

サロベツ断層帯の長期評価について

平成19年11月21日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について ―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（平成11年4月23日）を決定し、この中において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、また「陸域の浅い地震、あるいは、海溝型地震の発生可能性の長期的な確率評価を行う」とした。

地震調査委員会では、この決定を踏まえつつ、平成17年4月までに陸域の活断層として、98断層帯の長期評価を行い公表した。

その後、「今後の重点的調査観測について」（平成17年8月30日 地震調査研究推進本部）の中で、新たに基盤的調査観測の対象とすべき12の活断層帯が挙げられた。

今回、このうちサロベツ断層帯について、現在までの研究成果及び関連資料を用いて評価し、とりまとめた。

評価に用いられたデータは量及び質において一様でなく、そのためにそれぞれの評価の結果についても精粗がある。このため、評価結果の各項目について信頼度を付与している。

サロベツ断層帯の評価

サロベツ断層帯は、北海道北部の宗谷丘陵西縁に分布する活断層帯である。ここでは、平成 17 年度に産業技術総合研究所によって行われた調査をはじめ、これまで行われた調査研究成果に基づいて、この断層帯の諸特性を次のように評価した。

1. 断層帯の位置及び形態

サロベツ断層帯は、北海道天塩郡豊富町（とよとみちょう）から同郡幌延町（ほろのべちょう）を経て、同郡天塩町（てしおちょう）に至る断層帯である。全体の長さは約 44 km で、概ね北北西－南南東方向に延びる。なお、本断層帯に認められる地表の変位地形は、地下に伏在する東傾斜の断層のずれによる褶曲の成長の結果生じたものと考えられることから、本評価においては、個々の変位地形についてではなく、推定される地下の伏在断層を評価することとした。本断層帯は、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層と推定される（図 1、図 2 及び表 1）。

2. 断層帯の過去の活動

サロベツ断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は、0.7 m/千年以上であった可能性がある。過去の活動時期は、約 5 千 1 百年前以後、約 4 千 5 百年前以前であった可能性があるが、これが最新活動であるかどうかは不明である。平均活動間隔は、約 4 千－8 千年であった可能性がある（表 1）。

3. 断層帯の将来の活動

サロベツ断層帯は、断層帯全体が 1 つの区間として活動する可能性がある（表 1）。サロベツ断層帯では、マグニチュード 7.6 程度の地震が発生する可能性があり、その際に断層帯近傍の地表面では、3－4 m 程度の隆起が生じる可能性がある（表 1）。サロベツ断層帯では、最新活動時期を十分特定できてはいないが、少なくとも約 5 千 1 百年前以後に最新活動があった可能性があることから、通常の活断層評価の手法により最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する確率を求め、表 2 に示した。本評価で得られた地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、本断層帯は、今後 30 年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる（注 1、2）。

4. 今後に向けて

サロベツ断層帯で認められる変位地形は、いずれも地下に伏在する逆断層のずれに

伴う褶曲の成長と、これに伴う隆起の結果形成されたものと考えられる。本評価では、断層面の形状を評価するにあたり、既存の反射法弾性波探査断面の解析結果などを用いて、地下の褶曲構造も考慮した。しかし南北への延長の可能性、特に南側の更岸背斜への延長の可能性については今後の検討が必要である。また、本断層帯の南北には、それぞれ海底に延びる活構造が知られており、それらとの関連性について検討する必要がある。

本断層帯では、最新活動時期を特定できていないため、将来における地震発生の可能性について十分な検討ができない段階にある。よって、過去の活動履歴に結びつく資料を蓄積していく必要がある。

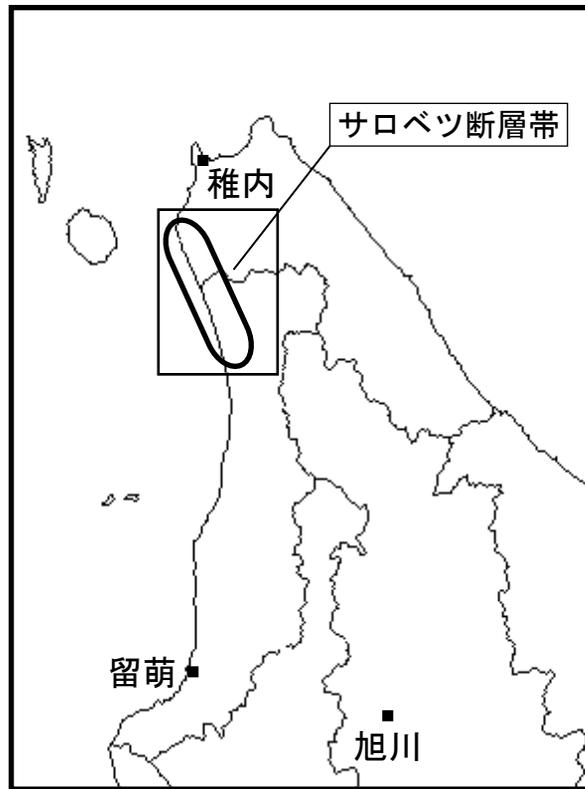


図1 サロベツ断層帯の概略位置図
(長方形は図2の範囲)

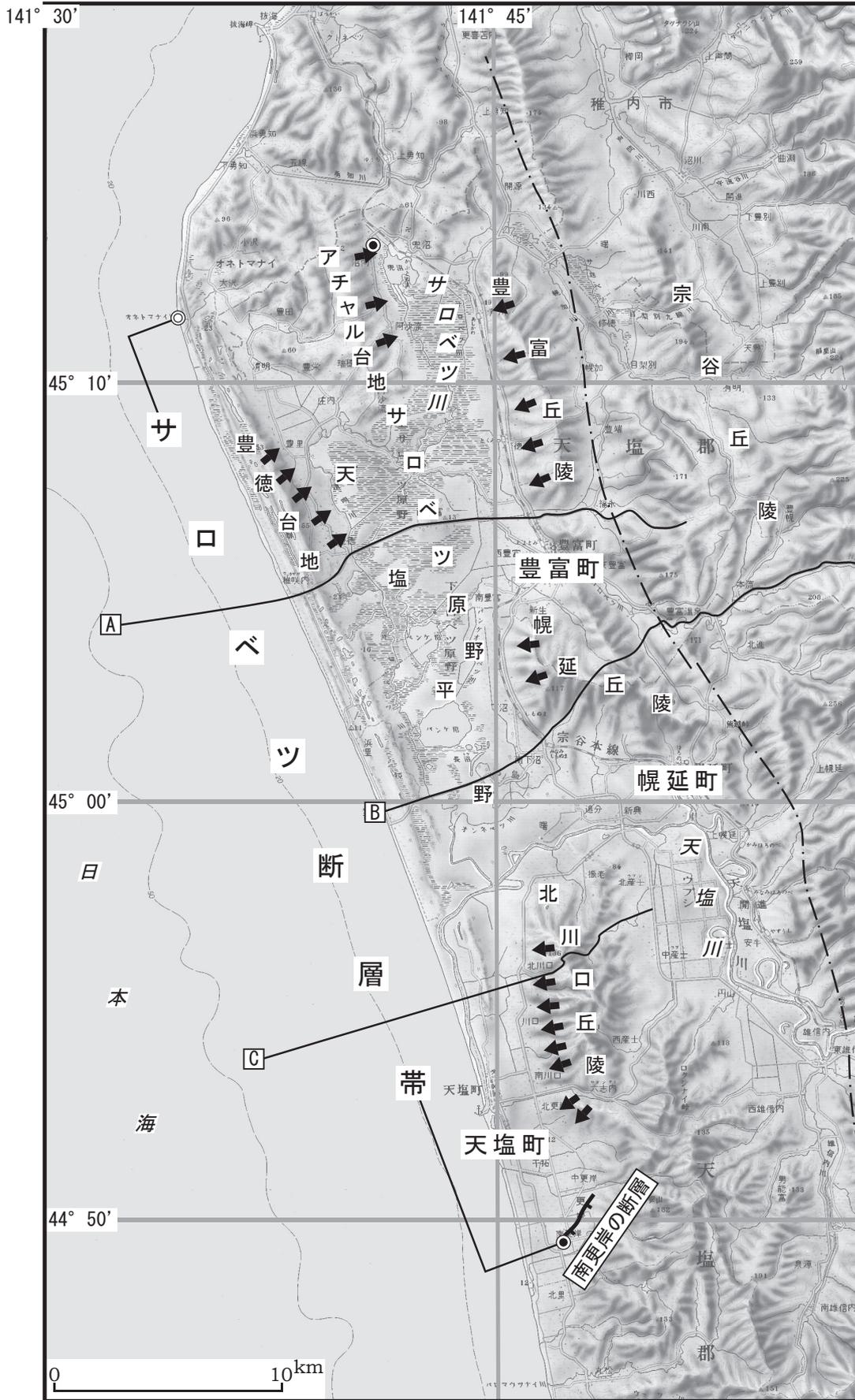


図2 サロベツ断層帯の位置と主な調査地点
 A-C : 反射法弾性波探査測線 A, C : 文献6 B : 文献2
 ◎ : 断層帯の北端と南端 ◎ : 地下における断層面の北端
 ▲ : 活傾動 (矢印は地形面が傾き下がる向きを示す)
 断層の位置は文献5, 地形面の傾動は文献4に基づく.
 一点鎖線は文献1に示された大曲断層 (地質断層).
 基図は国土地理院発行数値地図200000「天塩」を使用.

表1 サロベツ断層帯の特性

項目	特性	信頼度 (注3)	根拠 (注4)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 断層帯を構成する断層	サロベツ原野周辺に伏在する断層、南更岸（みなみさらきし）の断層		文献4、5による。
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 （北端）北緯 45°13′ 東経 141°41′ （南端）北緯 44°49′ 東経 141°47′ 長さ 約 44 km	△ △ △	文献4、5による。位置は図2から計測。 海岸線に平行な方向に投影して計測。
	地下における断層面の位置・形状 長さ 地表での長さと同じ 上端の位置 （北端）北緯 45°12′ 東経 141°34′ （南端）北緯 44°49′ 東経 141°47′ 上端の深さ 2 - 7 km 一般走向 N20° W 傾斜 主として低角度東傾斜、深部では不明（大曲断層の深部に連続する可能性もある） 幅 不明	△ △ △ △ △ △	文献2、6、7に示された反射法弾性波探査結果などから推定。位置は図2から計測。 地震発生層の下限の深さは25 km程度。
(3) 断層のずれの向きと種類	東側隆起の逆断層	○	文献7などによる。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	0.7 m/千年以上（上下成分）	△	文献7による。
(2) 過去の活動時期	活動1（最新活動とは特定できない） 約5千1百年前以後、約4千5百年前以前	△	文献7による。
	活動2（1つ前の活動） 約6千年前以後、約5千年前以前	△	
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 3 - 4 m 程度（上下成分）	△	文献7による。 平均的な隆起の速度と1回の隆起の量から推定。
	平均活動間隔 約4千年 - 8千年	△	

(4)過去の活動区間	断層帯全体で1区間	△	断層帯の位置関係・形状等から推定。
3. 断層帯の将来の活動			
(1)将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間 全体で1区間	△	断層帯の位置関係・形状等から推定。
	地震の規模 マグニチュード7.6程度	△	断層の長さから推定。
	ずれの量 3-4m程度(上下成分)	△	過去の活動から推定。

表2 サロベツ断層帯の将来の地震発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 (注5)	信頼度 (注6)	備考
地震後経過率(注7)	1.3以下		
今後30年以内の地震発生確率	4%以下	c	発生確率及び集積確率は文献3による。
今後50年以内の地震発生確率	7%以下		
今後100年以内の地震発生確率	10%以下		
今後300年以内の地震発生確率	30%以下		
集積確率(注8)	90%以下		

注1：地震調査委員会の活断層評価では、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後30年間の地震発生確率について、次のような相対的な評価を盛り込むこととしている。

今後30年間の地震発生確率(最大値)が3%以上の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる」

今後30年間の地震発生確率(最大値)が0.1%以上-3%未満の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる」

なお、2005年4月時点でひととおり評価を終えた98の主要活断層帯のうち、最新活動時期が判明しており、通常の活断層評価で用いている更新過程(地震の発生確率が時間とともに変動するモデル)により地震発生の長期確率を求めたものについては、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後30年間に地震が発生する確率の割合は以下のとおりとなっている。

30年確率の最大値が0.1%未満：約半数

30年確率の最大値が0.1%以上-3%未満：約1/4

30年確率の最大値が3%以上：約1/4

(いずれも2005年4月時点での算定。確率の評価値に幅がある場合はその最大値を採用。)

注2：1995年兵庫県南部地震、1858年飛越地震及び1847年善光寺地震の地震発生直前における30年確率と集積確率は以下のとおりである。

地震名	活動した活断層	地震発生直前の 30年確率 (%)	地震発生直前の 集積確率 (%)	断層の平均活動 間隔 (千年)
1995年兵庫県南部地震 (M7.3)	六甲・淡路島断層帯主部 淡路島西岸区間 「野島断層を含む区間」 (兵庫県)	0.02%－8%	0.06%－80%	約1.7－約3.5
1858年飛越地震 (M7.0－7.1)	跡津川断層帯 (岐阜県・富山県)	ほぼ0%－13%	ほぼ0%－ 90%より大	約1.7－約3.6
1847年善光寺地震 (M7.4)	長野盆地西縁断層帯 (長野県)	ほぼ0%－20%	ほぼ0%－ 90%より大	約0.8－約2.5

「長期的な地震発生確率の評価手法について」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001)に示されているように、地震発生確率は前回の地震後、十分長い時間が経過しても100%とはならない。その最大値は平均活動間隔に依存し、平均活動間隔が長いほど最大値は小さくなる。30年確率の最大値は平均活動間隔が4千年の場合は6%程度である。

注3：信頼度は、特性欄に記載されたデータの相対的な信頼性を表すもので、記号の意味は次のとおり。

◎：高い、○：中程度、△：低い

注4：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

文献1：秦ほか(1969)

文献2：伊藤(1999)

文献3：地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)

文献4：活断層研究会編(1991)

文献5：中田・今泉編(2002)

文献6：小椋・掃部(1992)

文献7：産業技術総合研究所(2006)

注5：評価時点はすべて2007年1月1日現在。なお、計算に当たって用いた最新活動時期と平均活動間隔の信頼度は低い(△)ことに留意されたい。

注6：地震後経過率、発生確率及び現在までの集積確率(以下、発生確率等)の信頼度は、評価に用いた信頼できるデータの充足性から、評価の確からしさを相対的にランク分けしたもので、aからdの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

a：(信頼度が)高い b：中程度 c：やや低い d：低い

発生確率等の評価の信頼度は、これらを求めるために使用した過去の活動に関するデータの信頼度に依存する。信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細については付表を参照のこと。なお、発生確率等の評価の信頼度は、地震発生の切迫度を表すのではなく、発生確率等の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。

発生確率等の評価の信頼度

- a：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が比較的高く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が高い。
- b：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が中程度で、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が中程度。
- c：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性がやや低い。
- d：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が非常に低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる

可能性が高い。または、最新活動時期のデータが得られていないため、現時点における確率値が推定できず、単に長期間の平均値を確率としている。

注7：最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を、平均活動間隔で割った値。最新の地震発生時期から評価時点までの経過時間が、平均活動間隔に達すると 1.0 となる。今回の評価した数字のうち、1.3 は 5100 年を 4000 年で割った値である。

注8：前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率。

(説明)

1. サロベツ断層帯に関するこれまでの主な調査研究

サロベツ断層帯付近には、中期更新世に形成されたと推定される海成段丘が発達している。これらの段丘面は、古くは山麓緩斜面とされていた(坂口, 1955)が、坂口(1959)は、これらが海成段丘である可能性を指摘し、旧汀線高度が30–40 mであることから、この地域の後期更新世以降の地殻変動を論じた。活断層研究会編(1980)は、アチャル台地東縁、豊徳台地東縁、豊富丘陵西縁、幌延丘陵西縁にそれぞれ確実度Ⅲ(注9)の活断層の疑いのあるリニアメントを認めている。その後、池田ほか(1981)は、地形面構成層の堆積相解析に基づき、天塩川左岸に分布する段丘地形を海成段丘面(天塩段丘面)であるとはじめて明確に示すとともに、これらの段丘地形が新第三系の褶曲構造と調和する変形を受けていることから活褶曲であると結論づけた。また、杉山ほか(1987)はアチャル台地東縁、豊徳台地東縁、豊富丘陵西縁、北川口丘陵西縁に第四紀後期層の撓曲・傾動を、幌延丘陵に第四紀後期層の背斜軸を認めた。活断層研究会編(1991)は基本的にこれらの研究成果を踏襲し、アチャル台地、豊徳台地の東縁部と豊富丘陵、幌延丘陵、北川口丘陵の西縁に活傾動を推定した。

本断層帯の詳しい位置は、杉山ほか(1987)、活断層研究会編(1991)、池田ほか編(2002)及び中田・今泉編(2002)などに示されている。

2. サロベツ断層帯の評価結果

サロベツ断層帯は、池田ほか編(2002)及び中田・今泉編(2002)により、長さが20 km以上、活動度B級相当であることが示され、基盤的調査観測としての活断層調査の対象となるべき基準を満たすことから、地震調査研究推進本部(2005)の中で、新たに基盤的調査観測の対象とすべき12の活断層帯のうちの1つとして挙げられた。このことに基づき、平成17年度に産業技術総合研究所が実施した調査(産業技術総合研究所, 2006)をはじめ、これまで行われた調査研究成果に基づいて本断層帯を評価した。

本断層帯に認められる変位地形は、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)では活断層(撓曲)として分類されているが、その大部分は位置が不確かな区間として示されている。本評価に用いた反射法弾性波探査断面などの資料によると、地表に認められる変位地形は、地下に伏在する断層のずれによる褶曲の成長の結果生じたものであり、断層が地表付近に存在することを示している訳ではないと考えられる。よって、本評価においては、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)などに示されている断層、撓曲等の個々の変位地形についてではなく、推定される地下の伏在断層を評価することとし、それをもって「サロベツ断層帯の評価」としてとりまとめた。

2. 1 サロベツ断層帯の位置及び形態

(1) サロベツ断層帯を構成する断層

サロベツ断層帯は、北海道北部の宗谷丘陵西縁に分布する断層帯である(図1、2)。

本断層帯を構成する断層の位置・形態は、活断層研究会編(1980, 1991)、杉山ほか(1987)、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)などに示されている。ここでは、断層の位置及び名称は、活断層研究会編(1991)、中田・今泉編(2002)によった。なお、反射法弾性波探査断面の解析結果によると、地下の背斜構造と地表での変位地形には対応が認められ、これらの地表で認められる変位地形は、地下に伏在する断層のずれによる褶曲の成長の結果生じたものであると

考えられる（産業技術総合研究所，2006）ことから、本断層帯の評価としては、杉山ほか（1987）、活断層研究会編（1991）などに傾動が示されている領域に分布する伏在断層を取り扱うこととする（図2）。

本断層帯は、北海道天塩郡豊富町（とよとみちょう）から同郡幌延町（ほろのべちょう）を経て、同郡天塩町（てしおちょう）に至る範囲に分布しており、サロベツ原野周辺に伏在する断層、南更岸の断層から構成される（図2）。

傾動が示されている領域のうち、幌延丘陵西縁と北川口丘陵西縁の間は約 8.2 km 離れているが、幌延背斜は天塩川が形成した沖積平野の地下に伏在し、北川口丘陵西半部まで連なることが指摘されており（産業技術総合研究所，2006）、地下では両者はほぼ連続していることになる。その他の断層はいずれも 5 km 以内に近接していることから、この領域に伏在する断層は、松田（1990）の基準にしたがって、1つの起震断層を構成しているとみなすことにする。

（2）断層面の位置・形状

産業技術総合研究所（2006）は、既存反射法弾性波探査断面の再解析を行い、断層関連褶曲モデルを用いて断層面を推定している（図3）。この結果によると、地下に伏在する東傾斜の低角の断層の上端は地表には達していない。断層の上端は西側の海岸線付近に位置し、このことは、背斜、向斜の一般走向がほぼ海岸線と平行していることなど、杉山ほか（1987）などに示される周辺の活構造とも調和的である。また、図6に示されている稚内層基底時間構造などにより地下構造を考察すると、断層帯北部の海岸線付近には、ペンケ背斜、稚咲内（わかさかない）背斜が存在し、その北のユークル背斜との間には褶曲軸にステップが認められる。同様に南側では、地表での南端とした南更岸の断層の付近を境に、北側では北北西－南南東、南側では南北から北北東－南南西と褶曲軸の走向に変化が見られる。これらのことを考慮し、断層面の上端の位置は海岸線付近、一般走向は海岸線に平行な方向とした。断層面の位置については、地表に変位地形が認められる範囲と地下構造に見られる一連の領域が概ね整合することから、地表での変位地形を用いて指し示すこととし、北端の位置は、地表での北端である兜沼撓曲の北端を走向方向へ投影した位置、南端は概ね海岸付近であることから地表での南端である南更岸の断層の南端の位置とした。よって、断層帯の長さ及び一般走向は、それぞれ約 44 km、N20°Wとした（図2）。ただし、南端については、南更岸の断層の北側の北川口背斜と南側の更岸背斜では、走向の違いがあまり明瞭ではないことから、さらに南へ延びる可能性も否定できない。

断層面の上端の深さは、産業技術総合研究所（2006）によると、豊徳台地付近では約 3.2 km、豊富丘陵付近では 1.8 km 以深、幌延丘陵付近では約 6.7 km、北川口丘陵付近では約 6 km であり、これらから、2－7 km である可能性がある（図3）。

断層面の傾斜は、産業技術総合研究所（2006）によると、豊徳台地付近では約 30－48° で約 6.8 km 以深では約 18° に折れ曲がる。幌延丘陵付近ではほぼ水平で、幌延背斜軸部付近で約 20°、さらに深部では約 2° に折れ曲がる。北川口丘陵付近ではほぼ水平で北川口背斜軸部付近で約 17° に折れ曲がる。いずれも下端深度は不明である（図3）。これらから、主として低角度東傾斜である可能性があるが、より深部では不明である。また、断層帯の東側に位置する地質断層である大曲断層の深部に連続する可能性もある。

断層面の下端深度は、地震発生層の下限を目安とすると 25 km 程度と推定される。しかし、地下深部における断層面の傾斜が明らかでないため、断層面の幅は不明である。

(3) 断層の変位の向き(ずれの向き)(注10)

サロベツ断層帯は、活断層研究会編(1980, 1991)、杉山ほか(1987)、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)などに示された変位地形によると、アチャル台地東縁、豊徳台地東縁、南更岸の断層では断層の西側が東側に対して相対的に隆起、豊富丘陵西縁、幌延丘陵西縁、北川口丘陵西縁では断層の東側が西側に対して相対的に隆起と、西側隆起、東側隆起が混在している。しかし、小椋・掃部(1992)、伊藤(1999)、産業技術総合研究所(2006)などに示される反射法弾性波探査断面での地層の褶曲構造と断層の変位の向きから、本断層帯は、断層の東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層と推定される。

2. 2 サロベツ断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度(平均的なずれの速度)

本断層帯に沿って分布する海成段丘面は、いずれも伏在する逆断層のずれに伴う褶曲の成長と、これに伴う隆起の結果形成されたものと考えられる。したがって、本断層帯の平均変位速度の評価にあたっては、海成段丘面の高度差を上下変位量として扱うこととする(産業技術総合研究所, 2006)。また、以下では、海洋酸素同位体ステージ(以下「MIS」と表記)5eの古海面高度を5m、年代を12万5千年前(Chappell, 1994)と仮定して平均変位速度を計算する。

産業技術総合研究所(2006)は、稚咲内海岸から円山台地にかけての道道稚咲内豊富停車場線に沿って群列ボーリングおよびジオスライサーの掘削を行った。これらの解析結果と既存ボーリング資料に基づいて完新統の対比を行い、MIS5e堆積物の上下変位量から平均上下変位速度を求めている(図4、5)。

産業技術総合研究所(2006)は、豊徳台地では台地の標高約50mとサロベツ原野下で最も標高が低いボーリングB3のMIS5e堆積物の深度の差が約60mであり、ボーリングB1でのMIS5d以降の風成堆積物の層厚約7mを差し引いたMIS5e堆積物の上下変位量が53mであることから、平均上下変位速度を約0.4m/千年としている。ただし、この値は背斜後翼部で得られたものであり、さらに大きくなる可能性も示唆されている。また、円山台地では、ボーリングB3とB5から見積もられるMIS5e堆積物上面の上下変位量18.5mから、平均上下変位速度を約0.2m/千年としている。

さらに、産業技術総合研究所(2006)は、天塩郡豊富町豊徳、豊富町豊富、天塩町川口、遠別町(えんべつちょう)丸松において、中位段丘面堆積層の露頭調査から、堆積物の記載、火山灰分析、堆積相解析を実施し、断層帯周辺におけるMIS5e海成段丘面の分布を示している(図6)。また、この結果を、小池・町田編(2001)と対比することにより、幌延丘陵西縁では、MIS5eの旧汀線高度が39mであることから、平均上下変位速度を約0.3m/千年、アチャル台地東縁では、MIS5eの旧汀線高度が29mであることから、平均上下変位速度を約0.2m/千年とそれぞれ求めている。北川口丘陵西縁では、MIS5eの旧汀線高度が70mであり、ボーリングSr-1により沈降側のMIS5e堆積物が深さ17m以深に分布すると考えられることから、その差87mにより平均上下変位速度を約0.7m/千年と求めている。

以上のことから、本断層帯の平均上下変位速度は0.7m/千年以上の可能性がある判断した。

なお、産業技術総合研究所（2006）は、幌延町オトソルイでの100 mのオールコアボーリングによる年代値と層相の対比により、沈降側のMIS5e堆積物が深度73.2 m以深に分布すると推定でき、これと豊徳台地の高度差が約123.2 m以上であることから、稚咲内背斜の平均変位速度を約1.0 m/千年以上としている。しかし、MIS5e堆積物が直接確認されていないなど、根拠が十分ではないことから、ここでは採用しなかった。

（2）活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

稚咲内海岸では、3列の砂丘・浜堤列（図5、7中のSD1-SD3）と、その間に低地が発達する。産業技術総合研究所（2006）は、稚咲内海岸の離水浜堤地形の内部構造を調べるため、この3列の砂丘・浜堤列の堤間低地でジオスライサーおよびボーリングの掘削を行い、コアの詳細な記載および堆積相解析を行った（図7）。その結果、SD1と豊徳台地間のボーリングB7およびB8では、海浜堆積物の基底面高度がいずれも標高7-8 mであり、北海道北部における完新世の最高海水準の研究（大平，1995；大平・海津，1999）を参考にすると、その値（約3-4 m）に比べて有意に高いことから、海浜堆積物を隆起させるようなイベントがあったとしている。また、その時期は、堤間低地が豊徳台地の西向き海食崖に接することから、縄文海進の高海面期につづく小海退期に形成されたと考えられ、完新世の最高海面期は泥炭層基底面の年代値から潟湖の最大拡大時の約6千年前以降であったとしている（産業技術総合研究所，2006）。さらに、SD1-SD2間、SD2-SD3間の堤間低地では、それぞれ前浜堆積物、上部外浜堆積物、基盤岩上面の浸食面に両低地間で系統的な落差が認められ、SD1に対応して形成された上部外浜堆積物基底の浸食面の高度が-1.38 m、浸食面下の基盤岩類に巣穴を作った穿孔貝の¹⁴C年代が約5千1百年-5千年前であるのに対し、SD2に対応して形成された上部外浜堆積物基底の浸食面の高度が-4.65 m、浸食面直上の貝殻片の¹⁴C年代が約4千5百年前であることから、この間にもう1つの隆起イベントがあったとしている（産業技術総合研究所，2006）。

以上のことから、本地域では、約5千1百年前以後、約4千5百年前以前に少なくとも1回の活動があった可能性がある。この活動が最新活動かどうかは不明であるが、後述の通り1回の活動に伴う変位量が3-4 mであることを考慮すると、これ以降に活動があった可能性は低いと考えられる。また、これに先立つ活動としては、約6千年前以後、約5千年前以前に少なくとも1回の活動があった可能性がある。

なお、前述の浜堤列において、SD2-SD3間の堤間低地も標高4 m程度と高く、また、ここでの前浜堆積物の上面高度もボーリングB9で2.04 mであり稚咲内漁港の平均高潮位面（+0.2 m）よりも高いものとなっている。しかし、現世の海岸では平均高潮位面よりも高い場所に前浜堆積物が形成されていることや、既存ボーリング資料によると堤間低地から海岸線まで前浜堆積物の上面高度がほとんど変化しないことから、これを地震性隆起の証拠として採用しない（産業技術総合研究所，2006）。

b) 先史時代・歴史時代の活動

本断層帯周辺における被害地震についての資料は得られていない。

以上のことから、本断層帯では、約5千1百年前以後、約4千5百年前以前に少なくとも1回の活動があった可能性がある。ただし、この活動が最新活動かどうかは不明である。また、これに先立つ活動としては、約6千年前以後、約5千年前以前に少なくとも1回の活動があった可能性がある。

(3) 1回の変位量（ずれの量）

稚咲内海岸の離水浜堤地形から推定される隆起イベントで生じた浸食面の高度差が約3.3 mであることから、本断層帯の1回の活動に伴う上下変位量は3－4 m程度であった可能性がある(図7)。ただし、この変位量は、断層の変位量そのものではなく、断層の変位に伴う地表での隆起量であることに注意する必要がある。

また、サロベツ断層帯の長さは約44 kmである可能性があることから、松田(1975)の経験式(1)及び(2)を用いると、1回の活動に伴う変位量は約3.5 m(上下成分)と計算され、浸食面の高度差から求めた値と調和したものとなる。

$$\text{Log } L = 0.6 M - 2.9 \quad (1)$$

$$\text{Log } D = 0.6 M - 4.0 \quad (2)$$

ここで、Lは1回の地震で活動する断層の長さ(km)、Dは1回の活動に伴う変位量(m)、Mは地震のマグニチュードである。

以上のことから、本断層帯の1回の活動に伴う上下変位量は3－4 m程度であった可能性がある。

(4) 活動間隔

2.2(2)で述べたとおり、稚咲内海岸から豊徳台地にかけての地域において、過去約6千年の間に、少なくとも2回の活動が認められている。これら2回の活動からは、サロベツ断層帯の平均活動間隔は、1千5百千年以下と求めることができる。

一方、2.2(1)で述べたように豊徳台地ではMIS5e堆積物の高度から、平均変位速度は0.4 m/千年と推定されている。しかしながら、この値は背斜の翼部で計測した値であり、堆積物の上面を背斜の軸部まで延長すると、平均上下変位速度は0.8 m/千年程度まで大きくなる可能性がある。この値と1回の上下変位量(3.3 m)から平均活動間隔を算出すると、約4千－8千年と求められ、過去2回の活動時期から求めた活動間隔と比較して有意に長くなる。過去の活動時期でも述べたように、約5千1百年前以後、約4千5百年前以前の活動以後にさらに活動があった可能性は低いことを考慮すると、過去2回の活動間隔は平均的な活動間隔に比べ例外的に短かった可能性も指摘できる。したがって、ここでは過去2回の活動時期から求めた活動間隔は相対的に信頼性が低いと判断した。

以上のことから、サロベツ断層帯の平均活動間隔は、約4千－8千年程度であった可能性がある。

(5) 活動区間

サロベツ断層帯は2. 1 (1) で述べたように、傾動が示されている領域のうち、幌延丘陵西縁と北川口丘陵西縁の間が約 8.2 km 離れているが、反射法弾性波探査断面の解析結果（産業技術総合研究所，2006）に基づくと、地下では構造的に連続している可能性があり、それ以外はいずれも 5 km 以内に近接していることから、この領域に伏在する断層は、松田（1990）の基準にしたがって、1つの起震断層を構成しているとみなすことができる。このことから、断層帯全体が1つの活動区間として活動した可能性がある。

(6) 測地観測結果

サロベツ断層帯周辺における 1994 年までの最近約 100 年間の測地観測結果では、断層帯の周辺ではほぼ東西方向のわずかな縮みが見られる。

また、2006 年 10 月までの 8 年間の GPS 観測結果では、顕著な歪みは見られない。

(7) 地震観測結果

サロベツ断層帯周辺の最近約 5 年間の地震観測結果によると、断層帯の東側で微小な地震活動が見られる。地震発生層の下限の深さは約 25 km と推定される。ただし、その精度は高くない。

2. 3 サロベツ断層帯の将来の活動

(1) 活動区間及び活動時の地震の規模

サロベツ断層帯は、過去の活動と同様に断層帯全体が1つの区間として同時に活動する可能性がある。その場合、前述の松田（1975）の経験式（1）に基づくと、マグニチュード7.6程度の地震が発生する可能性がある。その際には断層帯近傍の地表面では 3 - 4 m 程度の隆起が生じる可能性がある。

(2) 地震発生の可能性

以上のように、サロベツ断層帯は全体が1つの区間として同時に活動する可能性がある。

本断層帯では、平均活動間隔が約 4 千 - 8 千年と求められている。また、最新活動かどうかは不明であるが、約 5 千 1 百年前以後、約 4 千 5 百年前以前に活動があった可能性があることから、最新活動時期は少なくとも 5 千 1 百年前以後の可能性はある。これらから、平均活動間隔に対する地震後経過率は 1.3 以下となる。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）に示された手法（BPT 分布モデル、 $\alpha = 0.24$ ）によると、今後 30 年以内、50 年以内、100 年以内、300 年以内の地震発生確率は、それぞれ、4%以下、7%以下、10%以下及び 30%以下となり（表 2）、その最大値をとると、本断層は今後 30 年の間に地震が発生する可能性が我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる。

表 3 に、これらの確率値の参考指標（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，1999）を示す。

3. 今後に向けて

サロベツ断層帯で認められる変位地形は、いずれも地下に伏在する逆断層のずれに伴う褶曲の成長と、これに伴う隆起の結果形成されたものと考えられる。本評価では、断層面の形状を評価

するにあたり、既存の反射法弾性波探査断面の解析結果などを用いて、地下の褶曲構造も考慮した。しかし南北への延長の可能性、特に南側の更岸背斜への延長の可能性については今後の検討が必要である。また、本断層帯の南北には、それぞれ海底に延びる活構造が知られており、それらとの関連性について検討する必要がある。

本断層帯では、最新活動時期を特定できていないため、将来における地震発生の可能性について十分な検討ができない段階にある。よって、過去の活動履歴に結びつく資料を蓄積していく必要がある。

注9：「新編日本の活断層」（活断層研究会編，1991）は、空中写真判読によって判断される活断層としての確からしさを確実度と呼び、確からしさの高い方から、確実度Ⅰ、Ⅱ、Ⅲの3段階に区分している。

- ・ 確実度Ⅰの活断層は、活断層であることが確実なものとされている。
- ・ 確実度Ⅱの活断層は、活断層であると推定されるものであり、位置・ずれの向きとも推定できるが、確実度Ⅰと判定できる決定的な資料に欠けるものとされている。
- ・ 確実度Ⅲの活断層は、活断層の可能性はあるが、ずれの向きが不明瞭なもの、また、他の原因、例えば川や海の浸食による崖、あるいは断層に沿った浸食作用によって、線状模様が形成された疑いが残るものとされている。

注10：「変位」を、1頁の本文及び5、6頁の表1では、一般的にわかりやすいように「ずれ」という言葉で表現している。ここでは、専門用語である「変位」が、本文や表1の「ずれ」に対応するものであることを示すため、両者を併記した。以下、文章の中では「変位」を用いる。なお、活断層の専門用語では、「変位」は切断を伴う「ずれの成分」と、切断を伴わない「撓（たわ）みの成分」よりなる。

注11：炭素同位体年代については、Ramsey (1995, 2001)、Reimer et al. (2004) に基づいて暦年補正し、原則として1 σ の範囲の数値で示した。

文 献

Chappell, J. (1994): Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deepsea temperatures, *Jour. Geogr.*, **103**, pp.828-840.

越後智雄・小田 晋 (2005)：北海道羽幌地域における第四紀後期の活動性．地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集，J027-P002.

越後智雄・小田 晋・岡田真介・木村治夫・森下信人 (2005)：北海道北部の天塩断層帯と周辺地域における第四紀後期の地殻短縮変動量の試算．日本地震学会講演予稿集，P225.

越後智雄・小田 晋・岡田真介・木村治夫・森下信人 (2006a)：北海道北部の天塩断層帯と周辺地域における第四紀後期の地殻短縮変動量の試算．北淡活断層シンポジウム 2006 講演要旨集，31-32.

越後智雄・小田 晋・岡田真介・木村治夫・森下信人 (2006b)：天塩断層帯南部の天売一羽幌地域における第四紀後期の地殻短縮変動量の試算．月刊地球，号外，**54**，127-135.

秦 光男・植田芳郎・松田武雄・杉山友紀 (1969)：20 万分の 1 地質図「天塩」．地質調査所，1:200,000 NL-54-17，1 葉.

池田 宏・増田富士雄・伊勢屋ふじこ・桂 雄三・伊藤 慎・天野和孝 (1981)：天塩町付近の海成段丘．北方科学調査報告（筑波大学），**2**，43-52.

- 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，254p.
- 石井英一・安江健一・田中竹延・津久井朗太・松尾公一・杉山和稔・松尾重明（2006）：北海道北部，幌延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性．地理学雑誌，**112**，301-314.
- 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.
- 地震調査研究推進本部（2005）：「今後の重点的調査観測について（一活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方）」．32p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）：「長期的な地震発生確率の評価手法について」．46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）：「（改定試案）長期的な地震発生確率の評価手法について」．74p.
- 笠原 稔（1998）：3つのプレートの相互作用する地域（北海道周辺）の地震予知研究．月刊地球，号外，**20**，16-21.
- 活断層研究会編（1980）：「日本の活断層一分布図と資料一」．東京大学出版会，363p.
- 活断層研究会編（1991）：「新編日本の活断層一分布図と資料一」．東京大学出版会，437p.
- 小疇 尚・野上道男・小野有五・平川一臣編（2003）：「日本の地形 2 北海道」．東京大学出版会，359p.
- 小池一之・町田 洋編（2001）：「日本の海成段丘アトラス」．東京大学出版会，CD-ROM 3 枚・付図 2 葉・105p.
- 松田時彦（1975）：活断層から発生する地震の規模と周期について．地震，第 2 輯，**28**，269-283.
- 松田時彦（1990）：最大地震規模による日本列島の地震分帯図．地震研究所彙報，**65**，289-319.
- 森下信人（2005）：北海道北部，大曲断層と北川口背斜の形成過程．地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集，Q042-001.
- 中田 高・今泉俊文編（2002）：「活断層デジタルマップ」．東京大学出版会，DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉・60p.
- 小椋信幸・掃部 満（1992）：天北・羽幌地域の石油地質一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.
- 大平明夫（1995）：完新世におけるサロベツ原野の泥炭地の形成と古環境変化．地理学評論，Ser. A，**68**，10，695-712.
- 大平明夫・海津正倫（1999）：北海道北部，大沼周辺低地における完新世の相対的海水準変動と地形発達．地理学評論，Ser. A，**72**，8，536-555.
- 岡 幸雄（1996）：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．「北海道の地質と構造運動」，地団研専報，**31**，295-320.
- 岡 幸雄（1997）：北海道とその周辺海域のネオテクトニクスに関する諸問題一付，札幌付近での活断層の存在と地震発生層についての考察．加藤 誠教授退官記念論文集，427-449.
- Ramsey, C. B. (1995): Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*, **37**, 425-430.
- Ramsey, C. B. (2001): Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon*, **43**, 355-363.

- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E.(2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- 坂口 豊 (1955) : 天塩山地北部の地形学的研究. 地理学評論, **28**, 499-511.
- 阪口 豊 (1959) : 北海道の新しい地質時代の地殻運動. 地理学評論, **32**, 401-431.
- 産業技術総合研究所 (2006) : サロベツ断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No.H17-1, 26p.
- 杉山雄一・栗田泰夫・秦 光男 (1987) : 1:500,000 活構造図「旭川」. 地質調査所.
- 田村 慎・笠原 稔・森谷武男 (2003) : 臨時地震観測による北海道北部地域の微小地震活動と地殻構造. 地震, 第2輯, **55**, 337-350.
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐 垣・日野亮太・野原 壮・阿部寛信・坂井眞一・向山健二郎 (2001) : 日本海周辺海域中新世最末期以降の構造発達史. 海洋調査技術, **13**, 27-53.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 「最新版 日本被害地震総覧 [416] -2001」. 東京大学出版会, 605p.
- 柳 博美・平川一臣 (1998) : 北海道北部, 宗谷一天塩地方沿岸の完新世段丘. 日本地理学会発表要旨集, **54**, 290-291.
- 安江健一・石井英一 (2005) : 北海道北部, 幌延町における大曲一豊富断層の正確な位置の特定. 活断層研究, **25**, 39-46.
- 安江健一・石井英一・古澤 明 (2005) : 北海道北部, サロベツ背斜周辺における海成段丘の形成時期. 日本地質学会 112 年学術大会講演要旨, 326-326.
- 安江健一・秋葉文雄・大平寛人・石井英一 (2006) : 北海道, サロベツ背斜付近に分布する声問層上部の鮮新統上部珪藻化石帯とフィッシュトラック年代. 地質学雑誌, **112**, 284-293.

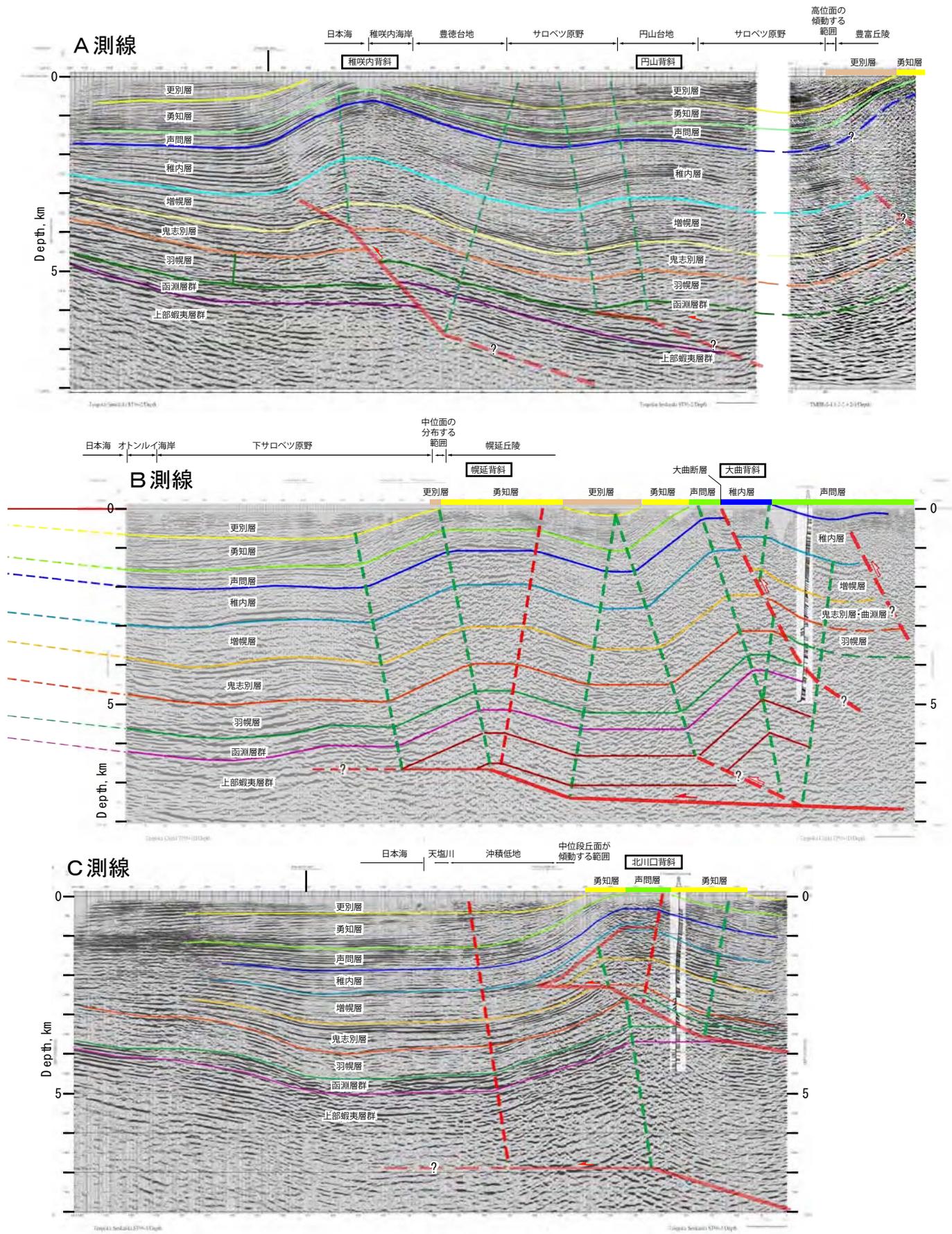


図3 反射法弾性波探査断面の解釈（縦横比は1：1） 産業技術総合研究所（2006）
（測線の位置は図2に示したA-C）

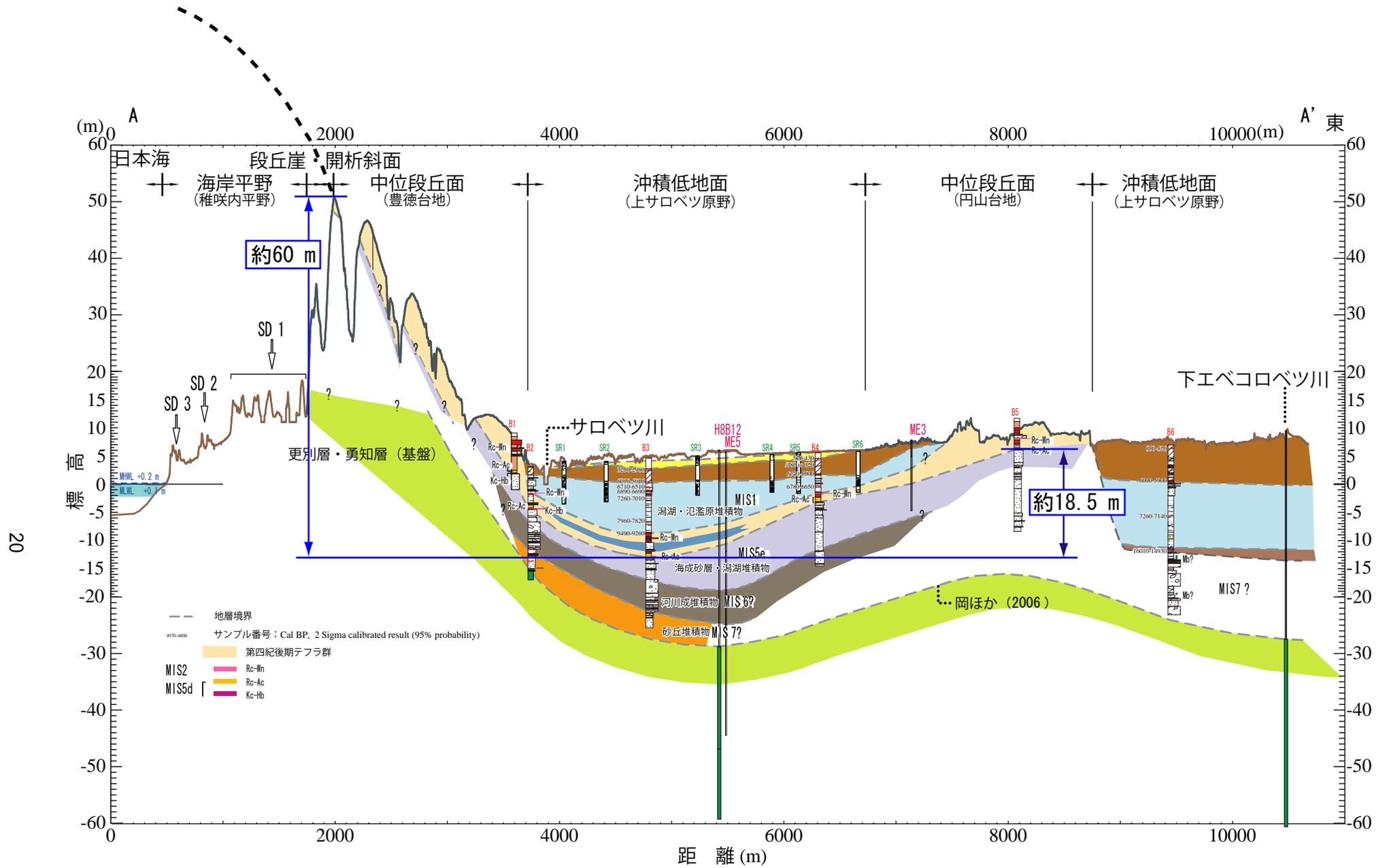


図5 稚咲内海岸から円山台地にかけての地質断面 産業技術総合研究所 (2006) に一部加筆
 (断面の位置は図4に赤線で示す)

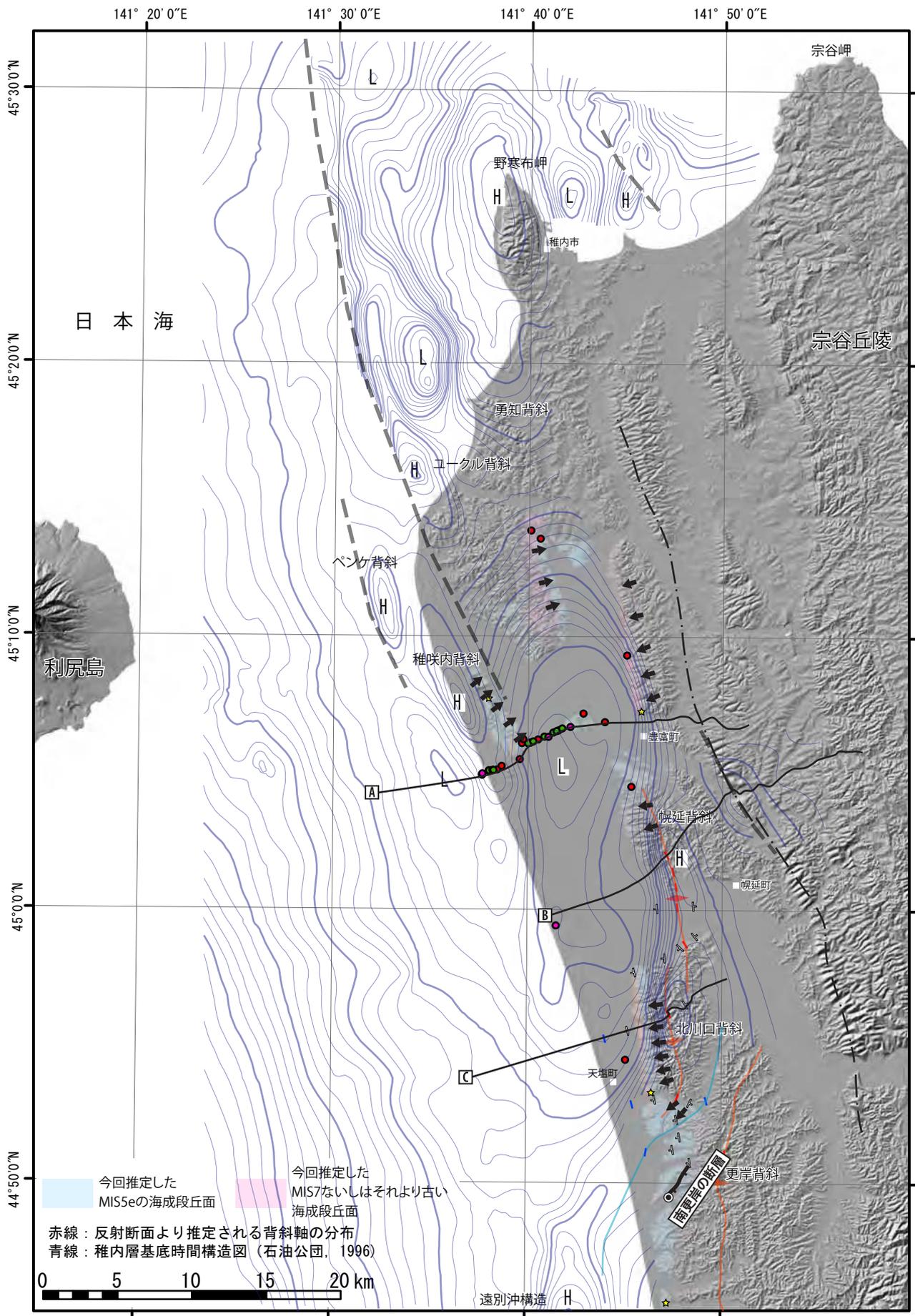


図6 サロベツ断層帯周辺の海成段丘面及び反射断面から推定される背斜軸の分布
産業技術総合研究所（2006）に一部加筆

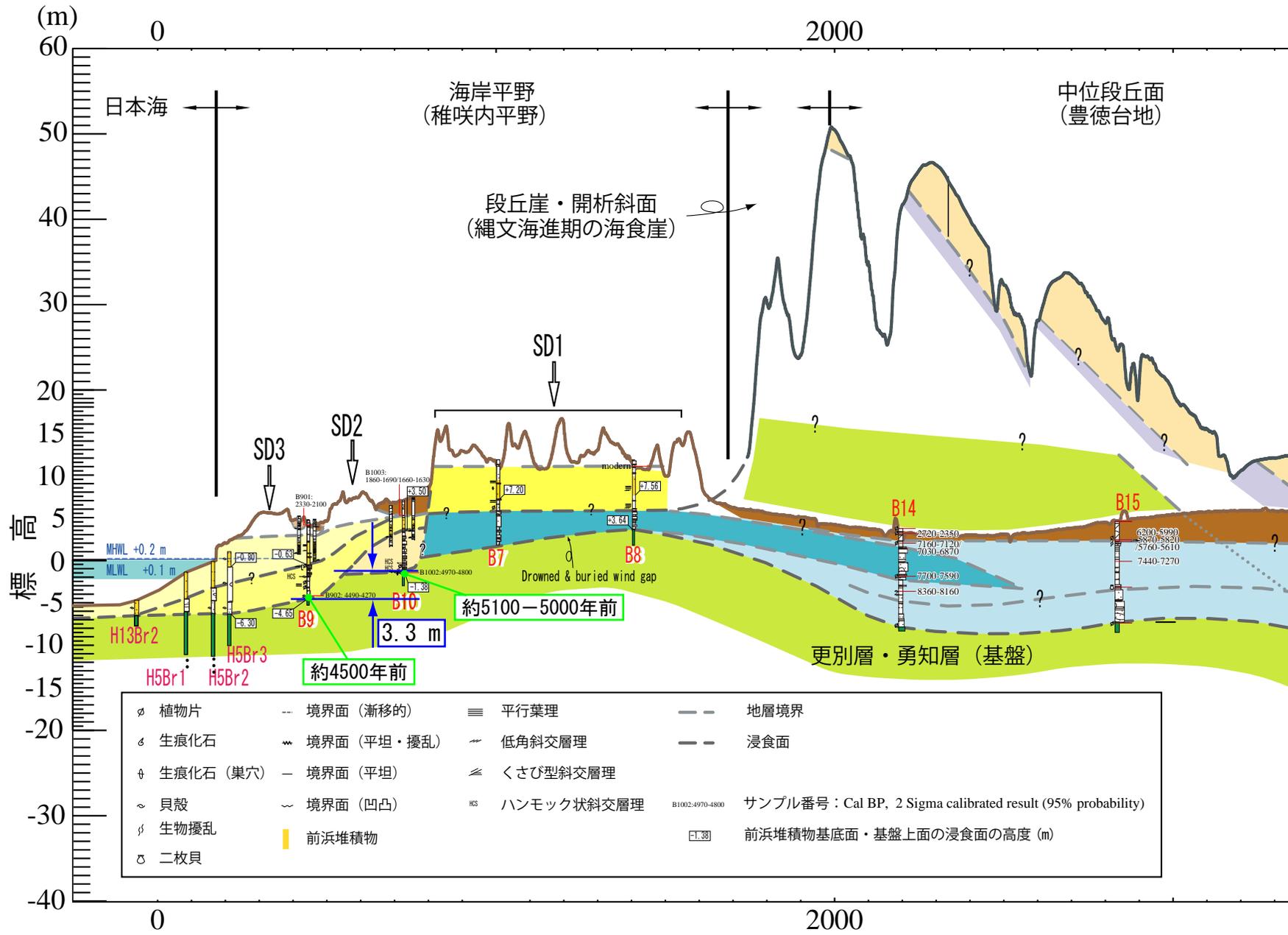


図7 稚咲内海岸の地質断面 産業技術総合研究所 (2006) に一部加筆 (断面の位置は図4に示す)
 年代値は暦年補正 (注11参照) 後の炭素同位体年代を、100年単位で、図中 に示した。

表3 サロベツ断層帯の将来の地震発生確率及び参考指標

項目	数値	備考
地震後経過率	1.3 以下	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）参照。
今後 30 年以内の発生確率	4 % 以下	
今後 50 年以内の発生確率	7 % 以下	
今後 100 年以内の発生確率	10% 以下	
今後 300 年以内の発生確率	30% 以下	
集積確率	90% 以下	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
指標(1) 経過年数	2 千 3 百年以下	
比	1.8 以下	
指標(2)	5.4 以下	
指標(3)	90% 以下	
指標(4)	0.6 以下	
指標(5)	0.0003 以下	

評価時点はすべて 2007 年 1 月 1 日現在。なお、計算に当たって用いた平均活動間隔の信頼度は低い（△）ことに留意されたい。

指標(1)経過年数：当該活断層での大地震発生の危険率（1年間あたりに発生する回数）は、最新活動（地震発生）時期からの時間の経過とともに大きくなる（BPT 分布モデルを適用した場合の考え方）。一方、最新活動の時期が把握されていない場合には、大地震発生の危険率は、時間によらず一定と考えざるを得ない（ポアソン過程を適用した場合の考え方）。この指標は、BPT 分布モデルを適用した場合の危険率が、ポアソン過程を適用した場合の危険率の値を超えた後の経過年数である。値がマイナスである場合は、BPT 分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達していないことを示す。ポアソン過程を適用した場合の危険率は、3 千 3 百分の 1（0.0003）回以下であり、いつの時点でも一定である。BPT 分布モデルを適用した場合の危険率は評価時点で 1 千分の 1（0.001）以下であり、時間とともに増加する。1 千分の 1 であれば BPT 分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達してからすでに 2 千 3 百年が経過していることになる。

指標(1)比：最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を A とし、BPT 分布モデルによる危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率を超えるまでの時間を B とした場合において、前者を後者で割った値（A/B）である。

指標(2)：BPT 分布モデルによる場合と、ポアソン過程とした場合の評価時点での危険率の比。

指標(3)：評価時点での集積確率（前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率）。

指標(4)：評価時点以後 30 年以内の地震発生確率を BPT 分布モデルでとりうる最大の地震発生確率の値で割った値。

指標(5)：ポアソン過程を適用した場合の危険率（1年間あたりの地震発生回数）。

附表

地震発生確率等の評価の信頼度に関する各ランクの分類条件の詳細は以下のとおりである。

ランク	分類条件の詳細
a	発生確率を求める際に用いる平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも比較的高く（◎または○）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が高い。
b	平均活動間隔及び最新活動時期のうち、いずれか一方の信頼度が低く（△）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が中程度。
c	平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも低く（△）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性がやや低い。
d	平均活動間隔及び最新活動時期のいずれか一方または両方の信頼度が非常に低く（▲）、発生確率等の値は信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、データの不足により最新活動時期が十分特定できていないために、現在の確率値を求めることができず、単に長期間の平均値を確率としている。