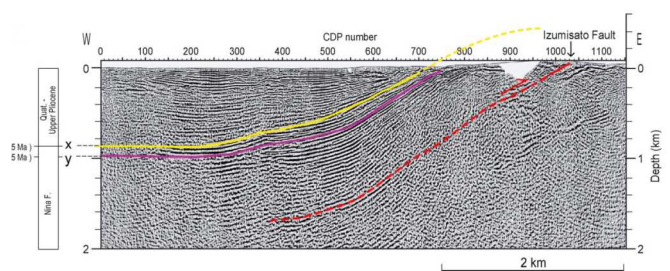


図2 長沼幅南端付近の東西断面。加藤ほか(2002)・Kato et al.(2004)によって得られた反射断面。

田・横井，2000），馬追丘陵の地下では東から低角の断層が次々に衝き上げ 丘陵西縁付近では約3 km 深度にあること，その先端は丘陵の西縁より西に達していること，馬追丘陵のバックスラストはここから派生していることを見事に示している（図2）．従来からとくに馬追丘陵の西縁に沿う活断層が注目されてきた石狩低地東縁断層帯は，岩見沢以南で延長60 km以上に及び．

2) 断層帯の活動に関する概要

本断層帯の最近の地質時代における活動についての研究については，主に以下のようなものがある．

北海道（1999, 2000, 2001）は，活断層研究会編（1980, 1991）および池田ほか（1996a, b）で示された西側隆起の断層群を対象として反射法弾性波探査，重力調査，ボーリング調査，トレンチ・ピット調査などを行い，断層構造や平均変位速度，活動履歴などについて新たな知見を得ている．泉郷断層（長沼図幅）および馬追断層（千歳図幅）ではトレンチ調査が行われ，断層の最新活動期などが検討された（北海道，2001）．それによれば，泉郷断層では最新の活動は5.4 ka 前，活動の間隔は約1万年である．一方，南東へ雁行する馬追断層では，最新活動は3.3 ka 前で，さらに5 ka, 6.5 ka 前にも活動したことが読みとれ，過去4万年前以降1300年から1500年ごとに活動してきたという．新たに認定・図示された安平町富岡（千歳図幅）の東向き低断層の活動については，ジオスライサー調査の結果，最新断層活動時期は約2800～4900年前と推定されている．

その後，産業技術総合研究所（2007），石山ほか（2008）は，断層帯の変形フロントにおいてジオスライサー調査による活動時期の推定と1回の活動における変位量を推定する調査を行ったほか，断層帯の上盤側・下盤側においてボーリング調査を行うとともに，火山灰分析による対比を行い，本断層帯の平均変位速度を推定した．また，断層帯南部の変形フロントに付随する逆向き低断層崖においてジオスライサー・ボーリング調査を行い，

活動時期の推定を行ったほか，断層帯の地下構造を推定するために既存の反射断面の再解析を行った．その結果，(1) 最上部完新統である旧夕張川の氾濫原堆積物および下位の地層が累積的に西向きの撓曲変形をしていること，(2) Toyaテフラ（町田・新井編，2003）を鍵層として認定した酸素同位体ステ - ジ5e（約12.5万年前）の海進堆積物の分布・高度差から，断層帯主部の上下変位速度は約0.4 mm/年と推定されること，(3) 安平町富岡に発達する逆向き低断層崖地形を横断する測線でジオスライサー調査をおこなった結果，断層帯南部の最新断層活動時期が約2800～4900年前と推定されること，(4) 反射断面の再解析の結果，断層帯主部は少なくとも地下2 km以浅は断層により切断されておらず，また地下6 km以深に約10°と低角で東に傾く断層面が伏在すること，(5) 断層帯南部も地下1 km以浅は切断されておらず，また深さ4 km以深では約20度で断層面が傾斜する可能性があること，などが明らかになった．

また，地震時の激しい揺れによって生じる液状化・噴砂は，古地震の特定や再来間隔の検討にとって重要な情報である．札幌周辺の液状化についても，古地震や，地盤条件との関係において記載されている（たとえば，伏島・平川，1996；羽坂ほか，1997；磯部ほか，1999）．豊平川扇状地の扇端付近にあたる北海道大学キャンパスおよびその周辺では，多くの地点で液状化・噴砂による堆積物とそれらの堆積構造が認められる．それらは，AD1739年噴火の樽前a火山灰層を挟在する黒ボク土～腐食土に覆われる．下位の堆積物には9世紀頃と推定される後期擦紋時代の遺物が含まれる．平川ほか（2000）は，この層準の噴砂の発生時期を12世紀～13世紀前後と推定している．恵庭市のカリンバ遺跡では，噴砂の断面構造を伴う典型的な噴砂丘が，考古遺跡の発掘によって現れた．その発生時期は噴砂丘を覆って形成された黒ボク土壌中の人間の生活跡（炉跡と焼土）とその年代（1322～1423 cal AD）を大きく遡ることはない判断できる（北海道恵庭市教育委員会，1998）．これらの12～13世紀前後の地震によって札幌周辺

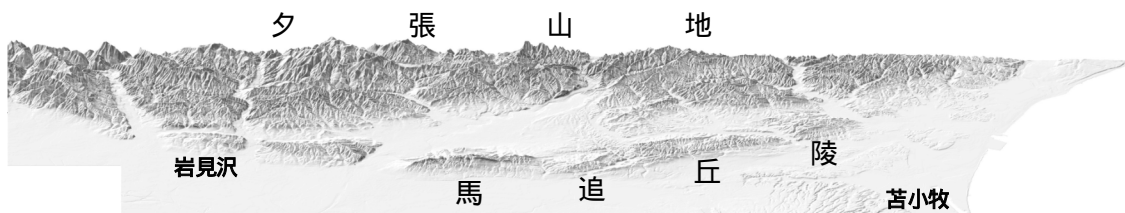


図3 石狩低地東縁断層帯の鳥瞰図．

国土地理院発行数値地図50mメッシュ（標高）を使用して作成．西から東を臨む．
高さ：3倍，俯角：25度，光の方向：北東から．

から恵庭にかけて広く発生した大規模な地層の液状化（伏島・平川, 1996; 平川ほか, 2000）が石狩低地東縁断層帯の地震によるものであるかどうかについては、今後検討が必要である。

3. 各図幅の断層帯の特徴

1) 岩見沢図幅

断層の走向は、幾春別川以北の本図幅北半部に位置する美唄～岩見沢で北東～南西、南半部の岩見沢～栗沢で北北東～南南西を示す(図1・3・4)。

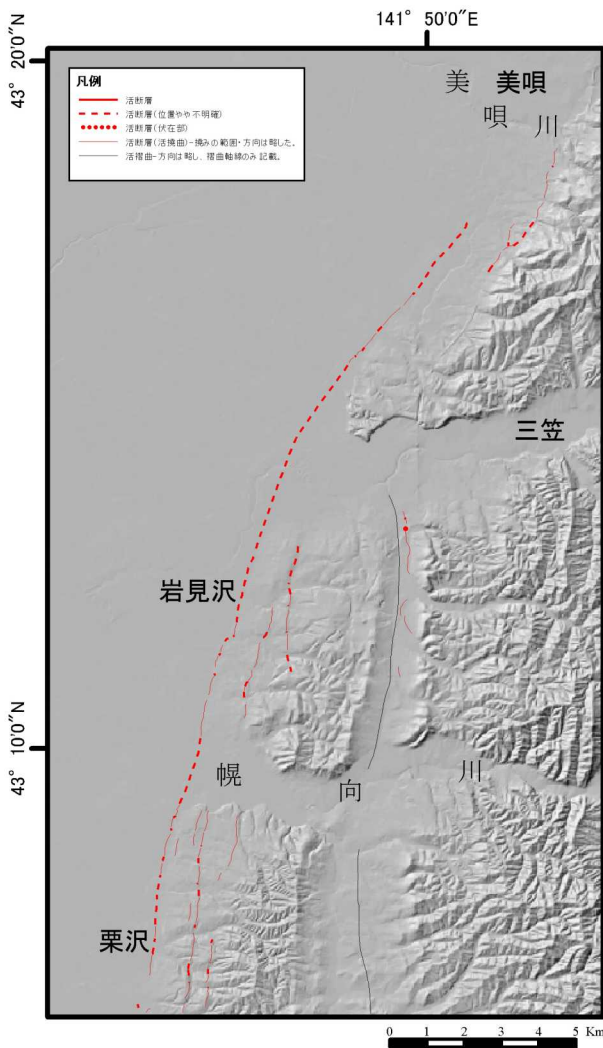


図4 「岩見沢」図幅の詳細図。

国土地理院作成の基盤地図情報（数値標高モデル）
10 mメッシュを使用して作成。

活断層研究会（1991）では、幾春別川よりも北の岩見沢～美唄の丘陵山麓線付近に東側隆起の岩見沢断層と栗沢断層の低断層崖が記載されている。池田ほか編（2002）は、丘陵西縁において主として海成面からなる地形面が西へ撓曲して沖積面に覆われる変形を根拠にして、丘陵西縁付近地下に

東傾斜の低角逆断層が伏在することと、丘陵内の逆向き低断層崖は丘陵西縁の主要断層から副次的に派生したバックスラストであることを指摘した。

断層帯前縁部の変動地形

最北部に位置する美唄川以南の山麓線付近（美唄駐屯地～専修大学短大）の高位段丘面上には、延長4 kmにわたり西向きの高比5 mの撓曲崖が河川の流向と直交した北東～南西走向で連続する。その南の峰延付近では、高位段丘面の西側に広がる海成面と考えられる中段丘面は、本来の緩傾斜に比べると北西へ向かってやや増傾斜し沖積面に覆われる。ここでの中段丘面西縁は、滑らかな上に凸の断面形をもった比高3-4mの撓曲崖となって沖積面と接する（写真1）。峰延北方の光珠内付近まで、この撓曲崖に連続する位置の沖積面上に東上がりの傾斜変換点が認められ、撓曲変形が完新世まで継続していることを示す。これよりさらに北延長の美唄川左岸の中段丘面上には、西への増傾斜が認められ、その延長部での変位を示すものかもしれない。



写真1 岩見沢北方（峰延付近）の中段丘面西縁に認められる比高3-4 mの撓曲崖。中段丘面（白い建物前の牧草地）が傾斜を増して沖積面（ソバ畑平坦面）に覆われる。北東を臨む（澤 祥撮影）。

幾春別川よりも南では、岩見沢丘陵、栗沢丘陵が長沼図幅まで連続し、丘陵中軸には背斜軸（岩見沢背斜、栗沢背斜）が南北に走り、新第三系は東翼、西翼ともに50-80度で急傾斜する（北海道開発庁, 1964a, 1964b）。丘陵西翼の海成面は、上位段丘、中段丘ともに西へ向かってやや増傾斜する。そして中段丘の西縁は、滑らかな上に凸の断面形を示す比高3-4 mの撓曲崖となって沖積面と接する。岩見沢市街地南部・同市耕成・同市栗沢付近の中段丘面（海成面）西縁は、東西の幅数100 m程度で西向きの明瞭な撓曲崖地形を介して沖積面と接する。比高は3-5 mである。栗沢の撓曲崖北方延長では、沖積面上に東上がりの傾斜変換点が延長1 kmにわたり認められるので推定活断層とした。

なお、幾春別川は、岩見沢丘陵を横断する区間で沖積面を5-7 m程度下刻し先行谷状に流れてお



写真2 馬追丘陵と周辺の地形・長沼北方から南を臨む。(八木浩司撮影)

一方、丘陵西縁から1 kmほど東側の高位段丘面には、東向き比高5 mの緩斜面からなる崖が南北走向で2条から3条連続し、高位段丘面西縁付近は東西の幅1-2 kmで膨らんでいる(図4)。

2) 長沼図幅

本図幅は、栗沢丘陵南端部および馬追丘陵北半部の西縁部に分布する領域を含む(図5)。同縮尺で発表された従来の活断層図(池田ほか編, 2002; 中田・今

り、丘陵西翼の撓曲崖の完新世での成長を反映したものであるかもしれない。以上のような主として撓曲崖からなる変動地形は、丘陵西縁よりさらに西(低地)側にまで東傾斜の主断層(低角逆断層)の変位がおよんでおり、しかもそれらは完新世以降も活発に活動していることを示す。

断層帯上盤側の変動地形

岩見沢丘陵、栗沢丘陵の東(夕張山地)側には、南北走向の凹地が長沼図幅まで連続し、凹地を挟んだ東西の新第三系の変形(30~80度の急傾斜)から凹地中軸に向斜(志文向斜、茂世丑向斜)が推定される。凹地の東西の幅は南に行くにしたがい広くなり、向斜軸が南へ向かってブランチしていることがうかがえる。

岩見沢丘陵と栗沢丘陵には、海成面と考えられる上位面・中位面が保存よく広がる(小池・町田編, 2001)。これらの海成面は丘陵の背斜・向斜構造と調和して変形し、褶曲構造が第四紀後期以降も活動している活褶曲であることを示す。特に、丘陵東側の向斜谷に面した高位面は、東へ向かって20度以上で増傾斜し、変形が顕著である(写真3)。上志文における向斜谷を横断する場所に位置する幌向川右岸の河成段丘(下位段丘面)は、背斜東翼の変形と調和して上流部へ向かって逆傾斜する。この段丘は現河床から5 m強の比高であることから考えて、数万年程度比較的新しいものと推察され、向斜変形が最近まで継続していることを示す。

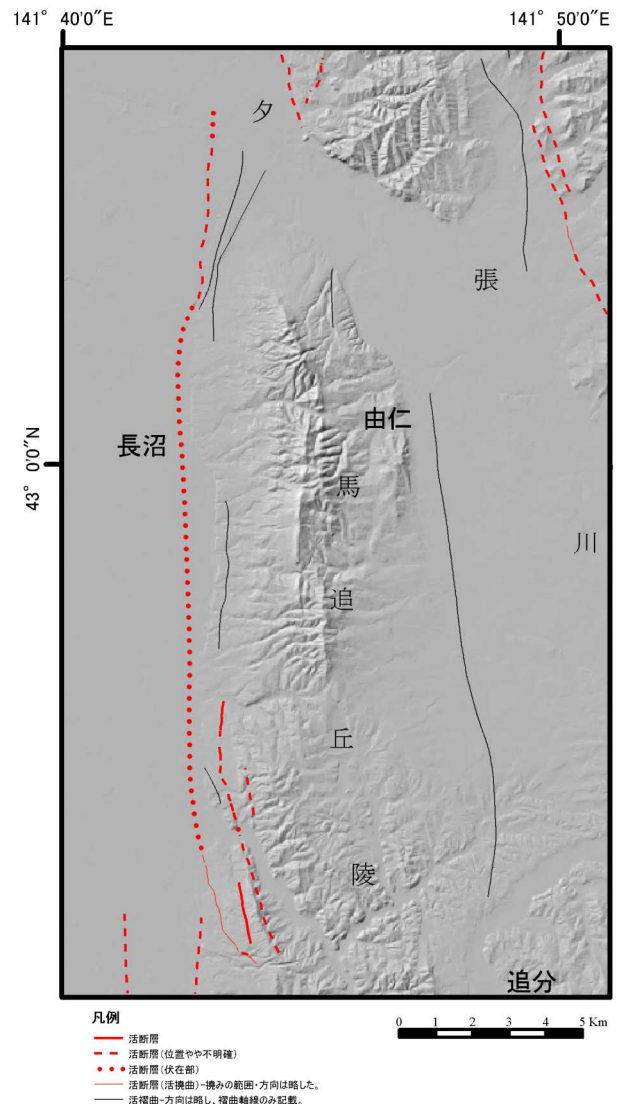


図5 「長沼」図幅の詳細図。
国土地理院作成の基盤地図情報(数値標高モデル) 10 mメッシュを使用して作成。

泉編, 2002) と比較して, 断層帯の意味づけを大きく異にするものではない. その一方で, 細部においてはいくつかの重要な変更点がある. 以下では, 従来の活断層図との違いに留意しながら, 本図幅に示された活断層・活褶曲などの変位地形について概略を説明する.

断層帯前縁部の変動地形

石狩低地東縁断層帯は, 衝突帯の変形フロントに形成された典型的な前縁盆地型の褶曲衝上断層帯である. そのことをふまえた上で図幅をみると, 活断層などの記号の意味を理解しやすい. 馬追丘陵を構成する新第三系・古第三系は, 主断層から分岐する複数のスラストシートが折り重なるかなり複雑な構造を呈しているが, 大局的にみると東傾斜の低角逆断層(衝上断層)の上盤側に形成された, 前翼部(西翼部)が急傾斜, 後翼部(東翼部)が緩傾斜の非対称背斜構造からなる(図6; 産業技術総合研究所, 2007; 石山ほか, 2008). 馬追丘陵の前翼部にあたる丘陵西麓部に分布する中位・下位段丘面は, 西に傾動ないしは撓曲・背斜・向斜変形を呈しつつ, 西側に広がる沖積低地面(石狩低地の平野面)と西向き段丘崖をもって接するか, その下に没している. 図の赤破線および赤点線で示された活断層は, このような地形境界部に描かれている. 赤点線で示された部分は, 中位段丘面の変形から活断層の存在を示す証拠は認められるものの, 最近の河川の側方浸食によってその新期の活動の証拠が消失したと考えられる部分である. また, 図幅南部では中位・下位段丘面をおおって分布する支笏火砕流堆積面を西向きに変形させる傾動・撓曲崖が発達している. このように, 丘陵西縁部に記載された東側隆起・西側低下のセンスを示す変動地形は, 主断層である東傾斜の衝上断層のすべりを直接的に示すものである.

一方, 馬追丘陵西麓部の段丘面を変位させる東側低下の活断層は, 基本的には主断層のすべりに伴う上盤側の背斜構造の成長により生ずる層面すべり断層などの副次的な断層であり, その上下変位量は東側隆起・西側低下の変位地形にくらべてはるかに小さい.

本図幅で新たに示した最も重要な点は, 夕張川左岸, 馬追丘陵北端部に完新世後期の地形面を西向きに変形する撓曲崖地形を見出し, その崖線を赤波線(活断層; 位置やや不明瞭)で図示したことである. 本断層帯は一般に完新世の活動性を示す地形に乏しく, これまで特に東傾斜の主断層である伏在衝上断層のすべりを直接的に反映する西向き撓曲崖地形が完新世に活動した地形的な証拠は示されてこなかった. 今回, 馬追丘陵の北西縁

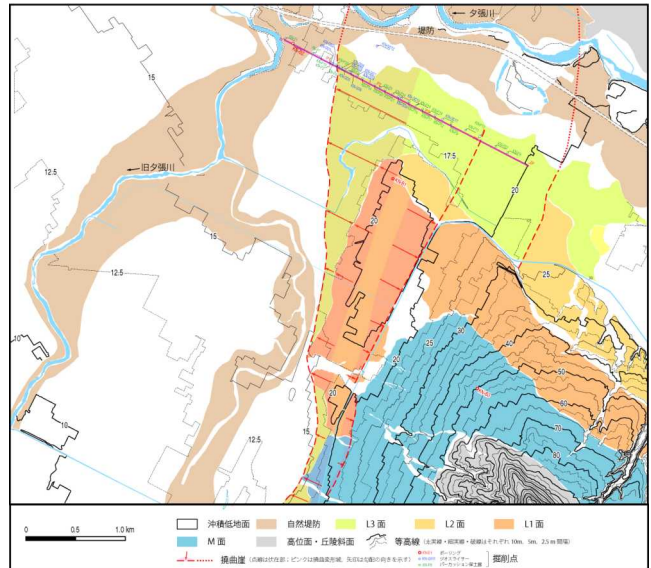


図7 断層帯主部・長沼町北長沼におけるジオスライサー・ボーリング掘削調査地点(産業技術総合研究所, 2007; 石山ほか, 2008). 基図は国土地理院発行の国土基本図を使用. 活断層の位置の推定および段丘面の区分には1940年代および国土地理院60年代撮影の空中写真(1/4万および1/2万)を使用.

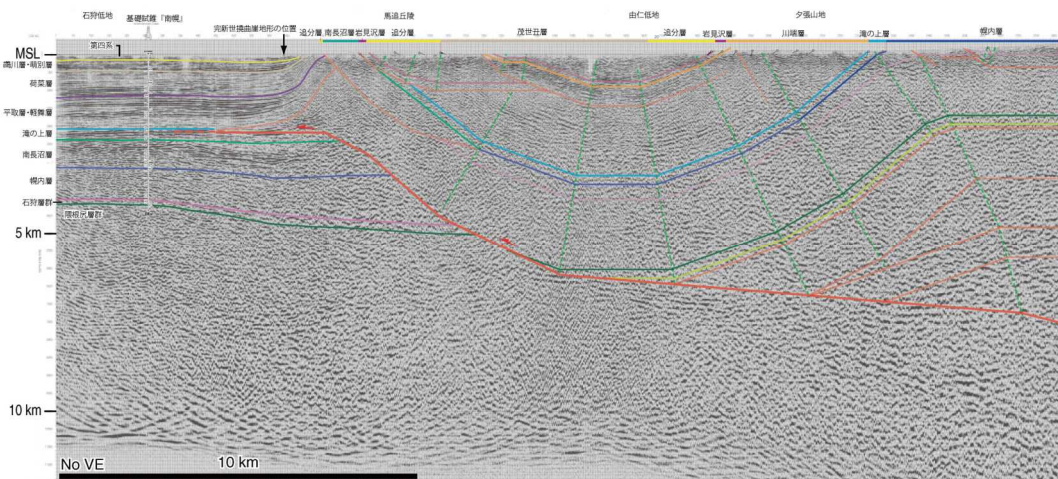


図6 H91-2の再解析深度断面の解釈(産業技術総合研究所, 2007; 石山ほか, 2008).

部において, 従来報告のあった更新世後期の段丘面を変形させる撓曲崖地形(池田ほか編, 2002; 中田・今泉編, 2002)の延長線上に, 完新世後期の地形面を変形する撓曲崖地形が見出されたことは, 本断層帯が比較的

新しい過去に地表面を变形させる規模の地震を発生させたことを示すものとして重要である。

図7に夕張川左岸 馬追丘陵北端部の詳細地形分類図を示す(産業技術総合研究所, 2007; 石山ほか, 2008)。断層帯主部の地表位置は, 池田ほか編(2002)および中田・今泉編(2002)ではM面およびL1面の西縁を画する崖地形付近に記されていた。今回, 新たに米軍および地理院が撮影した1940~60年代の縮尺約4万~2万分の1空中写真を詳細に判読し, 断層帯主部の变形フロントの位置を再検討した。池田ほか編(2002)および中田・今泉編(2002)が指摘した断層線の北方延長部の, 旧夕張川が形成した沖積低地面上に非常に新しい撓曲崖地形を見出した。この完新世の撓曲崖地形は, 水平距離2.7 kmで比高約2 mと非常に微細であるが, 沖積低地面と1 m程度の比高で高位にあるL3面を西向きに撓曲变形させ, L3面は撓曲崖をもって旧夕張川の沖積低地面と接している。また, 撓曲崖基部より東側のL3面は, 高位のL1・2面と調和的に波状变形を受けている。このことは, L3面と沖積低地面の間の段丘崖の比高が背斜軸部で増大するのに対して, 向斜軸部や撓曲崖線に向かっては減少することからもわかる。变形する沖積面(L3面)は現河床よりも約7 m高位にあり, 現在は離水している。しかしL3面より低位の沖積低地面は, ごく最近まで洪水時には河川が氾濫しており, 撓曲崖地形が非常に新しいことを示している。

この完新世撓曲崖を構成する完新統の層相・層序・分布と構造を明らかにする目的で, 撓曲崖を横断する測線でジオスライサー, ハンディジオスライサーおよびパーカッション式採土器を用いた掘削調査が行われた(図8; 産業技術総合研究所, 2007; 石山ほか, 2008)。その結果, 江戸時代の1739年に噴出した樽前a火山灰を挟む旧夕張川の氾濫原堆積物が撓曲变形していることが明らかと

なった。また, これより下位の地層も累積的に变形をしていることがわかった。撓曲崖地下に分布する地層の堆積構造と火山灰層序, 14C年代に基づき堆積年代を詳細に検討した結果, 断層帯主部における最新活動はAD1739年(樽前a火山灰降下)以降, これより一つ前の活動は約1300-2400年前と推定された。

なお, この完新世の撓曲崖線を横断して行われた反射法地震探査の再解析結果によれば, 撓曲崖の地下には東傾斜の逆断層が伏在している(図6)。ただしその先端は深く, 地表まで到達していない。また, 伏在逆断層の折れ曲がり起因して形成された向斜軸跡は撓曲崖線(破線)よりも平野側に位置している。したがって, 本図幅で示された石狩低地東縁断層帯の地表位置は, あくまで地下に伏在する逆断層のすべりによって形成された地表变形(あるいは変形の地形的証拠)の位置を示しており, 断層面先端が地表に到達した位置を示している訳ではないことに留意する必要がある。

断層上盤側の変動地形

馬追丘陵と夕張山地に囲まれた由仁低地は, 馬追背斜の東側に位置する向斜(追分向斜の北延長部)にあたり, 構造的な低所である。この向斜構造は現在でも成長しており, このことは由仁町市街地をのせる夕張川右岸の下位段丘面が向斜状に变形するほか, 上位段丘面も同様の变形を示すことでわかる。この向斜構造は, 下に凸の形状を示す衝上断層のすべりによって成長しており, 馬追丘陵の背斜構造の成長とセットで考えることが必要である。

このほか, 本図では夕張山地西縁部の段丘面に東側隆起・西側低下の活断層を記載した。これは継立(つぎたて)断層(佐々ほか, 1964)とよばれる, 鮮新統を切る断層とほぼ一致しており, その最近の活動を示すものとみてよい。また, 川端

層の撓曲構造の西側を画する築別向斜(佐々ほか, 1964)に沿っても中位・下位段丘面の向斜状变形が見られる。反射法地震探査の再解析結果(産業技術総合研究所, 2007; 石山ほか, 2008)によれば, 継立断層

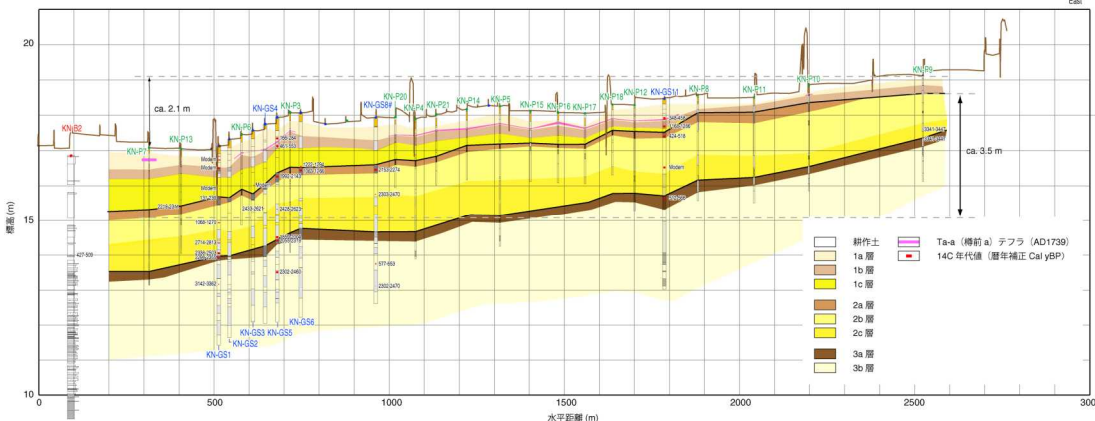


図8 断層帯主部・長沼町北長沼における完新世撓曲崖を横断する地質断面図 (産業技術総合研究所, 2007; 石山ほか, 2008)。

は夕張山地西麓部を構成し西向きに急傾斜する中新統・川端層中に収斂するようにみえる。また、川端層の撓曲構造は西傾斜の主断層の上盤側に、複雑に切断・変形された白亜系が構成するアンチフォームに関連して形成されている。これらのことは、夕張山地西麓部を構成する川端層の雄大な西向きの撓曲構造が、馬追背斜を形成した主断層たる西傾斜の衝上断層のすべりによって成長していること、継立断層は、撓曲構造の成長にともなって形成された層面すべり断層であることを示している。川端層は、衝突時に形成された沈降帯を充填する厚いタ - ピダイトであり(川上ほか, 1999)、複数枚の凝灰岩をはさむことから、構造の成長に伴う層面すべりが発生しやすい岩相である。このように、継立断層は夕張山地そのものやこれを構成する撓曲構造を直接的に形成するような断層ではなく、むしろこれらの成長にともない活動する副次的な断層であると考えられる。

3) 千歳図幅

変動地形の概要と主要な課題

千歳市から苫小牧市にかけての地域では、約40-42 kaころの支笏カルデラの形成に伴って流出した支笏火砕流が馬追丘陵西縁まで広く分布する(図9)。また、支笏火砕流の基底面高度の分布も詳しくわかっており(広田ほか, 1996)、支笏火砕流は当時の地形を埋めて厚く堆積したことを示す。すなわち、馬追丘陵より西側の地表面は基本的には支笏火山の山麓の緩傾斜面に起源があると見ることができる。しかし、この支笏火砕流による火山斜面は、千歳空港付近から南については、南北方向に延びる美々川の谷より東側で、火山山麓斜面の等高線配列を示さなくなる。それは過去約4万年間における侵食や、地殻変動に伴う変位、変形によると考えることができる。

石狩低地帯南部の馬追丘陵周辺では、西縁付近に活断層が認定されてきた(活断層研究会, 1991)。それらは、丘陵のほぼ西縁に沿う馬追断層およびその西に並走する嶮淵断層(活断層研究会, 1991; 北海道, 2001)で、いずれも東側を向いた低断層崖の地形を伴う。これら両断層を含む幅1 kmほどの支笏火砕流の堆積面は西(支笏カルデラ側)へ撓み下がる変形(活撓曲)が明瞭である。しかし、苫小牧市東部で実施された反射法地震探査(浅野ほか, 1990)によって活断層はさらに西方に移動している可能性があることがわかってきた。このような背景を考慮して苫小牧東方の勇払原野低地において実施された佐藤ほか(1998)による反

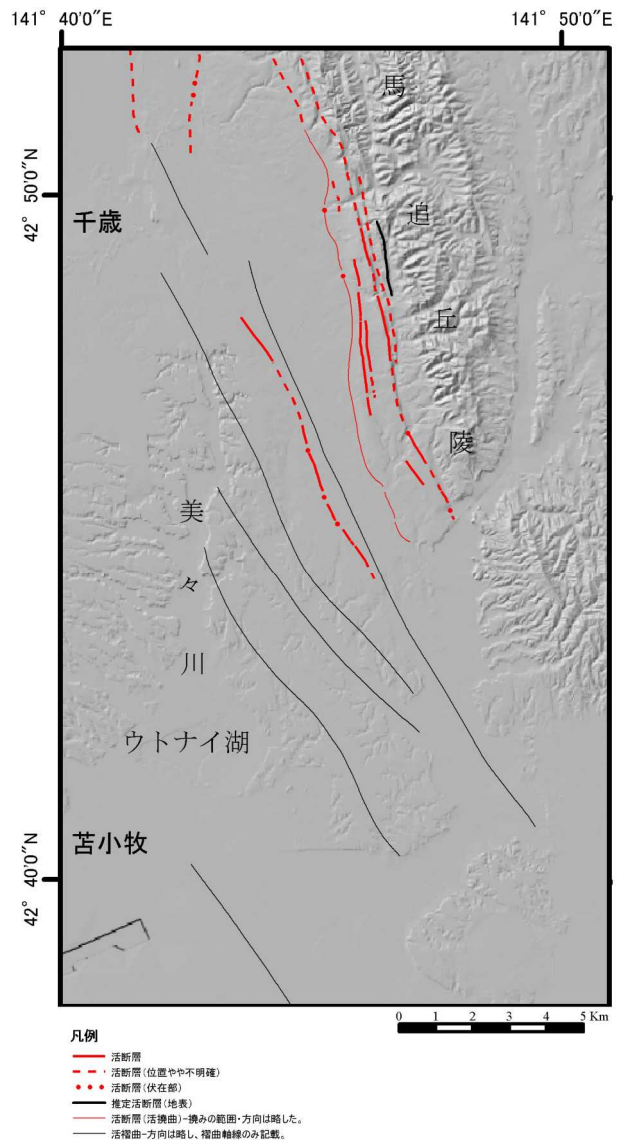


図9 「千歳」図幅の詳細図。

国土地理院作成の基盤地図情報(数値標高モデル)10 mメッシュを使用して作成。

射法地震探査は伏在活断層に伴う地層の変形構造を明らかにした(図10)。この構造は、すでに勇払背斜とよばれている(伊藤, 1999)。

新期の変動を示す地形の分布とその意味

支笏火砕流堆積以降の過去約4万年間の地殻変動の証拠は、5000分の1国土基本図15葉を縮小・集成し、すべての等高線(2.5 m間隔)の配列、形状を判読・検討して得られた。これらについては、

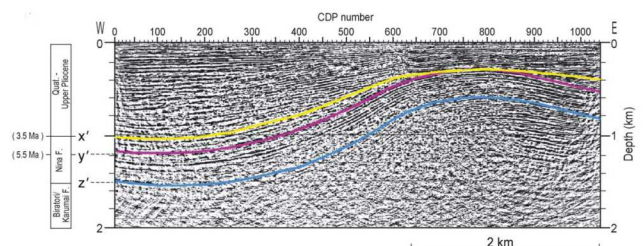


図10 勇払低地で得られた反射断面(Kato et al, 2004)。

池田ほか編(2002), 平川・越後(2002)に多少の修正を加えたが, 本質的な変更はない。

火砕流堆積物の地表面の標高はほぼ美々川の谷を境にして東西両側で系統的に異なる。すなわち, 谷の西では, 火山斜面の地形が徐々に低下してきて海拔20-25 mを示すのに対して, 東では, 25 m, 27.5 m の等高線が閉曲線を示すとともに, いくつかの29-30 m 前後の独立標高点が南北方向に配列している。したがってそれらの間の高度差は最大10 mほどになる。さらに等高線の配列と高度, 谷地形を詳しく検討すると, 美々川の谷の東側~馬追丘陵西縁の間には 北北西~南南東方向に延び, 西へわずかに凸の平面分布形を示すそれぞれ二条の隆起域と沈降域があり, 火砕流台地および浅い河川性低地~湿地の地形の発達と分布を制約してきたことが認められる。それらは図で活褶曲(背斜および向斜)として示されている。向斜軸は馬追丘陵の西縁からおよそ2 kmおよび5 km, 背斜軸は4 kmおよび6.5 kmの位置にあり, 褶曲の波長は2~2.5 kmである。これらの背斜軸および向斜軸の分布は, 馬追丘陵西縁の東向きの低断層崖を伴う活断層(馬追断層, 剣淵断層)および支笏火砕流に変位・変形をもたらしている活撓曲とほぼ並走する平面パターンを示す。なお東向きの低断層崖の地形が, 東側の向斜軸近くに, 向斜軸と並走して約7.5 kmにわたって新たに認定されている(産業技術総合研究所, 2007; 石山ほか, 2008)。

これらの背斜軸と向斜軸はそれぞれ支笏火砕流台地と低地の発達, 分布の大略を決めている。南南東方向に伸びる半島状の火砕流台地は, 中軸部は縁辺に対して2.5-5 mほど膨らんでいる。西側の背斜構造についてみると, ウトナイ湖南東方では, 西翼は5 m/2 km 程度で撓み下がるのに対し, 東翼では2.5 m/2 km 程度で, 西急東緩のようにみえる。火砕流台地表面の西急東緩の変形は東側の背斜軸に沿っても同様にみられる。現在の遠浅川はこの背斜部を切り通し, 先行谷の発達が始まっ

ているが, 現在の流路に至る過程で放棄された先行谷もあり, いわゆる風隙地形となっている。支笏火砕流堆積以降に発達した新しい先行性の谷は, 遠浅川やフモンケ川など馬追丘陵から流れ出す河川が, 丘陵西縁の馬追断層, 剣淵断層の断層崖ならびに活撓曲で明瞭にみられる。このような先行谷あるいは向斜軸に調和する低地, 湿地の分布は, 上述の活撓曲, 活褶曲の成長と密接に関わっているにちがいない。

浅野ほか(1990)の反射法地震探査断面に見られる伏在褶曲は, 西側の背斜構造を捉えており, この褶曲はすでに支笏火砕流の地表面に上述のような変位・変形をもたらしている。この背斜に関わる変形のさらに5 km西方, 馬追丘陵の西縁からおよそ10 km以上の位置の地下には, 向斜構造がやはり反射法地震探査によって確認されているが, 沖積平野の地表面を变形させるまでには至っていない。

以上のような活褶曲の先端はどこに位置するのだろうか。このことに関連して, 検討すべき事実がある。それは, 恵庭市から苫小牧市を結ぶあたりに西へ急低下する谷あるいは撓曲斜面の地形が支笏火砕流によって埋められた地形として認められていることである。この埋没地形は, 過去の石狩川の河谷と解釈されている(道立地下資源調査所, 1996)。しかし, 千歳図幅に表されている活褶曲の分布は, この支笏火砕流に埋もれた地形の急変部が日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯の主断層の最前縁部に相当する可能性について検討すべき課題であることを示すと考える。既存の反射断面の再解析からは, 断層帯主部は少なくとも地下2 km 以浅は断層により切断されておらず, 地下6 km 以深に約10°と低角で東に傾く断層面が伏在することから, 主断層は地下1 km 以浅は切断されていない可能性がある(石山ほか, 2008)なお, これらの活褶曲は日高沖海域底へも続くと考えられる(伊藤, 2000)。

4. 引用文献

- 浅野周三・島悦三・松田時彦・吉井敏剋・斉藤正徳・岡田 広・小林啓美・瀬尾和大・入倉孝次郎・羽鳥武文・朝倉夏雄・田村八洲夫・井川 猛・高橋明久・森谷武男・笹谷 努・松島 健・梅戸在明・岩田知孝(1990): 地震動予測精密化のための地下深部構造の研究。文部省科学研究費自然災害特別研究成果 (No. A~63~3), 163 p.
- 吾妻 穰(1962): 石狩低地帯の地下構造。石油技術協会誌, 27, 345-382.
- 伏島祐一郎・平川一臣(1996): 北海道大学構内で観察された液状化跡—先史地震と液状化構造形成過程の解読—。活断層研究, 14, 9-18.
- 羽坂俊一・磯部一洋・下川浩一・七山太(1997): 札幌付近で発見された多数の液状化跡と表層地質の関連性。地質ニュース, 520, 16-29.
- 平川一臣・上屋真一・中村有吾・伏島裕一郎(2000): 石狩低地帯の液状化跡に関する資料。活断層研究, 19, 55-58.
- 平川一臣・越後智雄(2002): 石狩低地帯南部・馬追丘陵西縁の伏在活構造に関わる地形の変形。活断層研究, 22, 63-66.
- 広田知保・和田信彦・小原常弘・村山泰司・深見浩司・丸谷薫(1996): 北海道の地下水資源—石狩低地帯主部。地下資

- 源調査所調査研究報告27, 91 p.
- 北海道(2001):「石狩低地東縁断層帯 活断層図とその解説」.北海道活断層図No.3, 157 p.
- 北海道恵庭市教育委員会(1998):カリンバ2遺跡第 . . . 地点.北海道恵庭市発掘調査報告書, 433 p.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 編(2002):第四紀逆断層アトラス.東京大学出版会, 254 p.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文(1996a):1:25,000都市圏活断層図「江別」.国土地理院技術資料. D. 1- No. 333.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文(1996b):1:25,000都市圏活断層図「恵庭」.国土地理院技術資料. D. 1- No. 333.
- 池田安隆・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志・平川一臣(1997):北海道の主要活断層帯の高精度マッピングとアクティブ・テクトニクスに関する新知見.日本地震学会講演予稿集, C-57.
- 石田正夫・曾屋龍典(1980):20万分の1地質図幅「札幌」.地質調査所.
- 石山達也・杉戸信彦・越後智雄・平川一臣・東郷正美・古澤 明・木下博久(2008):石狩低地東縁断層帯の古地震活動・平均変位速度と地下構造.地球惑星科学連合2008年大会, S141-004.
- 磯部一洋・羽坂俊一・下川浩一・七山太(1999):札幌付近における浅層地質類型図と液状化の存否.地質調査所月報, 50(2), 83-90.
- 伊藤谷生(1999):北海道におけるアクティブテクトニクスの現フェイズはいつ始まったのか?.月刊地球, 21, 608 ~ 613.
- 伊藤谷生(2000):日高衝突帯~前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造.石油技術協会誌, 65, 103-109.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003):石狩低地東縁断層帯の長期評価について.
<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>
- 垣見俊弘(1958):5万分の1地質図幅「石狩」および説明書.47p, 地質調査所.
- Kato, N., Sato, H., Orito, M., Hirakawa, K., Ikeda, Y. and Ito, T. (2004): Has the plate boundary shifted from the central Hokkaido to the eastern part of the Sea of Japan?. Tectonophysics, 388, 75-84.
- 加藤直子・佐藤比呂志・松多信尚・平川一臣・越谷 信・宮内崇裕・戸田 茂・加藤 一・蔵下英司・越後智雄・三縄岳大・永井 悟・荻野スミ子・鏡 顕正・川中 卓・井川 猛(2002):日高衝上断層系前縁部・馬追丘陵西縁を横切る反射法地震探査.地震研究所彙報, 77, 111-121.
- 活断層研究会編(1991):「新編日本の活断層-分布図と資料-」.東京大学出版会, 437p.
- 川上源太郎・吉田孝紀・臼杵 直(1999):北海道中央部穂別地域の中中部中新統川端層—堆積システムと供給源に関する予察的検討—.地質学雑誌, 105, 673-686.
- 香束卓郎・菊池伸輔・伊藤谷生(2002):日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造:石油公団日高測線(H91-2,3)反射記録の再処理と再解釈.地震研究所彙報, 77, 97-109.
- 小松原 琢・安斎正人(1998):石狩丘陵の更新世地殻変動.季刊地理学, 50, 311-328.
- 栗田裕司・横井 悟(2000):中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成.石油技術協会誌, 65, 58-70.
- 町田 洋・新井房夫(2003):新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺.東京大学出版会, 336 p.
- 松下勝秀(1971):5万分の1地質図幅「江別」および同説明書.北海道立地質資源調査所, 26p.
- 長尾捨一・小山内熙・酒匂純俊(1954):5万分の1地質図幅「夕張」および同説明書.北海道立地質資源調査所, 31p.
- 中川 充・渡辺 寧・紀藤典夫・酒井 彰・駒沢正夫・広島俊男(1996):20万分の1地質図幅「夕張岳」.地質調査所.
- 中村有吾・平川一臣(1999):札幌市内の考古遺跡における樽前 a, 白頭山苫小牧テフラの発見とその意義.第四紀研究, 38, 345-348.
- 中田 高・今泉俊文編(2002):「活断層詳細デジタルマップ」.東京大学出版会, DVD-ROM2枚・60p.
- 産業技術総合研究所(2007):石狩低地東縁断層帯の活動性および活動履歴調査.「基盤の調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18-8, http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/tsuika_hokan/index.htm.
- 佐々保雄・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.北海道立地質資源調査所, 198p.
- 佐藤比呂志・平川一臣・池田安隆・折戸雅幸・井川 猛(1998):苫小牧市勇弘の伏在活断層.石油技術協会誌, 63, 323-324.
- 佃 栄吉・下川浩一・杉山雄一・横倉隆伸・阿蘇弘生(1993):北海道馬追丘陵下のブラインドスラストの評価.日本地質学会第100年学術大会講演要旨集, 505.
- 脇田浩二・井川敏恵・宝田晋治(編)(2009):20万分の1日本シームレス地質図データベースDVD版.数値地質図G-16, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

5. 使用空中写真・地形図及び作成委員会等

1) 使用空中写真・地形図

空中写真

米軍4万:M10-1-2, M1079, M1102-A, M1144-A, M1150, M1182-A, M458, M465, M467, M469, M477, M503, M516, M528, M531, M570, M584, M593, M594, M596, M598, M615, MI-S-3

米軍1万:M189, M291, M149, M192, R248, R249, R246, R345, R342, R240, M139, R341, M159, R266(No.2)

国土地理院2万:HO-63-2X, HO-66-2X, HO-66-4X, HO-66-5X

国土地理院 1万：HO-61-2,HO-62-2

国土地理院 1万カラー：CHO-76—1,CHO-76-2,CHO-76-3,CHO-76-6,CHO-75-9

地形図

1/2.5万地形図

「岩見沢」：市南、美唄、幾春別、上幌向、岩見沢、三笠、栗沢、上志文、美流渡

「長沼」：栗沢、上志文、長沼、栗山、南長沼、三川、長都、追分

「千歳」：長都、追分、千歳、早来、ウトナイ湖、遠浅、勇払、上厚真

2) 全国活断層帯情報整備検討委員会

委員会の開催

第1回委員会平成20年5月24日(土)(社)日本測量協会

第2回委員会平成20年9月27日(土)(社)日本測量協会

第3回委員会平成21年3月4日(水)(社)日本測量協会

「石狩低地東縁断層帯とその周辺」の作成委員(平成20年度)

全体のとりまとめを担当した委員

氏名	所属
池田 安隆	東京大学大学院理学系研究科准教授
石山 達也	東北大学大学院理学研究科助教
今泉 俊文	東北大学大学院理学研究科教授
澤 祥	鶴岡工業高等専門学校教授
東郷 正美	法政大学社会学部教授
平川 一臣	北海道大学大学院教授
宮内 崇裕	千葉大学大学院理学研究科教授
八木 浩司	山形大学地域教育文化学部教授

国土地理院

防災地理課長 田中庸夫
課長補佐 長谷川 学
技術専門員 星野 実
専門職 高橋 広典
係長 吉武 勝宏

連絡先

国土地理院地理調査部防災地理課
郵便番号305-0811 茨城県つくば市北郷1番
電話：029(864)1111(代表)

この解説書を引用する場合の記載例

石山達也・平川一臣・澤 祥(2010)：1:25,000都市圏活断層図 石狩低地東縁断層帯とその周辺「岩見沢」
「長沼」「千歳」解説書．国土地理院技術資料D・1 - No.539．