

## 千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）

十勝沖から択捉島沖までの太平洋沿岸を含む千島海溝沿いの地域では、過去に地震が数多く発生していることが知られている。本報告書は、千島海溝沿いのうち、**図1**の十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖を対象とし、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等について評価してとりまとめたものである。評価にあたっては、これらの領域に発生した地震について行われたこれまでの調査研究の成果を参考にした。

### 1 地震の発生領域及び震源域の形態

千島海溝沿いに発生する地震は、その震源域の形態から、以下の二つに分類される。

第一は、北海道が載っている陸のプレートの下へ太平洋側から太平洋プレートが沈み込むことに伴って、これら二つのプレートの境界面が破壊する（ずれる）ことによって発生するものであり、以下プレート間地震と呼ぶ。本評価では、便宜上、十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖で発生するM8程度の地震を、各々「十勝沖の地震」・「根室沖の地震」・「色丹島沖の地震」及び「択捉島沖の地震」と呼ぶ。また、それらよりも規模が小さいM7程度の地震を、とくに発生領域を限定せずに「ひとまわり小さいプレート間地震」と呼ぶ。

第二は、太平洋側から沈み込む太平洋プレートの内部が破壊することによって発生するものであり、以下プレート内地震と呼ぶ。過去にはM7.5～8程度のプレート内地震がいくつか発生したことが知られている。本評価では便宜上、十勝沖から択捉島沖にかけてのプレート内のどこかで発生する地震を、特に発生領域を限定せずに破壊域（震源）の深さと規模に応じて分類し、「沈み込んだプレート内のやや浅い地震」（深さ50km程度、M8程度）と「沈み込んだプレート内のやや深い地震」（深さ100km程度、M7.5程度）に区別して扱うこととした。

#### 1-1 過去の震源域について

過去に知られている十勝沖の地震、根室沖の地震、色丹島沖の地震、択捉島沖の地震の主なものを**表1**にまとめた。本震時のすべり領域や余震域を基に推定した十勝沖地震（1952年・2003年）、根室半島沖地震（1973年）、色丹島沖（1969年）、択捉島沖（1963年）の地震の震源域を**図2**中実線の囲みで示す。

また、過去の十勝沖の地震と根室沖の地震は、最近の研究結果により、400～500年程度の間隔で連動した可能性があり、その最新の発生時期は17世紀であると判断した。

過去のひとまわり小さいプレート間地震については、同一の震源域で発生しているものがほとんど知られていないことから、領域内のどこかで発生するものとした。また、十勝沖～根室沖の領域に較べて色丹島沖～択捉島沖の領域で発生する地震の規模が大きいことを考慮して、十勝沖～根室沖の領域及び色丹島沖～択捉島沖の領域に分類した。

過去のプレート内地震（沈み込んだプレート内のやや浅い地震、及び沈み込んだプレート内のやや深い地震）についても、同一の震源域で発生しているものがほとんど知られていないため、十勝沖から択捉島沖にかけてのどこかで発生するものとした。

## 1-2 将来の地震の発生位置及び震源域の形態について

次に発生すると考えられる地震の位置（領域）及び震源域の形態は、20世紀初期までの地震の震源域がはっきりしないことを考慮した。M8程度のプレート間地震については、十勝沖の地震、色丹島沖の地震、択捉島沖の地震と同定した地震の中で、最近の地震（1952年・2003年、1969年、1963年）をそれぞれの地域での代表例と考え、これらの余震分布等を参考に震源域を推定した。また、根室沖については、同領域で発生した最近の地震である1973年の余震域が隣接する十勝沖の震源域付近にまで及んでいないことから、一つ前の1894年の地震の規模（M7.9）を参考にして、十勝沖の領域にまで接するように震源域を推定した。その結果を図2中の塗りつぶした領域で示す。なお、最近の研究成果によれば、北海道太平洋岸での津波堆積物の調査から、十勝沖の地震と根室沖の地震の連動の可能性が指摘されており、その場合の想定震源域を図2中の破線を施した領域とした。

M7程度の「ひとまわり小さいプレート間地震」とM7.5～8程度の「プレート内地震」については、特に発生領域を限定せずに、図1で示した評価対象領域内で発生すると考えた。

## 2 地震活動

歴史地震の記録や観測成果の中に記述された、津波の記録、震度分布等に基づく調査研究の成果を吟味し、十勝沖から択捉島沖にかけての地震を表2のように整理した。各領域で評価した地震（表2）及びそれを踏まえた次の地震の評価結果は次のとおりである。

### 2-1 過去の地震について

十勝沖から択捉島沖にかけての千島海溝沿いに発生した地震については、1839年の地震\*1まで遡って確認された研究成果がある。しかし、1839年より前については、資料の不足により、地震の見落としの可能性が高い。以下ではこのことを考慮した。

#### 十勝沖の地震・根室沖の地震・色丹島沖の地震・択捉島沖の地震

過去の十勝沖の地震については、1839年から2005年1月1日までに、1843年、1952年及び2003年の3回発生した可能性があると考えた。1843年の地震は歴史資料によれば、厚岸（あつけし）付近で強い揺れがあり、死傷者多数を伴う津波（厚岸で4～5m）をもたらした。なお、この地震は震源域が根室沖～色丹島沖にあるという研究成果もある。また、各種調査・観測記録がある1952年と2003年の地震では、ともに太平洋沿岸地域で震度5～6程度の地震動を伴い、浦河～厚岸の各所で強震動による被害が発生した。津波の遡上高は1952年と2003年を比較すると、釧路より西側では似ているが、東側では1952年の方が明らかに大きい。1952年の場合、多くの調査地点で3mを超える高さが報告されているのに対して、2003年では末広（まびろ）（4m）を除いて1～2mにすぎない。これらの地震の規模は1843年がM8.0（Mt8.0）、1952年がM8.2（Mw8.1）\*2、2003年がM8.0（Mw8.3, Mt8.1）である（表2参照）。

\*1 1839年5月1日の地震は、十勝沖から択捉島沖にかけて、歴史文書に記録が残る最古の海溝型地震であると判断した。この地震は、厚岸にある国泰寺の「客殿の金灯籠が落下、門前の石灯籠が飛散大破、戸障子が破損などの被害があった」という記録の他、遠方の江戸での有感の記録があることから、根室沖周辺の大地震であった可能性がある。しかしながら「津軽でも強く感じ」たことから震源の位置や発震機構は不明瞭であり、本報告書では、この地震を検討対象とはしなかった。この地震より後は歴史文書等に基づく被害記録が比較的明瞭であり、大地震の見落としはないであろうと考えた。

\*2 Mwは「モーメントマグニチュード」のことである。地震の規模を表すマグニチュード（M）は、観測点における地震波（地震動）の大きさ（揺れの大きさ）の分布を使って算出するのに対して、Mwは震源の物理的な規模を表す地震モーメントという量を使って算出するマグニチュードである。地震の震源域の規模を反映し、マグニチュードの頭打ち（地震が大きいてもマグニチュードはその割に大き

過去の根室沖の地震については、1839年より後に1894年と1973年の2回発生した可能性があると考えた。ともに根室半島付近で負傷者を伴う地震動と津波（2～3m）を記録した。但し、1894年の地震は震源域の両端が十勝沖ないしは色丹島沖まで及ぶ可能性もある。これらの地震の規模は1973年がM7.4（Mw7.8）、1894年がM7.9（Mt8.2）である（表2参照）。

なお、津波堆積物の分析により過去に400～500年程度の間隔で、1952年十勝沖地震をはるかに超える規模の津波が発生したことが知られている。最新の事例は17世紀であり、現在の海岸線から1～4km程度内陸まで浸水した。本報告書では、最近の研究成果に基づき、これらの津波が十勝沖の地震と根室沖の地震の連動によって発生したと判断した。

過去の色丹島沖の地震については、1839年より後には、1893年と1969年の2回発生した可能性があると考えた。ともに根室半島周辺で震度4前後の地震動を伴い、色丹島で2～3mの高さの津波を記録しているが、負傷者は記録されていない。これらの地震の規模は1969年がM7.8（Mw8.2）、1893年がM7.7である（表2参照）。但し、限られた歴史記録からは、1893年の地震の震源位置や規模に不確定性があることに留意する必要がある。

過去の択捉島沖の地震については、1839年より後には1918年と1963年の2回発生した可能性があると考えた。ともに、北海道での被害は軽微であるが、ウルップ島では4～12mの大きな津波が観測されている。但し、1918年の地震は、1963年の地震とは破壊域が完全には一致しないという研究成果もある。これらの地震の規模は、1963年がM8.1（Mw8.5）、1918年がM8.0（Mt8.5）である（表2参照）。

上記のように、1839年より後の歴史資料と近代地震観測の範囲では、各領域で発生した地震は2ないし3回しか知られておらず、また、必ずしも同じ場所を繰り返し破壊しているとは断言できない。そこで本報告では、区分けした各領域でM8程度のプレート間地震が繰り返し発生するとし、それらの平均発生間隔はどの領域でもほぼ同程度と仮定した。このため、それぞれの領域での過去の地震の発生間隔（十勝沖108.9年および51.6年、根室沖79.2年、色丹島沖76.2年、択捉島沖45.1年）の違いをばらつきと見なし、これらの値の平均値72.2年が各領域の平均発生間隔を近似するものとした。

以上を踏まえ、十勝沖の地震・根室沖の地震・色丹島沖の地震・択捉島沖の地震の平均発生間隔は一律に72.2年、最新発生からの経過時間は2005年1月1日時点で各々1.3年・31.5年・35.4年・41.2年となり、平均発生間隔の各々ほぼ0割・4割程度・5割程度・6割程度が経過したとみなした。各々の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-1～表3-4にまとめた。

## 上記以外の地震

### ひとまわり小さいプレート間地震

十勝沖～根室沖の領域では死者2名を伴った1915年のM7.0の地震を含めて、M7以上の地震がほぼ記録されるようになったと考えられる1900年以降、6回のM7.1前後のプレート間地震が発生している。色丹島沖～択捉島沖の領域では、北海道での被害は記録されていないものの、M7.1程度（Mw7.7程度）の地震が、WWSSN（世界標準地震計観測網）が整備された1963年以降4回発生している。そこで、十勝沖～根室沖の領域

くならない現象）を回避できるために、物理的な意味が明確な指標である。

Mtは「津波マグニチュード」のことであり、津波の高さの分布を使って算出する地震の大きさの指標である。Mtを決める計算式の係数は、MtがMwと平均的に等しくなるように決められており（Abe, 1981）、津波の遡上高をデータとして工夫して用いることで潮位観測データが無い歴史地震にも適用可能（阿部, 1999）である。従って歴史地震のMwを推定する上で信頼性が高い。この報告書で示す1884年以前のMの値は歴史記録の被害記録から推定されたものであって、それ以後の近代観測で得られたMと十分に整合性がとれていないが、Mtは比較的信頼性が高い津波に関する記述に基づいていることから、相互の大小を比較するうえでより信頼性が高いと考えられる。

ではM7.0以上、色丹島沖～択捉島沖の領域ではMw7.5以上のプレート間地震（上記のM8程度の地震を除く）を評価対象とし、それらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等を表3-5にまとめた。

### プレート内地震

沈み込んだプレート内のやや浅い地震（深さ50km程度，M8程度）については、1839年より後では、十勝沖から択捉島沖にかけて、1958年と1994年の2回発生したと考えた。1958年の択捉島沖の地震は釧路で震度5の地震動を伴い、色丹島で最大5mの津波をもたらしたが、北海道では死傷者は出なかった。1994年の地震（北海道東方沖地震）は釧路で最大震度6を記録、色丹島や宮古で5mを越える津波を伴い、多くの負傷者がでた。

沈み込んだプレート内のやや深い地震（深さ100km程度，M7.5程度）については、1923年より後から現在までに十勝沖から択捉島沖にかけて、1924年、1978年12月、および1993年の3回発生したと考えた。いずれも津波を伴わなかったが強震動をもたらした。特に1993年の地震（釧路沖地震）は、釧路で最大震度6を記録し、死者2名と多くの負傷者を伴った。それらの発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-6にまとめた。

### 評価対象としなかった地震

1968年に色丹島沖でM6.9（Mt7.3，Mw7.3）の地震が発生した。1973年の根室半島沖地震と1969年の色丹島沖の地震の境界部を震源域にもつ比較的余震の多い地震であり、津波（根室において最大全振幅26cm、被害なし）も観測された。プレート境界の浅いところで起きた地震とされるが、ひとまわり小さいプレート間地震の評価基準（ $M_w \geq 7.5$ ）に達しなかったので評価対象からは外した。

また、1975年に色丹島沖でM7.0（Mt7.9）の地震が発生した。震度のわりに津波が大きく、色丹島で4m程度の津波を伴うなど、津波地震であった可能性が高い。この地震は、地震動による影響が軽微であることを考慮し、検討対象（ひとまわり小さい地震）からは外した。

これらの他、1982年に浦河沖でM7.1の地震が発生し、津波被害はないものの多数の負傷者を伴った。しかしながら、この地震は陸域のプレート内で発生したものであるため、評価対象からは外した。

## 2-2 将来の地震について

将来の地震の発生確率は、2001年6月8日に地震調査委員会が公表した「長期的な地震発生確率の評価手法について」\*3に基づいて推定した。

### 十勝沖の地震・根室沖の地震・色丹島沖の地震・択捉島沖の地震

各領域で次に発生すると考えられる地震の発生確率は2-1で求めた過去の平均発生間隔と最新活動からの経過時間からBPT分布モデルを用いて推定し、想定規模は過去の地震規模から推定した。その結果は以下のとおりである。

次の十勝沖の地震の今後30年以内の発生確率は0.02～0.5%程度、今後50年以内の発生確率は9～20%程度、規模はM8.1前後と推定される（表4-1）。

\*3 ある事象に関して、過去の時系列データから将来の発生確率を予測する統計的な手法において、事象が発生する毎に状況が更新される（振り出しに戻る）ものを更新過程と呼ぶ。そのうち事象が偶発的に起こる（即ち事象の単位時間あたりの発生回数が最新事象からの経過時間によらず一定な）モデルをポアソン過程と呼ぶ。一方、過去の時系列データのうち最新発生時期が分かっている場合には、事象の性質に応じて将来の予測をするモデルがいくつか提唱されており、地震による応力解放とプレート運動による応力蓄積の物理的過程と調和的なBPT分布モデルがある。地震調査委員会（2001）では、最新の活動時期が分かっており、当該地域で繰り返し発生する可能性があるとして評価した地震の系列に対してはBPT分布モデルを採用し、それ以外の場合はポアソン過程を採用することとしている。

次の根室沖の地震の今後30年以内の発生確率は30～40%程度、今後50年以内の発生確率は70%程度、規模はM7.9程度と推定される（表4-2）。

なお、2003年十勝沖地震の発生により、次の根室沖の地震の発生時に十勝沖の領域が連動する可能性は低いと考えられる。但し、今後根室沖の地震の発生まで十分な時間が経過した場合、十勝沖でのプレート間の歪の蓄積と共に連動の可能性は高まると考えられ、その場合の地震の規模はM8.3程度と推定される。

次の色丹島沖の地震の今後30年以内の発生確率は40%程度、今後50年以内の発生確率は80%程度、規模はM7.8前後（Mw8.2前後）と推定される（表4-3）。

次の択捉島沖の地震の今後30年以内の発生確率は50%程度、今後50年以内の発生確率は80～90%程度、規模はM8.1前後（Mw8.5前後）と推定される（表4-4）。

上記以外の地震については、震源域を特定できない。発生確率は2-1で求めた過去の地震の発生頻度からポアソン過程を用いて推定し、想定規模は過去の地震規模から推定した。地震の分類ごとの結果は次のとおり。

### ひとまわり小さいプレート間地震

十勝沖～根室沖においては、M7以上の地震がほぼ記録されるようになったと考えられる1900年以降、M7.0～7.2の規模のものが平均して17.5年に1回の割合で発生していることから、次の地震の今後30年以内の発生確率は80%程度、その規模はM7.1前後と推定される。

色丹島沖～択捉島沖においては、WWSSN（世界標準地震計観測網）が整備された1963年以降、規模がM6.8～7.3（Mw7.5～7.9）のものが平均して10.5年に1回の割合で発生していることから次の地震の今後30年以内の発生確率は90%程度、その規模はM7.1程度（Mw7.7程度）と推定される（表4-5）。

### プレート内地震

沈み込んだプレート内のやや浅い地震（深さ50km程度、M8程度）に関しては、M8.1～8.2の規模のものが1839年の地震より後では2回発生していることから、次の地震の今後30年以内の発生確率は30%程度、その規模はM8.2前後と推定される。

沈み込んだプレート内のやや深い地震（深さ100km程度、M7.5程度）に関しては、規模がM7.2～7.6（但し、1978年の地震はM7.5程度の規模を有すると判断）のものが1923年より後では3回発生していることから、次の地震の今後30年以内の発生確率は70%程度、その規模はM7.5程度と推定される（表4-6）。

## ○ 3 今後に向けて

- 千島海溝沿いの海溝型地震は、他の地域と比べて、歴史資料の期間が短いため、19世紀であっても発生場所の特定が困難である。このため、海岸・海底地質調査等の他の手法を用い、歴史資料の期間よりも前に発生した地震について、地域ごとの繰り返しの発生間隔や震源域の広がりをもとに解明するための基礎となる情報を得る必要がある。
- 1952年と2003年の十勝沖地震は、地震観測からは両者はほぼ同じ地震として捉えることができるのに対して、津波観測から得られた結果は異なっている。今後はこれらの違いを説明することが課題である。
- 本評価ではひとまわり小さいプレート間地震は、それぞれの領域内のどこかで発生するものとして、ポアソン過程を用いて将来の発生の可能性を推定した。一方、1961年と2004年に釧路沖で発生した地震のように、ほぼ同じ場所で同程度の規模の地震が発生している事例もあることから、これらの地震についても、今後の調査研

究の進展により、固有の地震活動として評価できる可能性がある。

- プレート内の地震について、その震源が明らかにプレート内と言えるものは最近の地震のみである。より精度の高い評価のためには、古い地震の震源域の特定が望ましい。

表1 十勝沖から択捉島沖にかけての主な地震の発生領域の目安

(凡例：○＝当該年月日に発生した地震の発生領域の目安。)

発生年月日	地震名(通称)	発生領域				M	備考
		十勝沖	根室沖	色丹島沖	択捉島沖		
1843年 4月25日		○				8.0	十勝沖・根室沖・色丹島沖・択捉島沖について、各々「十勝沖の地震」・「根室沖の地震」・「色丹島沖の地震」・「択捉島沖の地震」と同定したものを示した。
1893年 6月 4日				○		7.7	
1894年 3月22日			○			7.9	
1918年 9月 8日					○	8.0	
1952年 3月 4日	十勝沖地震	○				8.2	
1963年10月13日					○	8.1	
1969年 8月12日				○		7.8	
1973年 6月17日	根室半島沖地震		○			7.4	
2003年 9月26日	2003年十勝沖地震	○				8.0	

表2 十勝沖から択捉島沖にかけて発生した主な地震のマグニチュード等

地震発生領域	地震発生年月日	地震の平均発生間隔等	地震規模 <sup>注2</sup>			死傷者数 <sup>注3</sup>	
			M	Mt	Mw	死者・行方不明者	負傷者
十勝沖の地震	1843/ 4/25	発生間隔は108.9年 発生間隔は51.6年	8.0	8.0		46	—
	1952/ 3/ 4		8.2	8.2	8.1	33	287
	2003/ 9/26 <sup>注4</sup>		8.0	8.1	8.3	2	849
根室沖の地震	1894/ 3/22	発生間隔は79.2年	7.9	8.2		1	6
	1973/ 6/17		7.4	8.1	7.8	0	26
色丹島沖の地震	1893/ 6/ 4	発生間隔は76.2年	7.7			0	0
	1969/ 8/12		7.8	8.2	8.2	0	0
択捉島沖の地震	1918/ 9/ 8	発生間隔は45.1年	8.0	8.5		24	—
	1963/10/13		8.1	8.4	8.5	0	0
プレート間地震 ひとまわり小さい	十勝沖・根室沖	1900年以降の105年間において発生は、6回。	7.1			0	0
			7.0			2	0
			7.0			—	—
			7.2	6.8	7.0	0	4
			7.1	6.7		0	3
			7.1	6.8	7.0	0	51
	色丹島沖・択捉島沖	1963年以降の42年間において発生は、4回。	7.0	7.5	7.6	0	0
			7.3	7.7	7.5	0	0
			6.8		7.6	—	—
			7.3		7.9	—	—
プレート内地震	やや浅い地震 <sup>注5</sup>	1839年の地震以降の165.7年間において発生は、2回。 1923以降の82年間において発生は、3回。	8.1	8.2	8.3	0	0
			8.2	8.2	8.3	0	473
	7.6				—	—	
	7.2			7.8	—	—	
	7.5			7.6	2	967	

注2: Mの欄は宇津(1982, 1985, 1999)の表に記述されたMを採用することとした。1884年以前のMの値は近代観測が行われる前の時点のものであり、1885年以降のものに比べ信頼性が劣る。宇津(1999)は、「1884年以前の震央の緯度・経度とマグニチュードは宇佐美(1

996) の書物によるが、同書に範囲として示されているものは範囲の中央値を記入し、また分数は小数に直し小数点以下1桁で打ち切った。」としている。また、宇津(1999)は、「1885～1980年の震源とマグニチュードは宇津の表(宇津, 1982, 1985)による。」としている。但し、当該領域が国境付近にあることを考慮し、1900年以降の地震に関しては、IASPEI(国際地震学地球内部物理学協会)の震源カタログ(Engdahl and Villasenor, 2002)、阿部の震源カタログ(Abe, 1981b, 1985; Abe and Noguchi, 1983a, 1983b)も参照した。また、宇津(1982, 1985, 1999)がMを決めるうえで気象庁Mを引用した地震については、気象庁による改訂M値(2003年9月25日)を採用した。

Mtの欄は阿部(1988, 1999)の表に記述されたMtを採用することとした。

Mwの欄に関しては、宇津の表(1999)、Harvard CMTカタログを採用し、IASPEI(国際地震学地球内部物理学協会)の震源カタログ(2002)、阿部の震源カタログ(Abe, 1981b, 1985; Abe and Noguchi, 1983a, 1983b)も参照した。

注3:死傷者の欄は宇津(1999)によった。表中「-」は不明(記録がない)でゼロとは限らない、「数人」は死(傷)者があつたが数については情報がないことを表す。なお、北方領土の死傷者は必ずしも含まれてはいない(そのような例として北方四島で11名の死者をもたらした1994年北海道東方沖地震が挙げられる)ことに留意する必要がある。

注4:2003年9月26日の地震の記録は以下にもとづく:Mは気象庁による。Mtは阿部(1981)の手法による。MwはHarvard CMTカタログによる。死傷者(行方不明2名, 負傷者は重傷69名を含む849名)は、平成16年3月31日の消防庁発表『平成15年(2003年)十勝沖地震(確定版)』による。

注5:プレート内地震に関しては、M8程度(やや浅い地震)とM7.5程度(やや深い地震)の地震を示した。1978年の地震の気象庁Mは7.2であるが、気象庁の観測網の端で起こったためその精度が高くないこと、Mwが7.8であることや震度分布のひろがり を考慮し、M7.5程度の地震に含めた。

注6:2004年11月29日の地震の記録は以下にもとづく:Mは気象庁による。Mtは阿部(1981)の手法による。MwはHarvard CMTカタログによる。負傷者数(重傷6名を含む51名)は、平成16年12月8日11時30分の消防庁発表『釧路沖を震源とする地震(第8報)』による。

表3-1 十勝沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安	図2の十勝沖の塗りつぶした領域 (但し根室沖の地震と連動する場合は 図2の破線を施した領域)	震源域は、1952年及び2003年の地震の本震時のすべり領域、及び本震後約1ヶ月間の余震域の範囲を参考に判断した。  なお、十勝沖の地震は根室沖の地震と連動する可能性がある。	A
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。 低角逆断層型。		
(3) 震源域	図2(深さは、沿岸寄りでは50km程度、千島海溝寄りでは10数km程度) (但し根室沖の地震と連動する場合は 図2の十勝沖・根室沖の連動想定震源域)		
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N115° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(Wei and Seno, 1998; Sella et al., 2002)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 72.2年 (十勝沖での過去の地震の発生間隔 108.9年及び51.6年)	千島海溝沿いで発生した同タイプの地震の発生間隔: 十勝沖(108.9年及び51.6年)、根室沖の地震(79.2年)、色丹島沖の地震(76.2年)、択捉島沖の地震(45.1年)を平均して求めた。	
	最新発生時期(2003年9月26日)から2005年1月1日までの経過時間 1.3年		

表3-2 根室沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安  (2) 震源域の形態  (3) 震源域	図2の根室沖の塗りつぶした領域 (但し十勝沖の地震と連動する場合は 図2の破線を施した領域)  陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。 低角逆断層型。  図2(深さは、50km程度以浅) (但し根室沖の地震と連動する場合は 図2の十勝沖・根室沖の連動想定震源域)	震源域は、1894年の地震の規模から推定した震源断層の面積を参考にして、隣接する領域付近にまで達すると判断した*。  なお、次の根室沖の地震は十勝沖の地震と連動する可能性がある。	B
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N116° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(Wei and Seno, 1998; Sella et al., 2002)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 72.2年 (最新2回の地震の発生間隔 79.2年)  最新発生時期(1973年6月17日)から2005年1月1日までの経過時間 31.5年	千島海溝沿いで発生した同タイプの地震の発生間隔: 十勝沖(108.9年及び51.6年)、根室沖の地震(79.2年)、色丹島沖の地震(76.2年)、択捉島沖の地震(45.1年)を平均して求めた。	

\*震源域の面積は、規模(M)と断層面積(S)を関係付ける宇津(2001)の経験式  $\log S = M - 4.0$ 等を参考にした。

表3-3 色丹島沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源域	図2の色丹島沖の塗りつぶした領域 陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。 低角逆断層型。 図2（深さは、60km程度以浅）	震源域は、1969年の地震の本震後約1ヶ月間の余震分布、及び過去の地震規模から推定した震源断層の面積を参考にして判断した*。	B
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N118° E （陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き）	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向（Wei and Seno, 1998; Sella et al., 2002）から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 72.2年 （最新2回の地震の発生間隔 76.2年） 最新発生時期（1969年8月12日）から2005年1月1日までの経過時間 35.4年	千島海溝沿いで発生した同タイプの地震の発生間隔：十勝沖（108.9年及び51.6年）、根室沖の地震（79.2年）、色丹島沖の地震（76.2年）、択捉島沖の地震（45.1年）を平均して求めた。	

表3-4 択捉島沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源域	図2の択捉島沖の塗りつぶした領域 陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。 低角逆断層型。 図2（深さは、60km程度以浅）	震源域は、1969年の地震の本震後約1ヶ月間の余震分布、及び過去の地震規模から推定した震源断層の面積を参考にして判断した*。	B
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N120° E （陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き）	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向（Wei and Seno, 1998; Sella et al., 2002）から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 72.2年 （最新2回の地震の発生間隔 45.1年） 最新発生時期（1963年10月13日）から2005年1月1日までの経過時間 41.2年	千島海溝沿いで発生した同タイプの地震の発生間隔：十勝沖（108.9年及び51.6年）、根室沖の地震（79.2年）、色丹島沖の地震（76.2年）、択捉島沖の地震（45.1年）を平均して求めた。	

\*震源域の面積は、規模（M）と断層面積（S）を関係付ける宇津（2001）の経験式  $\log S = M - 4.0$ 等を参考にした。

表3-5 ひとまわり小さいプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等  
十勝沖・根室沖

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源域	図1の十勝沖と根室沖を併せた領域 陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。 低角逆断層型。 図1の十勝沖から根室沖にかけてのどこかで発生する。深さは、60km程度以浅	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。	B
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N116° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向 (Wei and Seno, 1998; Sella et al., 2002) から推定した。	
(5) 発生間隔等	発生頻度 17.5年に1回	1900年以降の105年間にM7.0以上の地震が6回発生しているため、発生頻度は17.5年に1回とした。	

色丹島沖・択捉島沖

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源域	図1の色丹島沖と択捉島沖を併せた領域 陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。 低角逆断層型。 図1の色丹島沖から択捉島沖にかけてのどこかで発生。深さは、60km程度以浅	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。	B
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N119° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向 (Wei and Seno, 1998; Sella et al., 2002) から推定した。	
(5) 発生間隔等	発生頻度 10.5年に1回	1963年以降の42年間にMw7.5以上の地震が4回発生しているため、発生頻度は10.5年に1回とした。	

表3-6 プレート内地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等  
沈み込んだプレート内のやや浅い地震

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源域	図1の十勝沖から択捉島沖にかけての全体 太平洋プレートの内部で発生するプレート内地震。 震源域の深さは50km程度。具体的な地域は特定できない。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。	C
(4) 発生間隔等	発生頻度 82.8年に1回	1839年の地震以降の165.7年間に、M8程度の地震が2回発生しているため、発生頻度は82.8年に1回とした。	

沈み込んだプレート内のやや深い地震

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注1
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源域	図1の十勝沖から択捉島沖にかけての全体 太平洋プレートの内部で発生するプレート内地震。 震源域の深さは100km程度。具体的な地域は特定できない。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。	C
(4) 発生間隔等	発生頻度 27.3年に1回	1923年以降の82年間に、M7.5程度の地震が3回発生しているため、発生頻度は27.3年に1回とした。	

注1: 評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確からしさを相対的にランク付けしたもので、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

評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。なお、発生領域の評価の信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については(付表)を参照のこと。

発生領域の評価の信頼度

A: 過去の地震から領域全体を想定震源域とほぼ特定できる。ほぼ同じ震源域で地震が繰り返し発生しており、発生領域の信頼性は高い。

B: 過去の地震から領域全体を想定震源域とほぼ特定できる。ほぼ同じ震源域での地震の繰り返しを想定でき、発生領域の信頼性は中程度である。  
または、  
想定地震と同様な地震が領域内のどこかで発生すると考えられる。想定震源域を特定できないため、発生領域の信頼性は中程度である。

C: 発生領域内における地震は知られていないが、ほぼ領域全体もしくはそれに近い大きさの領域を想定震源域と推定できる(地震空白域<sup>\*5</sup>)。過去に地震が知られていないため、発生領域の信頼性はやや低い。  
または、  
想定地震と同様な地震が領域内のどこかで発生すると考えられる。想定震源域を特定できず、過去の地震データが不十分であるため発生領域の信頼性はやや低い。

D: 発生領域内における地震は知られていないが、領域内のどこかで発生すると考えられる。但し、地震学的知見が不十分なため発生領域の信頼性は低い。

\*5 いわゆる海溝型地震など、プレート境界で発生する大地震は、その震源域が互いにほとんど重ならず、大地震が起こっていない領域を埋めるように次々と起こってゆく傾向がみられる。このように大地震の発生する可能性がある領域において、隣接する領域で大地震が発生しているにもかかわらず、まだ大地震が発生していない領域を「地震空白域」という。

表4-1 次の十勝沖の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	ほぼ0% ほぼ0%~0.004% 0.02%~0.5% 1%~5% 9%~20%	BPT分布モデルに平均発生間隔72.2年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.24$ （陸域の活断層に対する値（地震調査委員会,2001））~0.32（千島海溝沿いで発生する同タイプの地震の発生間隔より求めた値）を適用して算出した。	B
地震後経過率	0.02	経過時間1.3年を平均発生間隔72.2年で割った値。	
次の地震の規模	M8.1前後 <sup>注3</sup> (M8.3程度 <sup>注3</sup> )☆	同領域で発生した過去の地震のMを参考にして判断した。 ☆十勝沖の地震（1952年, M8.2）と根室沖の地震（1894年, M7.9）を参考にして、根室沖の地震と連動した場合の規模を示す。	B

表4-2 次の根室沖の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	1%~5% 10%~20% 30%~40% 50%程度 70%程度	BPT分布モデルに平均発生間隔72.2年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.24$ （陸域の活断層に対する値（地震調査委員会,2001））~0.32（千島海溝沿いで発生する同タイプの地震の発生間隔より求めた値）を適用して算出した。	B
地震後経過率	0.44	経過時間31.5年を平均発生間隔72.2年で割った値。	
次の地震の規模	M7.9程度 <sup>注3</sup> (M8.3程度 <sup>注3</sup> )☆	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。 ☆十勝沖の地震（1952年, M8.2）と根室沖の地震（1894年, M7.9）を参考にして、十勝沖の地震と連動した場合の規模を示す。	B

表4-3 次の色丹島沖の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	3%~8% 20%程度 40%程度 60%程度 80%程度	BPT分布モデルに平均発生間隔72.2年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.24$ （陸域の活断層に対する値（地震調査委員会,2001））~0.32（千島海溝沿いで発生する同タイプの地震の発生間隔より求めた値）を適用して算出した。	B
地震後経過率	0.49	経過時間35.4年を平均発生間隔72.2年で割った値。	
次の地震の規模	M7.8前後 <sup>注3</sup> (Mw8.2前後 <sup>注3</sup> )	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。また過去の地震のMとMwの差が大きいため、Mwも参考として示した。	B

表4-4 次の択捉島沖の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率	8%~10%	B P T分布モデルに平均発生間隔72.2年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.24$ （陸域の活断層に対する値（地震調査委員会, 2001））~0.32（千島海溝沿いで発生する同タイプの地震の発生間隔より求めた値）を適用して算出した。	B
今後20年以内の発生確率	30%程度		
今後30年以内の発生確率	50%程度		
今後40年以内の発生確率	70%程度		
今後50年以内の発生確率	80%~90%		
地震後経過率	0.57	経過時間41.2年を平均発生間隔72.2年で割った値。	
次の地震の規模	M8.1前後 <sup>注3</sup> (Mw8.5前後 <sup>注3</sup> )	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。また過去の地震のMとMwの差が大きいため、Mwも参考として示した。	B

表4-5 次のひとまわり小さい規模のプレート間地震の発生確率等  
十勝沖・根室沖

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注2</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率	40%程度	1900年以降の105年間にM7.0以上の地震が6回発生しているため、発生頻度を17.5年に1回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。	B
今後20年以内の発生確率	70%程度		
今後30年以内の発生確率	80%程度		
今後40年以内の発生確率	90%程度		
今後50年以内の発生確率	90%程度		
次の地震の規模	M7.1前後 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	A

色丹島沖・択捉島沖

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注2</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率	60%程度	1963年以降の42年間にMw7.5以上の地震が4回発生しているため、発生頻度を10.5年に1回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。	C
今後20年以内の発生確率	90%程度		
今後30年以内の発生確率	90%程度		
今後40年以内の発生確率	90%程度以上		
今後50年以内の発生確率	90%程度以上		
次の地震の規模	M7.1程度 <sup>注3</sup> (Mw7.7程度 <sup>注3</sup> )	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。また過去の地震のMとMwの差が大きいため、Mwも参考として示した。	A

表4-6 次のプレート内地震の発生確率等  
沈み込んだプレート内のやや浅い地震

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	10%程度 20%程度 30%程度 40%程度 50%程度	1839年の地震以降の165.7年間に、太平洋プレート内部、深さ50km程度でM8程度の地震が2回発生しているため、発生頻度を82.8年に1回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。	C
次の地震の規模	M8.2前後 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

沈み込んだプレート内のやや深い地震

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	30%程度 50%程度 70%程度 80%程度 80%程度	1923年以降の82年間に、太平洋プレート内部、深さ100km程度でM7.5程度の地震が3回発生しているため、発生頻度を27.3年に1回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。	C
次の地震の規模	M7.5程度 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B*

\*過去に発生した地震の回数は3回であるが、そのうちの2回（1924年、1978年）の地震規模の不確定性が大きいことを考慮し、地震数1個に対応する信頼度を付与している。

注1：評価時点は全て2005年1月1日。「ほぼ0%」は $10^{-3}$ 未満の確率値を示す。

注2：ポアソン過程を用いているため評価時点がどの時点でも確率は変化しない。

注3：この報告書では、Mの数値の推定のばらつきについて、「程度」および「前後」を使用。「程度」は「前後」よりばらつきが大きい場合に使用した。

注4：評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確からしさを相対的にランク付けしたもので、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

評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。発生確率の評価の信頼度は、地震発生の切迫度を表すのではなく、確率の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。なお、規模および発生確率の信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については（付表）を参照のこと。

規模の評価の信頼度

A：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが比較的多くあり、規模の信頼性は高い。

B：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが多くはなく、規模の信頼性は中程度である。

C：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。

D：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したが、地震学的知見も不十分で想定規模の信頼性は低い。

発生確率の評価の信頼度

A：想定地震と同様な過去の地震データが比較的多く、発生確率を求めるのに十分な程度あり、発生確率の値の信頼性は高い。

B：想定地震と同様な過去の地震データが多くはないが、発生確率を求め得る程度にあり、発生確率の値の信頼性は中程度である。

C：想定地震と同様な過去の地震データが少なく、必要に応じ地震学的知見を用いて発生確率を求めたため、発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きくなり得る。

D：想定地震と同様な過去の地震データがほとんど無く、地震学的知見等から発生確率の値を推定したため、発生確率の値の信頼性は低い。今後の新しい知見により値が大きくなり得る。

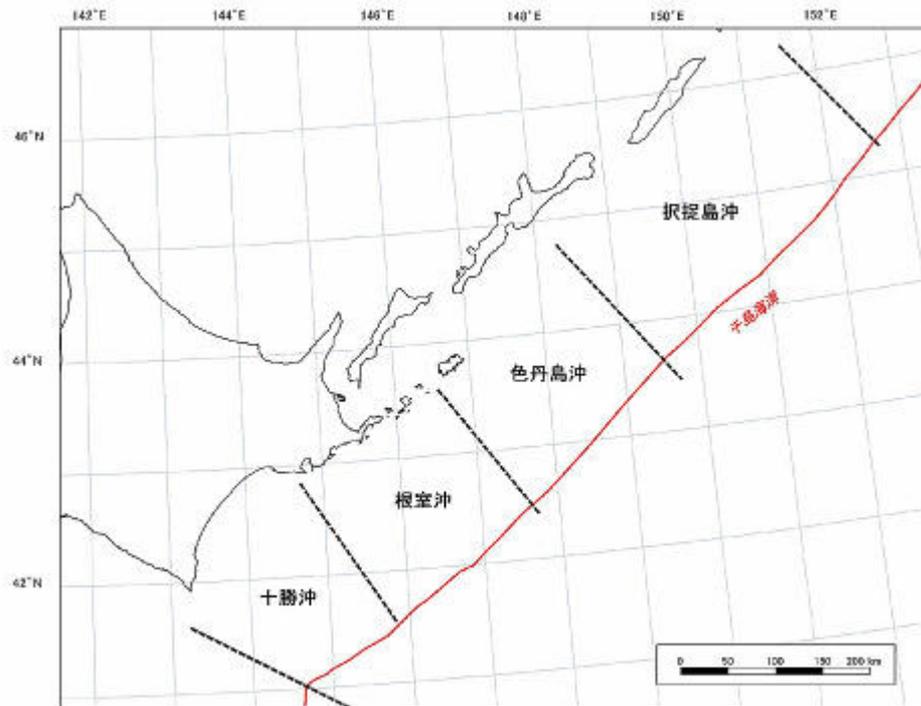


図1 千島海溝沿いの評価対象領域

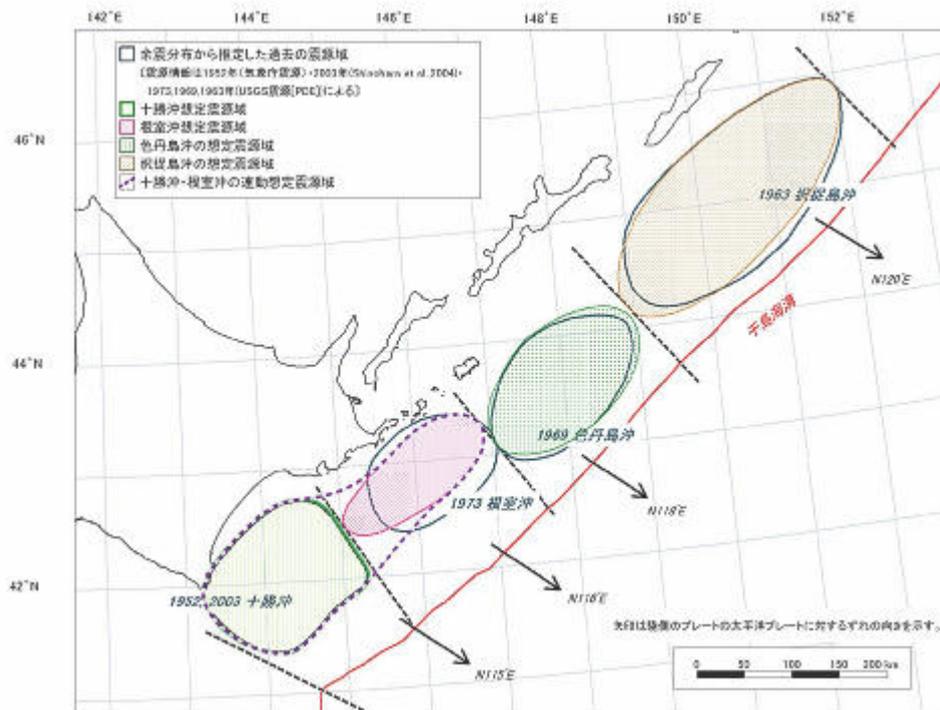


図2 千島海溝沿いの過去の震源域と想定震源域

## 説明

### 1 千島海溝沿いの地震活動に関するこれまでの主な調査研究

十勝沖から択捉島沖にかけての千島海溝沿いの歴史地震にかかわる調査研究としては、宇佐美 (1996, 2003)、渡辺 (1998)、宇津 (1982, 1985, 1999)、阿部 (1999)、地震調査委員会 (1999)、札幌管区気象台 (2000) 等がある。それらの津波波源域は羽鳥 (1969, 1971, 1973, 1974, 1982, 1984, 1995) 等が研究している。

地震の系列の同定にかかわる調査研究としては、宇津 (1972, 1984, 1999)、Fukao and Furumoto (1979)、及び、原田・石橋 (2001) 等がある。

過去に発生した事例の震源モデルに係わる調査研究としては、十勝沖の地震 (1952年) については、笠原 (1975)、Aida (1978)、Fedotov (1982)、Hirata et al. (2003) 等がある。根室沖の地震 (1973年) については、Shimazaki (1974)、多田 (1974)、Aida (1978)、Kikuchi and Fukao (1987) 等がある。色丹島沖の地震 (1969年) については、Abe (1973)、Fukao and Furumoto (1975)、Schwartz and Ruff (1985, 1987)、Kikuchi and Fukao (1987) 等がある。択捉島沖の地震 (1963年) については、Kanamori (1970)、Beck and Ruff (1987)、Schwartz and Ruff (1987) 等がある。ひとまわり小さい規模の地震については、1978年の地震のHurukawa and Ellsworth (1999)、1995年の地震のHurukawa (1998)、Schwartz (1999) 等の研究成果がある。プレート内地震に関しては、1958年択捉島沖の地震の研究として Fukao and Furumoto (1979)、Schwartz and Ruff (1987)、Harada and Ishibashi (1999, 2001, 2002) 等が、1978年国後水道付近の地震の研究として Kasahara and Sasatani (1985) 等が、1993年釧路沖地震の研究として Ide and Takeo (1996)、笠原 (2000a) 等があり、1994年北海道東方沖地震の研究として 笠原他 (2000b)、菊地・金森 (2000) 等がある。

歴史記録および地震観測記録で知られている津波を超える規模の津波に関する調査研究としては、平川他 (2000a, 2000b)、七山他 (2001a, 2001b, 2002)、平川 (2003) 等があり、これらの津波をもたらす地震の震源モデルの研究としては、Nanayama et al. (2003)、佐竹他 (2003) 等がある。

十勝沖から根室沖にかけての太平洋プレートの沈み込みに関連したバックスリップモデルの研究としては、GPSデータを用いた伊藤他 (1999)、Ito et al. (2000) がある。また、太平洋プレートの沈み込みに関連して発生する微小地震の震源分布や太平洋プレート内二重深発地震面等の調査研究としては、Kosuga et al. (1996)、勝俣他 (2002)、Katsumata et al. (2003) 等があり、十勝沖から根室沖にかけての海底地下構造についての調査研究としては、Iwasaki et al. (1989)、仲西他 (2001) 等がある。

最近の十勝沖～根室沖にかけての海洋地質に関する研究としては、例えば、Noda et al. (2004 in press) や、報告集として「千島弧－東北日本弧会合部の海洋地質学的研究」(2003, 2004) 等がある。また、千島海溝沿いのプレート間地震の発生場所の地形・地質学的な特徴と、重力異常域との対応についての研究として、Sugiyama (2004)、Wells et al. (2003) 等がある。

2003年十勝沖地震の発生に伴い、大学及び関係各機関により、この地域での緊急調査研究が行われている。地震観測・解析では、例えば、Yamanaka and Kikuchi (2003)、Hamada and Suzuki (2004)、Honda et al. (2004)、Koketsu et al. (2004)、Yagi (2004) 等が、津波観測・解析では、Hirata et al. (2004)、Tanioka et al. (2004a, b)、佐竹他 (2005 in press) 等が挙げられる。海底地震計観測による余震分布については、Shinohara et al. (2004)、山田他 (2004 in press)、海底地下構造探査では鶴他 (2004)、余効変動についてはOzawa et al. (2004) 等が挙げられる。また、全体をまとめた報告書として、平成15年科学技術振興調整費による「平成15年(2003年)十勝沖地震に関する緊急調査研究報告書－平田直編－(2004)」(以下、平田〔編〕, 2004) がある。

### 2 千島海溝沿いの地震活動の長期評価の説明

#### 2-1 地震の発生位置及び震源域の形態に関する評価の説明

地震の発生位置及び震源域の評価作業に当っては、過去の震源モデルを参照し、微小地震等に基づくプレート境界面の推定に関する調査研究成果及び当該地域の速度構造についての調査研究成果を参照して、十勝沖から択捉島沖にかけての想定震源域を推定した。

各領域の区域分けについては、過去の地震の震源域、波源域、震源モデルの分布、バックスリップモデルの研究成果を考慮して行った(図1参照)。但し、20世紀初期以前の地震に関しては、その震源域やメカニズムが必ずしも明確ではなく、限定された歴史記録や精度の低い検潮記録しか残っていないため、20世紀前半以降のM8程度のプレート間地震の震源域を余震分布に基づいて推定し、区

分けの根拠とした（図2参照）。

プレート境界の形状の推定を行うにあたり、例えば、Ito et al. (2000)は十勝沖～根室沖西部で、50km程度より深い領域でのカップリング率の低下を推定しており、これが岩石学的実験から求めた、レオロジーモデルやアサイズミックフロントの結果と調和的である事を指摘している（図15参照）。また、瀬野（1995）等で述べられているように、一般的にスラスト型のプレート境界では、陸側のプレートの厚さが60km程度であり、これより深い所では、沈み込んだプレート上面がアセノスフェアと接しているためプレート境界での地震が発生しないと考えられる。これらの知見から、千島海溝沿いでは、プレート間地震が60kmより深い場所で発生する可能性は低いと考え、同タイプの地震の発生する深さの下限を60km程度とし、この深さまでのプレート境界の形状を推定した。

十勝沖～根室沖の地域では、40～60kmのプレート境界の等深線は、勝俣他(2002)、Katsumata et al. (2003)の微小地震解析とプレート境界の形状についての研究、ならびに気象庁による一元化震源の分布（図8参照）を基に推定した。20～30kmの等深線は、Shinohara et al. (2004)、山田他(2004 in press)及び平田〔編〕(2004)の2003年十勝沖地震後に実施した海底地震計観測による余震分布と発震機構の成果を基に推定した。10kmの等深線は、Iwasaki et al. (1989)、仲西他(2001)、鶴他(2004)の反射法地震探査による海底の地下構造調査の成果を基に推定した（図9参照）。色丹島～択捉島沖の地域では、火山フロントの分布（衣笠他, 1992; 杉村, 1978; 吉田・細野, 2002）を基に、火山フロント及び海溝軸に平行となるように十勝沖・根室沖のプレート境界の等深線を延長した。また、地震調査委員会(2002)による三陸沖のプレート境界の推定等深線図も考慮し、これと接続するように襟裳岬南沖での形状を推定した（図7-1, 7-2参照）。

### 十勝沖の地震

本報告では、1952年及び2003年の地震を十勝沖のM8程度のプレート間地震の典型的な例として、これらの震源域を基に将来の想定震源域の範囲を推定した。両地震では地震観測データや周辺地域での検潮・測地等の多くの観測データがあり、これを基に多くの調査研究が行われている。

地震観測では、Yamanaka and Kikuchi (2003)、Honda et al. (2004)、Koketsu et al. (2004)、Yagi (2004)等により本震時のすべり領域の推定が行われている（図12-1参照）。例えば、Yamanaka and Kikuchi (2003)では、1952年と2003年の地震について地震波による解析を行い、震源断層面上で破壊開始点である震源位置から北方の深い領域への破壊の進行を推定している。また、2003年の主要な地震すべり領域の範囲は1952年の範囲と重なるが、1952年の方が若干その範囲が大きい。余震については、1952年の地震について、Hamada and Suzuki (2004)により、余震の震源位置の再決定と、2003年の余震分布との比較が行われている。両者の余震域はほぼ同じ範囲であり、襟裳岬の沖から釧路海底谷付近に広がっている。また、陸域での震度分布もほぼ同じである（Hamada and Suzuki, 2004）。

測地観測では、GPS連続観測網による陸域の地殻変動から推定された震源断層は、地震波の解析によって推定されたものと調和的である。また、Ozawa et al. (2004)による余効変動の分布範囲は、余震分布の広がり調和的であり、本震時のすべり領域と相補的である（図16参照）。

津波による調査・解析では、1952年十勝沖地震については、例えば、波源域を推定した羽鳥(1973)、津波数値解析としてHirata et al. (2003)等の研究がある（図14-4参照）。この中で、羽鳥(1973)が推定した波源域では南東方向が拘束されておらず（関谷他, 1973）、Hirata et al. (2003)では、この方向の広い範囲に海底面の変位を推定している（図12-2参照）。2003年十勝沖地震では、Tanioka et al. (2004a)、平田〔編〕(2004)等が太平洋沿岸での津波遡上高の報告を行っている。これらの報告では、1952年と2003年の津波遡上高の比較を行っており、釧路から西側では両者は非常に良く似た分布を示すのに対して、東側では異なることを示している。1952年の地震の津波遡上高は昆布森～霧多布では3～5mであるのに対して、2003年では局所的な要因が考えられる末広(4m)を除いて1～2m程度であり、明らかに1952年の方がこの範囲で遡上高が大きい（平田〔編〕, 2004）（図14-2参照）。また、津波数値解析では、Hirata et al. (2004)、Tanioka et al. (2004b)、佐竹他(2005 in press)等が津波を説明する海底変位領域の推定を行っている。例えば、佐竹他(2005 in press)は1952年及び2003年の地震について、同一の解析手法による数値解析結果の比較を行っている。これらの解析結果から、1952年の津波を発生させた海底隆起の範囲は、主に地震によるすべり領域の東～南東方向に分布し、海溝に近い領域では余震域東端付近の釧路海底谷を越えて東側にまで分布している。一方で2003年では、1952年のそれに比べて海底隆起の範囲が陸寄りの西側に限定され、南東での隆起は見られない（図12-2参照）。また、津波数値解析によって推定される陸域での地殻変動と、実際に観測された測地観測の結果は矛盾しない。

以上の調査研究の成果をふまえて、十勝沖の想定震源域を、1952年及び2003年の地震の本震時のすべり領域と余震域を基に推定した。東西は襟裳岬南沖～釧路海底谷付近の範囲を、南北はプレートの沈み込み10数km～50km程度の深さの範囲を推定した（図4参照）。但し、1952年の地震で海溝寄りに推定されている津波を発生させる海底隆起の範囲は、本震時のすべり領域や余震域から外れているため、想定震源域には含めていない。この隆起域の発生機構の解明は将来の課題とした。

なお、上記で推定した十勝沖の想定震源域の領域は、地形的には襟裳岬南沖の海脚部と、釧路海底谷東の陸棚の突出部に挟まれた前弧海盆に位置している（例えば、Sugiyama, 2004）。この前弧海盆は強い負の重力異常を示し、襟裳岬の南沖の海脚部と釧路沖の陸棚に対応する正の重力異常域に囲まれている（上嶋, 2004）（図17参照）。Wells et al. (2003) やSugiyama (2004) は、この地域でのプレート間地震の震源域のアスペリティの配置と、前弧海盆の負の重力異常域の対応を指摘している。

### 根室沖の地震・色丹島沖の地震・択捉島沖の地震

色丹島沖の地震・択捉島沖の地震については最近の地震である1969年・1963年を各々の領域の典型例と考えた。また、根室沖の地震については1973年の地震の余震域が、隣接する十勝沖との境界まで達していないことから、隣接する領域付近にまで震源域が及んでいたと考えられる1894年の地震を参考とした（図14-5参照）。北海道東方沖での気象庁震源は、当該地域の地震が観測網から外れていることと、観測される地震波がプレートの沈み込みによる特異な速度構造の影響を強く受けることにより、米国地質調査所 (USGS) や国際地震センター (ISC) の決定した震源に対して系統的なずれを生じている。本評価ではこのことを考慮し、本震後約1ヶ月間のUSGS震源 (PDE) による余震域を参考にした（図3参照）。震源域は余震データの精度が不十分であることから、詳細な位置・形状の推定が難しい。このため、想定震源域は、過去の震源域を含み、宇津 (2001) によるマグニチュードと震源断層の面積の経験式  $\log S = M - 4.0$  を用いて、過去の地震の規模から想定される震源域の面積を算定し、これに整合する楕円形の領域を設定した。これにより根室沖では、長径約170km、短径約70kmの北西方向に傾き下る楕円形を想定した。色丹島沖では、長径約190km、短径約110kmの北西方向に傾き下る楕円形を想定した。択捉島沖では、長径約310km、短径約130kmの北西方向に傾き下る楕円形を想定した（図2参照）。

### 十勝沖の地震と根室沖の地震の連動

本報告では、平川他 (2000a, 2000b)、七山他 (2001a, 2001b, 2002)、平川 (2003) による津波堆積物の調査結果と、それに基づいてNanayama et al. (2003)、佐竹他 (2003) が津波数値実験をした結果を参考にして、十勝沖の地震と根室沖の地震が連動する可能性があるかと判断し、その場合の震源域を、上記の十勝沖の地震の想定震源域と、根室沖の地震の想定震源域を併せ持つ領域に想定した（図2参照）。

### その他の地震

#### ひとまわり規模の小さいプレート間地震

本報告では、上記で挙げたM8程度のプレート間地震以外に、M7程度のひとまわり規模の小さいプレート間地震を評価した。十勝沖～根室沖で記録されているM7.0以上の地震の中には、1915年に広尾沖で発生し死者2名を出した地震を含めて、太平洋沿岸に被害をもたらしたものが含まれる。色丹島沖～択捉島沖では、M8程度のプレート間地震の規模がMw8.2～8.5と大きいことから、ひとまわり小さい地震の規模もMw7.5以上と大きめなものが含まれ、1963年の択捉島沖の地震の震央を含むアスペリティを破壊した (Schwartz, 1999) とされる1995年の地震 (M7.3) はMw7.9にまで達する。そこで本報告では、十勝沖～根室沖では、M7以上の地震がほぼ記録されるようになったと考えられる1900年以降に発生したM7.0以上のプレート間地震、色丹島沖～択捉島沖では、WWSSN (世界標準地震計観測網) が整備された1963年以降に発生したMw7.5以上の地震を評価対象とした。これらの地震は十勝沖～根室沖、および色丹島沖～択捉島沖の特定の場所で一定間隔で発生していることを見ることは難しい（図14-7参照）。そこで十勝沖・根室沖及び色丹島沖・択捉島沖のそれぞれの領域内のいずれの場所でもランダムに地震が発生する可能性があると考えた。

#### プレート内地震

十勝沖から択捉島沖にかけて、M7.5～M8程度の太平洋プレート内地震がいくつか知られている（図14-9参照）。1993年の釧路沖地震、1994年の北海道東方沖地震は大きな津波と強震をもたらし、死傷

者を含むかなりの被害が生じている。本報告では評価対象とはしなかったが、1964年（根室半島やや深発地震）や2000年1月（北海道東方沖の地震）のようにM7程度のひとまわり小さい規模のものも発生している。従って、十勝沖から択捉島沖にかけてをプレート内地震の発生ポテンシャルを有する場であると評価した。本報告ではプレート内地震を評価対象とし、破壊域の深さと規模に応じて、「沈みこんだプレート内のやや浅い地震（M8程度）」と「沈み込んだプレート内のやや深い地震（M7.5程度）」に分類した。前者については1839年の地震以降、また後者については気象庁地震カタログが整備された1923年以降は見落としの可能性が低いと考えた。その結果、前者に分類されるものは1958年の地震（択捉島沖、M8.1）と1994年の地震（北海道東方沖地震、M8.2）であり、破壊域の深さ分布の中心は概ね50kmで、大きな津波が発生している。後者に分類されるものは1924年の地震（国後島近海、M7.6）、1978年の地震（国後水道、M7.2, Mw7.8）と1993年（釧路沖地震、M7.5）であり、破壊域の深さ分布の中心は概ね100kmで、津波は伴わなかったが強震動をもたらした。これらの地震は十勝沖から択捉島沖にかけての特定の領域で一定間隔で発生していることを見ることは難しい。そこで十勝沖から択捉島沖にかけてのいずれの場所でも同様な地震がランダムに発生する可能性があると考えた。

## 2-2 地震活動

### 2-2-1 過去の地震について

十勝沖～択捉島沖の千島海溝沿いに発生した地震の過去の研究では、1839年5月1日に十勝沖で発生したとされる地震まで確認された研究成果があるが、それ以前については、資料の不足から地震が見落とされている可能性があるため、1839年の地震より後について整理した。

地震の同定に当っては、宇佐美（1996, 2003）、渡辺（1998）、阿部（1999）、宇津（1999）、地震調査委員会（1999）等の記述を参考にした。震源データに関しては、気象庁震源カタログ、宇津の表（1982, 1985, 1999）、Harvard CMTカタログを引用し、IASPEI（国際地震学地球内部物理学協会）の震源カタログ（2002）、阿部の震源カタログ（Abe, 1981b, 1985; Abe and Noguchi, 1983a, 1983b）も併せて参照した。また、地震のマグニチュード（M）の値は宇津（1999）を採用することとした。但し、近代観測が行われるようになった1885年より前の値は、1885年以降のものに比べ信頼性が劣ることから、1884年以前のMの信頼性は低いと判断し、これを補う観点から、津波マグニチュード（Mt；阿部, 1999）を併記し、参照することとした。また、震源の物理的な規模をよりよく反映するモーメントマグニチュード（Mw）も宇津（1999）に掲載されているもの（1977年以降はHarvard CMTカタログ値に一致する）は併記し、参照することとした（表2参照）。

### 十勝沖の地震・根室沖の地震・色丹島沖の地震・択捉島沖の地震

これらの地震に関しては、系列の同定に関する調査研究の概要（表5参照）と文献での評価結果等（図5参照）を参考にして、1839年の地震より後に発生した地震をそれぞれの領域でのM8程度のプレート間地震と同定した。以下に各地震の概要を述べる。

#### <十勝沖の地震>

##### 2003年9月26日の地震（平成15年（2003年）十勝沖地震）

2003年9月26日に地震（M8.0, Mt8.1, Mw8.3）があった。この地震に伴い北海道太平洋沿岸の東部（厚岸・釧路）～十勝平野（豊頃・忠類等）～日高支庁南部（浦河・静内）にかけて最大震度6弱を観測した。地震に伴う津波は北海道から東北にかけて観測され、浦河港で1.3m、霧多布で1.3m、八戸で1.0m（いずれも検潮所の記録）など。また、遡上高として十勝港で2.5m、えりも町百人浜で4.0m、痕跡高として豊頃町長節沼で3.8mなどの津波が観測されている。消防庁の発表によれば、被害は津波による行方不明者2名、重傷者69名を含む負傷者849名、住家全壊116棟（消防庁, 2003）であり、強震動による屋外石油タンクの火災発生等大きな災害を伴った（図14-1～14-4参照）。

##### 1952年3月4日の地震（十勝沖地震）

1952年3月4日に地震（M8.2, Mt8.2, Mw8.1）があった。十勝地方その他の泥炭地に被害が多かった。十勝支庁と日高支庁の沿岸地域で地震動が大きく、震度6の地点が6町（池田・浦幌他）、震度5の地点が7市町村（浦河・厚岸・広尾他）に及んだ。地震動による被害は十勝川下流域の低湿な地域で著しかった（地震調査委員会, 1999）。津波は浜中・厚岸に最大の被害をもたらした。琵琶瀬湾からの津波が霧多布を通り抜けて浜中湾に出て高さ約3mに及んだ。厚岸では波高6.5mに達した（宇佐美, 2003）。被害は死者28名、行方不明者5名、負傷者287名、家屋全壊815棟などである（宇佐美,

2003) (図14-1~14-4参照)。

#### 1843年4月25日の地震

1843年4月25日に地震 (M8.0, Mt8.0) があつた。厚岸国泰寺で石灯笼・石仏等が倒散、庭の所々で12~15cmの地割れを生じた。松前や津軽でも強く感じ、江戸でも有感を記録した。津波は厚岸の村落を呑み込み、“大海のようになった”ともいわれ、対岸の番屋、家屋が全部流失した。潮位が平常から15尺上がったという記録から、津波の高さは4~5mと推定される (渡辺, 1998)。津波の来襲により、アイヌ人34名が流死し、ポロトでも11名が流死した (宇佐美, 2003) (図14-1, 14-2参照)。

なお、この地震の震央は宇津 (1999) によれば根室沖に位置するが、本報告では羽鳥 (1984) が歴史記録を用いて推定した津波高分布や震度分布に基づき、同地震を十勝沖の地震として扱うこととした。

#### <根室沖の地震>

##### 1973年6月17日の地震 (根室半島沖地震)

1973年6月17日に地震 (M7.4, Mt8.2, Mw7.8) があつた。根室と釧路で震度5を記録した。津波を伴い、波高は花咲で2.8m、十勝港で1.1mに達した (宇佐美, 2003)。これら地震動と津波により釧路・根室支庁に被害が生じ、負傷者28名、家屋全壊2棟となった (地震調査委員会, 1999) (図14-5参照)。

##### 1894年3月22日の地震

1894年3月22日に地震 (M7.9, Mt8.2) があつた。気象官署の最大震度は5 (釧路・根室) であり、有感範囲は北海道から東北・関東および中部地方にかけての広い範囲に及んだ。地震の被害は根室・釧路・厚岸・霧多布で死者1名、負傷者6名、家屋全壊12棟等であつた (札幌管区气象台, 2000)。国後島では0.9~1.2m程度の津波が観測され、家屋破損等の被害が生じた (宇佐美, 2003)。津波の高さは厚岸2m、大船渡1.8mなど (渡辺, 1998) (図14-5参照)。

#### <十勝沖の地震と根室沖の地震の連動>

北海道東部の太平洋沿岸における津波堆積物の調査研究 (平川他, 2000a, 2000b; 平川, 2003; 七山他, 2001a, 2001b, 2002) によれば、1843年の十勝沖の地震 (Mt8.0)、1952年の十勝沖地震 (Mt8.2) による津波を超える規模の津波がもたらした堆積物が、過去約7000年間に多数認められる。その平均再来間隔は、噴火年代が知られている火山灰と堆積層のC14年代測定値から、400~500年程度と推定され、最新発生時期は17世紀とされている。七山他 (2001a, 2002) によれば、17世紀と13世紀頃のイベントによる津波の遡上分布限界は現在の海岸線から1~4km程度である (図19参照)。平川他 (2000a, 2000b)、平川 (2003) によれば、17世紀イベントによる津波砂礫層が十勝海岸の海食崖上縁部、現在の標高で4~17mに確認されている。Nanayama et al. (2003) 及び佐竹他 (2003) は津波数値解析から、沿岸湿地での津波堆積物の到達範囲を説明する震源断層の考察を行い、千島海溝沿いの複数セグメント (十勝沖及び根室沖) のプレート間地震が連動した場合、17世紀の津波を最も良く説明するとしている。このことから、本報告では十勝沖と根室沖の地震が連動して発生するものと考えた。

#### <色丹島沖の地震>

##### 1969年8月12日の地震

1969年8月12日に地震 (M7.8, Mt8.2, Mw8.2) があつた。北海道東部太平洋沿岸で震度4を観測し、津波により北海道東部で国鉄護岸の前傾 (厚岸一門静間)、浜中町びわせ湾で養殖わかめの筏破損などのごく軽い被害を生じた。津波の高さは花咲129cm、釧路93cm、八戸109cmなど (宇佐美, 2003)。また平均高では色丹島で2.75m、択捉島で1.15m (Soloviev, 1978) (図14-6参照)。

##### 1893年6月4日の地震

1893年6月4日に地震 (M7.7) があつた。根室・厚岸・色丹島では強震で、択捉島では岩石の崩壊があつた (札幌管区气象台, 2000)。津波の高さは色丹島で2~3m (Soloviev, 1978)、択捉島で1.5m (渡辺, 1998) (図14-6参照)。

なお、当領域において、択捉島沖との境界域で1958年11月7日にM8.1 (Mw8.3) の地震が発生している。この地震は、従来M8程度のプレート間地震として扱われてきた (例えば、宇津, 1972) が、最近の研究 (Harada and Ishibashi, 2000) に基づき、本報告では同地震を沈み込んだ太平洋プレート内のやや浅い地震として扱うこととした。

## ＜択捉島沖の地震＞

### 1963年10月13日の地震

1963年10月13日に地震 (M8.1, Mt8.4, Mw8.5) があつた。最大震度は4、津波の高さはウルップ島4.0～4.4m、択捉島4.0mであり、両島で津波による被害が生じた (渡辺, 1998)。津波の最大全振幅は花咲121cm、釧路90cm、八戸130cmなどで、津波により三陸沿岸で漁業施設に軽微な被害が生じた (宇佐美, 2003) (図14-6参照)。

### 1918年9月8日の地震

1918年9月8日に地震 (M8.0, Mt8.5) があつた。沼津まで有感であつた。ウルップ島岩美湾では震後35分で津波来襲し家屋など全滅、当時そこにいた63名中24名が死亡した。波高は6～12mであつた (宇佐美, 2003)。日本沿岸の津波の高さは根室1m、花咲0.5m、三陸沿岸1m以下などであつた (渡辺, 1998) (図14-6参照)。なお、同年11月8日にM7.9の余震と見られる地震が発生し、花咲と鮎川で弱い津波を記録したほか、父島での津波の高さは0.5mであつた (渡辺, 1998)。

## その他の地震

### ＜ひとまわり小さいプレート間地震＞

#### 十勝沖～根室沖のひとまわり規模の小さい地震

この領域では、M7以上の地震がほぼ記録されるようになったと考えられる1900年以降の105年間に発生した地震のうち、上述の十勝沖・根室沖の地震と同定したものを除いたM7.0以上のプレート間地震を、ひとまわり小さいプレート間地震と同定した。該当する地震は、1900年 (M7.1)、1915年 (M7.0)、1924年 (M7.1)、1961年 (M7.2)、1962年 (M7.0)、2004年 (M7.1) の6回である。このうち、1915年の地震では死傷者を伴った (図14-7, 14-8参照)。

#### 色丹島沖～択捉島沖のひとまわり規模の小さい地震

この領域では、WWSSN (世界標準地震計観測網) が整備された1963年以降の42年間に発生した地震のうち、上述の色丹島沖・択捉島沖の地震と同定したものを除いたMw7.5以上のプレート間地震を、ひとまわり小さいプレート間地震と同定した。該当する地震は、1978年3月23日 (M7.0, Mw7.6)、1978年3月25日 (M7.3, Mw7.5)、1991年 (M6.8, Mw7.6)、1995年 (M7.3, Mw7.9) の4回である。いずれも規模はかなり大きかったものの、北海道沿岸より沖合いに遠く離れているため、被害は記録されていない (図14-7参照)。

## ＜プレート内地震＞

M7.5～M8程度のプレート内地震として、1958年 (M8.1)、1994年 (M8.2)、1924年 (M7.6)、1978年12月 (M7.2, Mw7.8)、1993年 (M7.5) の5回の地震を同定し、前者の二つをやや浅い地震 (M8程度)、後者の三つをやや深い地震 (M7.5程度) として扱うこととした (図14-9参照)。これら5回の地震の概要は以下のとおりである。

### 沈み込んだプレート内のやや浅い地震

#### 1994年10月4日の地震 (北海道東方沖地震)

1994年10月4日に地震 (M8.2, Mt8.2, Mw8.3) があつた。釧路と厚岸で震度6を記録したほか広い範囲で有感となった。被害は地震動によるものが大きかった。津波の高さは、国後島と色丹島で5～10m (平均海面上の打ち上げ高)、宮古市で最大5m・根室半島から釧路にかけて3m (TP上の痕跡高) であつた (渡辺, 1998)。地震動と津波による被害は負傷者435名、物的被害は住家全半壊77等であつた。なお、北方四島でも津波の来襲により11名の死者を記録している (宇佐美, 2003) (図14-11参照)。

#### 1958年11月7日の地震

1958年11月7日に地震 (M8.1, Mt8.2, Mw8.3) があつた。釧路で震度5を観測した。津波の高さは歯舞諸島からウルップ島にかけて3～5m程度、検潮記録では花咲で81cm、浦河で65cm、八戸で51cmの他、宮古で養殖のカキ棚が流出した程度であつた。地震による被害は日本本土では釧路地方で鉄道の築堤変形2ヶ所、橋脚亀裂1箇所他の軽微なものであつたが、択捉島などで被害が発生したと推定される (渡辺, 1998) (図14-10参照)。

なお、この地震は従来M8程度のプレート間地震として扱われてきた (例えば、宇津, 1972) が、最近の研究 (Harada and Ishibashi, 2000) に基づき、本報告では同地震を沈み込んだプレート内のやや浅い地震として扱うこととした。

## 沈み込んだプレート内のやや深い地震

### 1993年1月15日の地震（釧路沖地震）

1993年1月15日に地震（M7.5, Mw7.6）があった。釧路沖の深さ約100kmで、沈み込んだ太平洋プレートがほぼ水平に割れることにより発生した。かなり深いところで発生した地震ではあったため津波は伴わなかったが、地震の規模が大きかったため、釧路市で震度6が観測され、釧路市近傍で死者2名、負傷者966名などの大きな被害が生じた。埋立地での地盤の液状化現象・地盤沈下や盛土地域の斜面崩壊が特徴的であった（地震調査委員会, 1999）（図14-12参照）。

### 1978年12月6日の地震

1978年12月6日に地震（M7.2, Mw7.8）があった。有感地域は北海道・東北・関東各地方の全般および中部・中国両地方の一部に亘り、最大震度は4（根室・釧路・帯広・広尾・浦河・むつ・八戸・盛岡）であった。同地震は多くの余震を伴った（気象庁, 1978）。なお、この地震の気象庁Mは7.2であるが、気象庁の観測網の端で起こったため、その精度が高くないこと、Mwが7.8であることや震度分布のひろがりやを考慮し、M7.5程度の地震に含めた（図14-12参照）。

### 1924年7月1日の地震

1924年7月1日に地震（M7.6）があった。有感地域は北海道地方より関東地方にまでわたり、最大震度は4（根室）であった（気象庁, 1924）（図14-12参照）。

## 2-2-2 地殻変動の現状

十勝沖から択捉島沖にかけては、太平洋プレートが陸側のプレートの下に、西北西の方向に沈みこんでいる。

これらのプレート運動に伴う、2003年十勝沖地震以前の陸上での定常的な地殻変動を表したGPS連続観測による結果を示す（図20-1参照）。これによると襟裳岬から根室半島付近にかけて西北西方向への移動が卓越し、太平洋プレートの移動に伴う動きを示していることがわかる。

2003年十勝沖地震では、GPS観測網により北海道の広い範囲で地殻変動が検出された。襟裳岬周辺では南東方向に大きく移動しており、広尾観測点では、南東方向に約95cm移動し、大樹2観測点では約30cm沈降したことが観測された（図20-2, 20-3参照）。

また、本震の発生後、襟裳岬付近を中心に北海道の広い範囲で余効変動が観測された。本震発生後2004年10月1日に至るまでの余効変動量は、えりも1の観測点では22~23cmに達している（図20-4参照）。余効変動による地殻変動パターンは、本震のそれと類似する南東方向への変位であり、本震発生以降に震源域付近のプレート境界がゆっくり滑っていると推測される。

その後、2004年11月29日に発生した釧路沖の地震（M7.1）では、GPS観測網により北海道東部で地殻変動が検出された。その地殻変動パターンは、地震活動から推定された発震機構と整合的である。なお、この地震により水平変動が見られた北海道東部地域では、地震発生に先立つ2004年の夏頃より、わずかな隆起傾向がGPS連続観測によって検出されており、地震前にプレート境界がゆっくりと滑っていた可能性がある（図21参照）。

## 2-2-3 地震活動の現状

### 平成15年（2003年）十勝沖地震

2003年9月26日にM8.0の地震〔平成15年（2003年）十勝沖地震〕が発生した。この地震及びM3.0以上の余震活動の状況を図22-1に示す。余震活動は減衰してきているが、改良大森公式をあてはめるとp値は0.92となり、やや減衰が遅い傾向を示している<sup>1</sup>。また、2003年十勝沖地震と1952年十勝沖地震（M8.2）の活動状況の比較を図22-2に示した。2003年の地震の特徴として、本震及び最大余震の位置関係が、1952年のそれとよく似ていることが挙げられる。余震活動も、ともに襟裳岬から釧路を結ぶ地域の南東沖に集中している。根室沖にも余震活動の広がりは認められるが、2003年、1952年とも本震発生からやや時間を経た後に発生しており、活動度も低い。このように地震活動からは、両者にはいくつかの類似点が認められる。なお、1952年の余震の個数が少ないのは、当時の地震の検知能力が現在より劣るためによる見かけ上のものである。

### 各領域における地震活動の推移

<sup>1</sup> 余震は本震からの時間経過とともにその活動が減衰してゆき、通常、その単位時間あたりのある大きさ以上の余震回数を  $n(t)=K(t+c)^p$  で適合させることができる。この式を改良大森公式と呼ぶ。pの値は余震活動の時間減衰の程度を表し、小さいときは減衰が遅く、大きいときは減衰が早い。一般的にp値は1よりもやや大きい値をとることが多い。

十勝沖から択捉島沖にかけての各領域について、**図23-1**及び**図23-2**に気象庁震源カタログ(1923年8月～)を用いて地震活動の推移を示した。

十勝沖(同**図中A**)では、1952年と2003年の十勝沖地震の余震活動が活発な時期を除いてほぼ定常的な地震活動が見られる。2003年十勝沖地震発生後は、**図22-1**に示したように余震活動は減衰してきているが、地震発生前の定常的な活動レベルよりも活発な状態が依然続いている。

根室沖(同**図中B**)では、1973年根室半島沖地震(M7.4)による顕著な余震活動と、1994年北海道東方沖地震(M8.2)(太平洋プレート内の地震)の余震活動による増加以外は定常的な活動が見られる。この領域では、2004年11月29日に釧路沖(十勝沖の領域と隣接する付近)でM7.1のプレート間地震が発生した。この地震とほぼ同じ場所では、1961年8月12日にもM7.2の地震が発生している。

色丹島沖(同**図中C**)では、1969年の地震(M7.8)と1994年北海道東方沖地震の余震活動による増加が見られる。現在はほぼ定常状態に戻っているが、1994年以前よりも活動度が若干高い状態で推移しているように見える。

択捉島沖(同**図中D**)では、1963年の地震(M8.1)のほかに、1978年、1991年及び1995年などM7程度の地震の余震活動による増加が見られる。この領域は気象庁の観測網から大きく外れ、地震の検知能力が他の地域よりも劣るため、時間的な活動の推移は不明瞭である。但し、1997年頃からはほぼ定常的な地震活動が続いているように見える。

#### 2-2-4 プレート運動との整合性

過去の研究では、沈み込むプレートの年齢・収束速度及び世界中の各地域で起こった最大地震の規模に基づく推定より、千島海溝近傍をカップリング率が高い地域に分類している研究がある(Ruff and Kanamori, 1980; Spence, 1987)。また、Ito et al. (2000)は、プレート間地震を引き起こすと想定される範囲のドラッグプレート(1年間あたりのバックスリップ)の平均から、十勝沖から根室沖西半分にかけての地域のカップリング率を0.87と推定している(**図15参照**)。千島海溝沿いのこれらのカップリング率の高さは、この地域で繰り返し地震が発生していることと矛盾しない。

各地域での地震による震源断層面上の平均的なずれの量は、十勝沖の1952年の地震で3.5m(Aida, 1978)～4.0m(笠原, 1975)、2003年の地震で2.6m(Yamanaka and Kikuchi, 2003)、根室沖の1973年の地震で1.0m(多田, 1974; Aida, 1978)～1.6m(Shimazaki, 1974)、色丹島沖の1969年の地震で2.9m(Abe, 1973; Fukao and Furumoto, 1978)、択捉島沖の1963年の地震で3.0m～4.0m(Kanamori, 1970; Beck and Ruff, 1987)である。

千島海溝沿いの十勝沖から択捉島沖にかけて、太平洋プレートと陸側のプレートの相対速度は、Wei and Seno (1998)によれば年間8.3cm前後、Sella et al. (2002)によれば年間7.6cm前後であり、平均すると年間8.0cm程度となる。

これらの結果から、年間8.0cm程度のプレートの沈み込みを仮定すると、平均発生間隔の72.2年から期待されるプレートの沈み込み量は6.2m程度となる。この値と先の地震時の平均的なずれの量を比較すると、地震時のずれの量はプレートの沈み込み量の40%程度(2003年十勝沖)、60～70%(1952年十勝沖)、20～30%程度(1973年根室半島沖)、50%程度(1969年の色丹島沖)、50～70%程度(1963年の択捉島沖)となる。また、十勝沖について、Ito et al. (2000)によるカップリング率0.87を考慮した場合でも、それぞれ50%程度(2003年十勝沖)、70～80%程度(1952年十勝沖)となり、いずれの場合でもプレートの沈み込み量を超過しないことから、地震によるすべり量とプレートの相対運動の間に矛盾は見られない。

一方、それぞれの領域での過去の地震の発生間隔(**表2参照**)を活動間隔と仮定した場合、各領域での地震時のずれの量は、活動間隔期間のプレートの沈み込み量の60～70%程度(51.6年, 2003年十勝沖)、40～50%程度(108.9年, 1952年十勝沖)、20～30%程度(79.2年, 1973年根室半島沖)、50%程度(76.2年, 1969年の色丹島沖)、80～110%程度(45.1年, 1963年の択捉島沖)となる。これらの値は、十勝沖・根室沖・色丹島沖ではプレートの沈み込み量以下でプレートの相対運動に矛盾しないが、択捉島沖は値が大きく、仮定によっては100%を超過する。

#### 2-2-5 将来の地震について

##### 十勝沖の地震・根室沖の地震・色丹島沖の地震・択捉島沖の地震

想定される地震の規模については、過去に発生した地震のマグニチュード(MとMwの差が大きい場合はモーメントマグニチュードも記載する)の平均値を採用し、次の十勝沖の地震・根室沖の地震・色丹島沖の地震・択捉島沖の地震の想定規模を各々M8.1前後、M7.9程度、M7.8(Mw8.2)

前後、M8.1 (Mw8.5) 前後と判断した。但し、**図3**に示すように、根室沖では最新の1973年の地震の余震域は、隣接する十勝沖との境界にまで達していないが、想定した根室沖の地震では十勝沖との境界付近まで破壊すると考えて、その震源域の面積から宇津(2001)の経験式より計算される規模と調和的な1894年の地震の規模であるM7.9を採用した。

十勝沖の地震と根室沖の地震は連動する可能性があり、その場合の想定規模は、1952年(M8.2)と1894年(M7.9)の地震を参考にしてM8.3程度と判断した。

1839年以降に各領域で発生した地震は2ないし3回しか知られておらず、また、必ずしも同じ場所を破壊しているとは断言できない(過去の評価結果、及び調査研究概要は**図5**及び**表5**を参照)が、区分けした各領域では、M8程度のプレート間地震が繰り返し発生すると考え、次の地震の発生確率はBPT分布を用いて計算することとした。本報告では、各領域での平均発生間隔の値がほぼ同程度であると仮定し、各領域で発生した同タイプの地震発生間隔(十勝沖 108.9年及び51.6年、根室沖 79.2年、色丹島沖 76.2年、択捉島沖 45.1年)の違いをばらつきと考え、これらの平均値72.2年が平均発生間隔を近似するものと判断した。ばらつき $\alpha$ は上記の各領域の活動間隔(108.9年、51.6年、79.2年、76.2年、45.1年)から算出した0.32及び、陸域の活断層のデータから得られた0.24(地震調査委員会,2001)を採用して、0.24~0.32と幅をもたせて設定した。

これらの結果、長期的な発生確率は**表4-1~4-4**のとおりとなる。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率を**図24-1, 24-2**に示す。

なお、ここでの平均発生間隔の評価には用いていないが、近年の調査・観測から今後、千島海溝沿いの地震の平均発生間隔の推定精度を向上させる可能性がある手法がいくつか挙げられる。

例えば、池原(2000)は、海溝型地震の震源域でのタービダイト等のイベント堆積物から、過去の地震の規模や活動間隔を間接的に求める際の手法と条件を提示している。Noda et al. (2004 in press)は、本評価の領域である釧路海底谷の屈曲部南端付近で、陸棚外縁または斜面途中で発生したと考えられるタービダイト層を挟むコアを採取しており、狭在するテフラの年代(AD 1663以降)から、タービダイト層の平均堆積周期を66-68年と見積もっている(**図18**参照)。このタービダイトとテフラの年代の組み合わせによる、周辺域での地震の発生間隔の推定の研究は、既存の歴史資料の期間よりも古い年代にまで、地震活動履歴の検討範囲を広げることが期待される。

GPS連続観測網は1994年以降、北海道地方の地殻変動を観測しており、2003年十勝沖地震では、本震とその後の余効変動も含めて、連続的に変動が捉えられている。これにより、地震の繰り返しの発生サイクルの各段階での変動速度・変位量を直接的に得ることが可能となる。このことは、発生間隔の推定手法として、過去の発生間隔の情報だけを基に推定を行う更新過程よりも、物理的な解釈を導入した高精度な時間予測モデルを将来的に適用できる可能性を示している。

十勝沖の地震と根室沖の地震の連動については、2003年十勝沖地震が発生し、その後の余効変動が同領域で現在も継続しており、歪の解放が続いていることから、近い将来での連動の可能性は低いと考えられる。今後、十勝沖でのプレート間の歪の蓄積の再開と共に、再び連動の可能性が高まると考えられる。

十勝沖地震の発生に伴う、根室沖の地震の切迫性の増大の可能性については不明であるが、例えば過去の事例では、1952年十勝沖地震と1973年根室半島沖地震の間には約20年の開きがある。

## その他の地震

### ひとまわり小さいプレート間地震

十勝沖~根室沖では、M7以上の地震がほぼ記録されるようになったと考えられる1900年以降の105年間に、M7.0~7.2の地震が6回知られている。これら6回の地震は、同じ場所で繰り返し発生しているとは言いがたいため、十勝沖~根室沖のどこでも発生する可能性があると考えた。従って想定される地震の規模は過去の地震よりM7.1前後とし、発生頻度が17.5年に1回のポアソン過程を適用して評価を行った(**表4-5**参照)。

色丹島沖~択捉島沖では、WWSSN(世界標準地震計観測網)が整備された1963年以降の42年間に、M6.8~7.3(Mw7.5~7.9)の地震が4回知られている。これら4回の地震は、同じ場所で繰り返し発生しているとは言いがたいため、色丹島沖~択捉島沖のどこでも発生する可能性があると考えた。従って想定される地震の規模は過去の地震よりM7.1程度(Mw7.7程度)とし、発生頻度

が10.5年に1回のポアソン過程を適用して評価を行った（表4-5参照）。

### プレート内地震

沈み込んだプレート内のやや浅い地震に関しては、十勝沖から択捉島沖にかけてM8程度のものが1839年の地震以降に、1958年（M8.1）、1994年（M8.2）の2回知られている。これら2回の地震は、同じ場所で繰り返し発生しているとは言いがたいため、十勝沖から択捉島沖にかけてのどこでも発生する可能性があると考えた。従って想定される地震の規模は過去の地震よりM8.2前後とし、発生頻度が83年に1回のポアソン過程を適用して評価を行った（表4-6参照）。

沈み込んだプレート内のやや深い地震に関しては、十勝沖から択捉島沖にかけてM7.5程度のものが1923年以降、1924年（M7.6）、1978年（M7.2, Mw7.8）、1993年（M7.5）の3回知られている。1978年の地震については、気象庁Mは7.2であるが、気象庁の観測網の端で起こったためその精度が高くないこと、Harvard CMTカタログの規模が7.8であることや、震度分布の広がりや震度を考慮し、M7.5程度の規模を有するものと判断した。これら3回の地震は、同じ場所で繰り返し発生しているとは言いがたいため、十勝沖から択捉島沖にかけてのどこでも発生する可能性があると考えた。従って想定される地震について、その規模は過去3回の地震の規模よりM7.5程度とし、発生確率は発生頻度が27.3年に1回のポアソン過程を適用して評価を行った（表4-6参照）。

表5 十勝沖の地震・根室沖の地震・色丹島沖の地震・択捉島沖の地震の系列の同定に関する調査研究の概要

1780年 5月31日*	発生領域 規模 津波の高さ	F (宇津 (1984), 渡辺 (1998)) * M7.5 (渡辺 (1998), 都司 (1990)) ウルップ島: 10~12m / 北海道東岸にも来襲 (渡辺, 1998)
1843年 4月25日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	B (羽鳥, 1984) / B~C (Fukao-Furumoto, 1979) / C~D (Fedotov (1965), 宇津 (1984)) M8.0 (宇津, 1999) / M8.2 (ソ連カタログ) / M7.5 (宇佐美, 1996) / Mt8.0 (阿部, 1999) 厚岸で家屋損壊、地割れ / 松前・津軽で強く感じ、江戸でも有感 (宇佐美 (2003), 札幌管区気象台 (2000)) 厚岸: 4~5m (渡辺, 1998) / 流死45名, 八戸: 家屋流出 (宇佐美, 2003)
1893年 6月 4日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	D (宇津 (1984), Soloviev (1972), 羽鳥 (1974)) M7.7以上 (宇津, 1979) (津波記録より推定。他方震度分布からはM7.0程度としている) / M7 3/4 (宇津, 1982) / M7.7 (宇津, 1999) 択捉島で岩石崩壊 (渡辺, 1998) / 根室で震度4 (札幌管区気象台, 2000) 色丹島: 2~3m (Soloviev, 1961), 択捉島: 1.5m (渡辺, 1998)
1894年 3月22日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	B~C (宇津 (1984), 羽鳥 (1974)) M7.9 (宇津, 1999) / Mt8.2 (阿部, 1988) 震度5: 根室 / 震度4: 北海道~青森県太平洋沿岸 国後島: 0.9~1.2m (宇佐美, 2003) / 厚岸: 2m, 大船渡1.8m, 宮古1m (渡辺, 1998)
1918年 9月 8日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	F (宇津, 1984) M8.0 (宇津, 1999) / M8.2 (渡辺, 1998) / Mt8.5 (阿部, 1988) 沼津まで有感 (宇佐美, 1996) ウルップ島: 6~12m, 死者24名 / 択捉島: 2m (宇佐美, 2003) / 根室: 1m, 花咲: 0.5m, 三陸: 1m以下 (渡辺, 1998)
1952年 3月 4日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	十勝沖 (本震後1ヶ月の余震分布, 気象庁震源) M8.2 (宇津, 1999) / Mw8.1 (宇津, 1999) / Mt8.2 (阿部, 1988) 震度6: 池田・浦幌 / 震度5: 浦河・厚岸・広尾 (地震調査委員会, 1999) 厚岸: 6.5m, 霧多布 (浜中湾): 3m, 三陸沿岸: 1~2m (宇佐美, 2003)
1958年11月 7日 **	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	E (宇津, 1972) M8.1 (宇津, 1999) / Mw8.3 (宇津, 1999) / Mt8.2 (阿部, 1988) 震度5: 釧路 / 震度4: 北海道~青森太平洋沿岸 / 震度3: 三陸沿岸 / 震度2: 銚子 (渡辺, 1998) 色丹島: 3.5~5m, 択捉島: 3~4m, 花咲: 0.8m <sup>#</sup> , 浦河0.7m <sup>#</sup> , 八戸: 0.5m <sup>#</sup> (渡辺, 1998) (# 検潮記録による)
1963年10月13日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	択捉島沖 (本震後1ヶ月の余震分布, USGS震源) M8.1 (宇津, 1999) / Mw8.5 (宇津, 1999) / Mt8.4 (阿部, 1988) 震度3: 北海道太平洋沿岸 (根室支庁~日高支庁)、震度4: 日高支庁南部沿岸 (宇佐美, 2003) ウルップ島・択捉島: 4.0m程度, 国後島・色丹島: 1m程度 (渡辺, 1998) / 花咲1.2m <sup>#</sup> , 釧路0.9m <sup>#</sup> , 八戸: 1.3m <sup>#</sup> (宇佐美, 2003) (# 最大全振幅)
1969年 8月12日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	色丹島沖 (本震後1ヶ月の余震分布, USGS震源) M7.8 (宇津, 1999) / Mw8.2 (宇津, 1999) / Mt8.2 (阿部, 1988) 震度4: 北海道東部沿岸 / 震度2~3: 三陸沿岸 (宇佐美, 2003) 色丹島: 平均高2.75m, 択捉島: 平均高1.15m (Soloviev, 1978) / 花咲: 1.3m, 釧路: 0.9m, 八戸: 1.1m (宇佐美, 2003)
1973年 6月17日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	根室沖 (本震後1ヶ月の余震分布, USGS震源) M7.4 (宇津, 1999) / Mw7.8 (宇津, 1999) / Mt8.2 (阿部, 1988) 震度5: 釧路, 根室 / 震度4: 北海道東部沿岸 / 震度3: 三陸北部 (宇佐美, 2003) 花咲: 2.8m, 十勝港1.1m (宇佐美, 2003) / 歯舞諸島: 1.5m, 色丹島: 0.9m (渡辺, 1998)
2003年9月26日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	十勝沖 (地震調査委員会, 2003) M8.0 (気象庁) / Mw8.3 (Harvard CMTカタログ) / Mt8.1 (Abe, 1981a) 震度6弱: 厚岸・釧路・豊頃・忠類・浦河・静内 (気象庁) えりも町百人浜 (遡上高): 4.0m, 豊頃町長節沼 (痕跡高): 3.8m, 十勝港 (遡上高): 2.5m 浦河1.3m・霧多布1.3m・八戸1.0m (検潮記録) (図14-2参照)

☆ 記号B~Fの指し示す領域については、図5を参照されたい。

\* 歴史記録からは、その発生位置・規模が不明瞭であるため検討対象から外した。

\*\* Harada and Ishibashi (2000) によりプレート内地震と判断されていることと、両隣の地震 (1969年、および1963年) の余震分布が近接しているを踏まえ、検討対象から外した。

(付表) 評価の信頼度の分類条件について

発生領域の評価の信頼度

(想定地震の震源域を特定した場合)

ランク	分類条件
A	ほぼ領域全体を震源域とする地震が2回以上繰り返し起こっている。今後も同様な震源域で繰り返し地震が発生すると考えられ、発生領域の信頼性は高い。
B	ほぼ領域全体を震源域とする地震が1回発生しており、地震学的知見から地震の繰り返しを想定できる。それ以前にも地震が発生しているが、同様な震源域での繰り返しが必ずしも明確でないか、あるいは、ほぼ同じ震源域での地震の繰り返しが知られていないため、発生領域の信頼性は中程度である。
C	領域内における地震は知られていないが、地震学的知見から、ほぼ領域全体もしくはそれに近い大きさの震源域をもつ地震を想定できる(地震空白域)。発生領域内における地震が知られていないため、信頼性はやや低い。

(特定のタイプの地震が発生すると考えられる地域を1つの領域とした場合)

B	想定地震と同様な地震が領域内で4回以上発生しており、今後も領域内のどこかで発生すると考えられる。発生場所を特定できないため、発生領域の信頼性は中程度である。
C	想定地震と同様な地震が領域内で1～3回しか発生していないが、今後も領域内のどこかで発生すると考えられる。発生場所を特定できず、地震データも少ないため、発生領域の信頼性はやや低い。
D	領域内で発生した地震は知られていないが、地震発生のパテンシャルはあると考えられる。地震学的知見が不十分で震源域を特定できず、発生領域の信頼性は低い。

規模の評価の信頼度

ランク	分類条件
A	想定地震と同様な地震が3回以上発生しており、過去の地震から想定規模を推定できる。地震データの数が比較的多く、規模の信頼性は高い。
B	想定地震と同様な地震が1、2回発生しており、過去の地震から想定規模を推定できる。地震データの数が多くないため、規模の信頼性は中程度である。
C	過去に参照できる地震がなく、領域の大きさや推定断層長などから経験的に規模を推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。
D	過去に参照できる地震がなく、領域の大きさや推定断層長などから経験的に規模を推定したが、領域や推定断層長の信頼性も低く、想定規模の信頼性は低い。

## 発生確率の評価の信頼度

(想定地震の震源域を特定した場合)

### OBPT 分布適用

ランク	分類条件
A	想定地震と同様な地震が4回以上同定され、繰り返し間隔が3回以上得られており、発生確率の値の信頼性は高い。
B	想定地震と同様な地震が2、3回で、繰り返し間隔が1、2回得られており、発生確率の値の信頼性は中程度である。
C	想定地震と同様な地震は高々1回しか知られておらず、地震学的知見から繰り返し間隔を推定したため、発生確率の値の信頼性はやや低い。

### ○ポアソン過程適用

D	想定地震と同様な地震は過去に知られておらず、地震学的知見から発生確率を推定した。発生確率の値の信頼性は低い。
---	--

(特定のタイプの地震が発生すると考えられる地域を1つの領域とした場合)

### ○ポアソン過程適用

A	想定地震と同様な地震が領域内で10回以上発生しており、地震回数をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性は高い。
B	想定地震と同様な地震が領域内で5～9回発生しており、地震回数をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性は中程度である。
C	想定地震と同様な地震は領域内で2～4回と少ないが、地震回数をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性はやや低い。
D	想定地震と同様な地震は1回以下で、地震回数または地震学的知見をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性は低い。

## 引用文献（アルファベット順）

- Abe, K. (1973) : Tsunami and mechanism of great earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7, 143-153.
- Abe, K. (1981a) : Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern pacific, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27, 194-205.
- Abe, K. (1981b) : Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27, 72-92.
- Abe, K. and S.Noguchi (1983a) : Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898-1917, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 32, 45-59.
- Abe, K. and S.Noguchi (1983b) : Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897-1912, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 33, 1-11.
- Abe, K. (1985) : Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 38, 214-223.
- 阿部勝征 (1988) : 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化, 東京大学地震研究所彙報, 63, 289-303.
- 阿部勝征 (1999) : 遡上高を用いた津波マグニチュードMt の決定－歴史津波への応用－, 地震第2輯, 52, 369-377.
- Aida, I. (1978) : Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *Journal of Physics of the Earth*, 26, 57-73.
- Beck, S. L. and L. J. Ruff (1987) : Rupture process of the great 1963 Kurile Islands earthquake sequence : Asperity interaction and multiple event rupture, *Journal of Geophysical Research*, 92, B13, 14123-14138.
- 中央気象台 (1897) : 明治二十七年地震報告.
- Engdahl, E. R. and A. Villasenor (2002) : Global seismicity : 1900-1999, *International handbook of earthquake and engineering seismology*, ed. W. H. K. Lee et al., Academic Press, 665-690.
- Fedotov, S. A. (1965) : Regularities in the large earthquakes distribution in Kamchatka, Kurile Islands and North-East Japan, *Trudy Inst. Fiziki Zemli AN SSSR. Moscow: Nauka. N 36 (203)*, pp. 66-93.
- Fedotov, S. A., S. D. Chernyshev and G. V. Chernysheva (1982) : The Improved determination of the source boundaries for earthquakes of  $M \geq 7 \frac{3}{4}$ , of the properties of the seismic cycle, and of long-term seismic prediction for the Kurile-Kamchatkan Arc, *Earthquake Prediction Research*, 1, 153-171.
- Fukao, Y. and M. Furumoto (1975b) : Foreshocks and multiple shocks of large earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 10, 355-368.
- Fukao, Y. and M. Furumoto (1979) : Stress drops, wave spectra and recurrence intervals of great earthquakes-Implications of the Etorofu earthquake of 1958 November 6, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57, 23-40.
- Hamada, N. and Y. Suzuki (2004) : Re-examination of aftershocks of the 1952 Tokachi-oki earthquake and a comparison with those of the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, 56, 341-345.
- 原田智也・石橋克彦 (1999) : 1958年エトロフ島沖地震はスラブ内巨大地震ではなかったか? (第1報), 日本地震学会1999年度秋期大会予稿集, S52F-01.
- Harada, T. and K. Ishibashi (2000) : The 1958 great Etorofu earthquake was a slab event: suggestion from the mainshock-aftershock relocation, *Western Pacific Geophysics Meeting (2000)*.
- 原田智也・石橋克彦 (2001) : 千島海溝南部のプレート間巨大地震の時空間分布の再検討, 地球惑星科学関連学会2001合同大会予稿集, So-013.
- Harvard CMT カタログ : Harvard Seismicity Centroid Moment Tensor Catalog, (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>).
- 羽鳥徳太郎 (1969) : Dimension and geographic distribution of Tsunami sources near Japan, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 47, 185-214.
- 羽鳥徳太郎 (1971) : Tsunami sources in Hokkaido and Southern Kuril regions, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 49, 63-75.
- 羽鳥徳太郎 (1973) : 1952年十勝沖津波の波源の再検討, 地震第2輯, 26, 206-208.

- 羽鳥徳太郎 (1974) : 1973 年根室半島沖津波の波源域と 1894 年津波との比較, 地震研究所研究速報, 13, 67-76.
- 羽鳥徳太郎 (1982) : 1982 年浦河沖地震による津波, 東京大学地震研究所彙報, 57, 525-535.
- 羽鳥徳太郎 (1984) : 天保 14 年 (1843 年) 北海道東部津波の波源域, 東京大学地震研究所彙報, 59, 423-431.
- 羽鳥徳太郎 (1995) : 1994 年北海道東方沖津波と南千島津波の波高分布, 地震第 2 輯, 48, 307-314.
- 平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2000a) : 十勝地方太平洋沿岸地域の巨大古津波, 月刊地球, 号外, 31, 92-98.
- 平川一臣・中村有吾・原口強 (2000b) : 北海道十勝沿岸地域における巨大津波と再来間隔, 月刊地球, 号外, 28, 154-161.
- 平川一臣 (2003) : 津波堆積物から探る北海道太平洋岸を襲った過去の巨大津波, 北淡活断層シンポジウム 2003-21 世紀の海溝型巨大地震を探る-発表要旨集, 33-36.
- Hirata, K., E. L. Geist, K. Satake, Y. Tanioka and S. Yamaki (2003) : Slip distribution of the 1952 Tokachi-Oki earthquake (M8.1) along the Kuril trench deduced from tsunami waveform inversion, *Journal of Geophysical Research*, 108, B4, doi:10.1029/2002JB001976.
- Hirata, K., Y. Tanioka, K. Satake, S. Yamaki and E. L. Geist (2004) : The tsunami source area of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami travel times and its relationship to the 1952 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, 56, 367-372.
- 平田直 [編] (2004) : 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖に関する緊急調査研究報告書, 東京大学地震研究所, 368pp.
- Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi and H. Fujiwara (2004) : Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, 56, 317-322.
- Hurukawa, N. (1998) : The 1995 Off-Etorofu Earthquake: Joint relocation of foreshocks, the mainshock, and aftershocks and implications for the earthquake nucleation process, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 5, 1112-1126.
- Hurukawa, N. and W. L. Ellsworth (1999) : The 1978 Kurile Islands earthquake doublet: No conflict with quasi-periodic recurrence models, *Western Pacific Geophysics Meeting (1999)*, S42B-01.
- Ide, S. and M. Takeo (1996) : The dynamic rupture process of the 1993 Kushiro-oki earthquake, *Journal of Geophysical Research*, 101, B3, 5661-5675.
- 池原研 (2000) : 地震性堆積物を用いた地震発生日代と発生前隔の解析, 地質調査所月報, 第 51 巻, 第 2/3 号, 89-102.
- 伊藤武男・吉岡祥一・宮崎真一 (1999) : GPS データのインバージョン解析から推定した東北日本におけるプレート間カップリングの推定, 月刊地球 号外, No.25, 158-165.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki (2000) : Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 117-130.
- Iwasaki, T., H. Shiobara, A. Nishizawa, T. Kanazawa, K. Suyehiro, N. Hirata, T. Urabe and H. Shimamura (1989) : A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, *Tectonophysics*, 165, 315-336.
- 地震調査委員会 (1999) : 『日本の地震活動<追補版>』, 391pp.
- 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』, 99pp.
- 地震調査委員会 (2002) : 『三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について』, 62pp.
- 地震調査委員会 (2003) : 『十勝沖の地震活動の評価 (平成 15 年 10 月 9 日)』.
- Kanamori, H. (1970) : Synthesis of long-period surface waves and its application to earthquake source studies-Kurile Islands earthquake of October 13, 1963, *Journal of Geophysical Research*, 75, 26, 5011-5027.
- Kasahara, M. and T. Sasatani (1985) : Source characteristic of the Kunashiri strait earthquake of December 6, 1978 as deduced from strain seismograms, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 37, 124-134.
- 笠原稔 (1975) : 十勝沖地震の断層モデル, 地震学会講演予稿集, No.2, 90.
- 笠原稔 (2000a) : 1993 年釧路沖地震, 地震予知連絡会 30 年のあゆみ, 149-159.
- 笠原稔 (2000b) : 1993 年北海道東方沖地震, 地震予知連絡会 30 年のあゆみ, 182-197.
- 片山肇 [編] (2004) : 千島弧-東北日本弧会合部の海洋地質学的研究 (平成 15 年度研究概要報告書-釧路沖・日高沖海域-), 地質調査総合センター速報, no.30, 196pp.

- Katsumata, K., N. Wada and M. Kasahara (2003) : Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kurile arc-arc junction, *Journal of Geophysical Research*, Vol.108, No.B12, 2565, ESE5 1-23.
- 勝俣啓・笠原稔・和田直人 (2002) : 稠密地震観測網によって見えてきた太平洋プレート内十勝沖断裂帯, *月刊地球*, Vol.24, No.7, 499-503.
- Kikuchi, M. and Y. Fukao (1987) : Inversion of long-period P-waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics*, 144, 231-247.
- 菊地正幸・金森博雄 (2000) : 広帯域地震記録による 1994 年北海道東方沖地震の震源メカニズム, *月刊地球*, 17, 5, 322-329.
- 衣笠善博・佃栄吉・山崎晴雄 (1992) : 日本活構造図, 『日本地質アトラス (第二版)』, 地質調査所, 朝倉書店.
- 気象庁 (1962) : 1961 年 8 月 12 日の地震, *地震月報*, 第 128 号 (昭和 36 年 8 月), 50.
- 気象庁 (1964) : 1963 年 10 月 13 日の地震, *地震月報*, 第 154 号 (昭和 38 年 10 月), 40.
- 気象庁 (1968) : 地震観測指針 (参考編) .
- 気象庁 (1974) : 1973 年 6 月 17 日根室半島沖地震調査報告, 気象庁技術報告第 87 号 (昭和 49 年 10 月), 5.
- 気象庁 (1924) : 気象要覧 (1924 年 7 月) .
- 気象庁 (1978) : 気象要覧 (1978 年 12 月) .
- 気象庁 (1996) : 1994 年 10 月 4 日の地震, *地震月報* (平成 6 年 10 月), 4.
- Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki and S. Ide (2004) : Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, *Earth Planets Space*, 56, 329-334.
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki and Y. Motoya (1996) : Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal and vertical nodal planes beneath northeastern Japan, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 93, 63-89.
- 仲西理子・三浦誠一・尾鼻浩一郎・小平秀一・高橋成実・鶴哲郎・朴進午・金田義行・蔵下英司・平田直・岩崎貴哉 (2001) : 1973 年・根室半島沖地震破壊域の地殻構造, *地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会講演予稿集*, Sz-011.
- 七山太・重野聖之・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太 (2001a) : イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における津波の遡上規模の評価—根室長節湖・床潭沼・馬主来沼・キナシベツ湿原および勇洞沼における研究例一, *活断層・古地震研究報告*, 1, 251-272.
- 七山太・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太・横山芳春・中山充 (2001b) : 釧路市春採湖コア中に認められる、千島海溝沿岸域における過去 9000 年間に生じた 20 層の津波イベント堆積物, *活断層・古地震研究報告*, 1, 233-249.
- 七山太・牧野彰人・古川竜太・重野聖之・佐竹健治・加賀新・小板橋重一・石井正之 (2002) : イベント堆積物を用いた津波の遡上規模と再来間隔の評価—千島海溝沿岸域における研究例一, *月刊海洋 号外*, No.28, 138-148.
- Nanayama, F., K. Satake, R. Furukawa, K. Shimokawa, B. F. Atwater, K. Shigeno and S. Yamaki (2003) : Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench, *Nature*, Vol.424, 6949, 7 August 2003, 660-663.
- Noda, A., T. Tsujino, R. Furukawa and N. Yoshimoto (2004 in press) : Character, provenance and recurrence intervals of Holocene turbidites in the Kushiro Submarine Canyon, eastern Hokkaido forearc, Japan, *地質学論集*.
- 岡村行信〔編〕 (2003) : 千島弧—東北日本弧会合部の海洋地質学的研究 (平成 14 年度研究概要報告書—十勝沖海域—), *地質調査総合センター速報*, no.26, 191pp.
- Ozawa, S., M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire and Y. Hatanaka (2004) : Coseismic and postseismic crustal deformation after the Mw 8 Tokachi-oki earthquake in Japan, *Earth Planets Space*, 56, 675-680.
- Ruff, L. and H. Kanamori (1980) : Seismicity and the subduction process., *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 23, 240-252.
- 佐竹健治, 七山太, 山本滋 (2003) : 17 世紀に北海道で発生した異常な津波の波源モデル- Source models of the unusual tsunami in the 17<sup>th</sup> century in eastern Hokkaido -, *活断層・古地震研究報告*, No.3, 315-362.

- 佐竹健治 (2004) : 2003 年十勝沖地震は 1952 年地震の繰り返しか?, サイスマ, 平成 16 年 9 月号, 6-7.
- 佐竹健治, 平田賢治, 谷岡勇市郎, 山本滋 (2005 in press) : 高精度の数値シミュレーションに基づく 1952 年十勝沖地震津波の波形解析, 月刊地球.
- 札幌管区気象台・仙台管区気象台 (1969-1970) : 1969 年 8 月 12 日の北海道東方沖の地震調査報告, 験震時報, 第 34 卷, 15.
- 札幌管区気象台 (2000) : 北海道の地震活動 (第 2 版), II-13・14.
- 佐藤良輔編著 (1989) : 『日本の地震断層パラメーター・ハンドブック』, 鹿島出版会, 390pp.
- Schwartz, S. Y. and L. J. Ruff (1987) : Asperity distribution and earthquake occurrence in the southern Kurile Islands arc, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 49, 54-77.
- Schwartz, S. Y. (1999) : Noncharacteristic behavior and complex recurrence of large subduction zone earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 104, B10, 23111-23125.
- 関谷溥・久本壮一・望月英志・小林悦夫・栗原隆治・徳永規一・岸尾政弘 (1974) : 1973 年根室半島沖地震と北海道南方海域の巨大地震, 験震時報, 39, 33-39.
- Sella, G. F., T. H. Dixon and A. Mao (2002) : REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, 107, B4, ETG11, 1-32.
- 瀬野徹三 (1995) : 『プレートテクトニクス基礎』, 朝倉書店, 190pp.
- Shimazaki, K. (1974) : Nemuro-Oki earthquake of June 17, 1973: A lithospheric rebound at the upper half of the interface, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9, 314-327.
- Shinohara, M., T. Yamada, T. Kanazawa, N. Hirata, Y. Kaneda, T. Takanami, H. Mikada, K. Suyehiro, S. Sakai, T. Watanabe, K. Uehira, Y. Murai, N. Takahashi, M. Nishino, K. Mochizuki, T. Sato, E. Araki, R. Hino, K. Uhira, H. Shiobara and H. Shimizu (2004) : Aftershock observation of the 2003 Tokachi-oki earthquake by using dense ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, 56, 295-300.
- 震災予防調査会 (1895) : 震災予防調査会和文報告, 3 号.
- Solov'ev, S. L. (1972) : Method of predicting tsunami, *Academy Nauk, Moscow*, 72-81, 1972 (in Russian) .
- Solov'ev, S. L. (1978) : Basic data of tsunamis in the Pacific coast of USSR, 1737-1976, *Academy Nauk, Moscow*, 61-136, 1978 (in Russian) .
- Spence, W. (1987) : Slab pull and the seismotectonics of subducting lithosphere, *Reviews of Geophysics*, 25, 1, 55-69.
- 杉村新 (1978) : 島弧の大地形・火山・地震, 笠原慶一・杉村新編 『変動する地球—現在および第四紀』, 159-181.
- Sugiyama, Y. (2004) : Asperities and multi-segment ruptures in subduction zones and inland active fault systems, *Proceedings of International Conference in Commemoration of 5<sup>th</sup> Anniversary of the 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan*, 1-9.
- 消防庁 (2004) : 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震 (確定報), 8pp (<http://www.fdma.go.jp/bn/2004/index.html>) .
- 消防庁 (2004) : 釧路沖を震源とする地震 (第 8 報), 3pp. (<http://www.fdma.go.jp>) .
- 首藤伸夫 (1995) : 1994 年 10 月 4 日北海道東方沖地震による津波; 津波, 津波被害, 及び住民避難, 津波工学研究報告, 第 12 号, 1-18.
- 多田堯 (1974) : 根室半島沖地震による地殻変動と断層モデル, *地震* 第 2 輯, 27, 120-128.
- Tanioka, Y., Y. Nishimura, K. Hirakawa, F. Imamura, I. Abe, Y. Abe, K. Shindou, H. Matsutomi, T. Takahashi, K. Imai, K. Harada, Y. Namegawa, Y. Hasegawa, Y. Hayashi, F. Nanayama, T. Kamataki, Y. Kawata, Y. Fukasawa, S. Koshimura, Y. Hada, Y. Azumai, K. Hirata, A. Kamikawa, A. Yoshikawa, T. Shiga, M. Kobayashi and S. Masaka (2004a) : Tsunami run-up height of the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, 56, 359-365.
- Tanioka, Y., K. Hirata, R. Hino and T. Kanazawa (2004b) : Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion, *Earth Planets Space*, 56, 373-376.
- 鶴哲郎・伊藤亜紀・木戸ゆかり・樋泉昌之・金田義行・「かいいい」KR03-14 乗船研究者 (2004) : 「かいいい」十勝沖反射法地震探査の報告 (KR-03-14), 平成 16 年度地球惑星科学関連学会合同大会, S053-P009.
- 上嶋正人 (2004) : 釧路沖日高沖海域の重・磁力異常及び地形, 千島弧—東日本弧会合部の海洋地質学的研究 (平成 15 年度研究概要報告—釧路沖・日高沖海域—), 地質調査総合センター速報, no.30 8-19.
- 宇佐美龍夫 (1996) : 『新編日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]』, 東京大学出版会, 496pp.

- 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, 605pp.
- 宇津徳治 (1972) : 北海道周辺における大地震の活動と根室南方沖地震について, 地震予知連絡会報, 7, 7-13.
- 宇津徳治 (1982) : 日本付近の M6.0 以上の地震及び被害地震の表 : 1885 年~1980 年, 東京大学地震研究所彙報, 57, 401-463.
- 宇津徳治 (1984) : 『地震学 (第 2 版)』, 共立出版, 310pp.
- 宇津徳治 (1985) : 日本付近の M6.0 以上の地震及び被害地震の表 : 1885 年~1980 年 (訂正と追加) , 東京大学地震研究所彙報, 60, 639-642.
- 宇津徳治 (1989) : 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の震度分布図 (1901 年~1926 年) , 東京大学地震研究所発行, pp.278.
- 宇津徳治 (1999) : 『地震活動総説』, 東京大学出版会, 876pp.
- 宇津徳治 (2001) : 『地震学 (第 3 版)』, 共立出版, 376pp.
- 渡辺偉夫 (1998) : 『日本被害津波総覧 (第 2 版)』, 東京大学出版会, 238pp.
- Wei, D and T. Seno (1998) : Determination of the Amurian plate motion, Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Geodynam. Series, ed. M. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo, and T. -Y. Lee, 27, 337-346.
- Wells, R. E. , R. J. Blakely, Y. Sugiyama, D. W. Scholl and P. A. Dinterman (2003) : Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion?, Journal of Geophysical Research, Vol.108, No.B10, 2507, ESE16 1-30.
- Yagi, Y. (2004) : Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, Earth Planets Space, 56, 311-316.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003) : Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, e21-e24.
- 山田知朗・篠原雅尚・金沢敏彦・平田直・金田義行・高波鐵夫・三ヶ田均・末廣潔・酒井慎一・渡邊智毅・植平賢司・村井芳夫・高橋成実・西野実・望月公廣・佐藤壯・荒木英一郎・日野亮太・宇平幸一・塩原肇・清水洋 (2004 in press) : 稠密海底地震観測による 2003 年十勝沖地震の余震分布, 地震第 2 輯, Vol.4.
- 吉田明夫・細野耕治 (2002) : 火山フロントと稍深発地震活動 (第 2 報) - 関東および北海道 -, 火山, 47, 6, 727-738.