

千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第三版）

北日本の太平洋沿岸のうち十勝沖から択捉島沖までを含む千島海溝沿いの地域では、ここを震源域とした大地震が数多く発生している。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主な対象とし、長期的な観点で地震発生の可能性や震源域の形態等についての評価をとりまとめたものである。評価にあたっては、これらの領域で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. はじめに

千島海溝は、日本列島が位置する陸のプレートの下方に、南東方から太平洋プレートが沈み込んでいる場所である。プレート境界が固着していることにより、沈み込みに伴って、両プレートの境界付近にはひずみが蓄積されている。過去にはこのひずみを解放する巨大地震が発生しており、最新の地震は平成 15 年（2003 年）十勝沖地震である。

地震調査委員会は、これまでにプレート境界で発生する地震等の長期評価を行ってきており、千島海溝沿いの地震活動については、平成 15 年（2003 年）に長期評価をとりまとめた。その後発生した平成 15 年（2003 年）十勝沖地震を受け、平成 16 年（2004 年）に「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）」を公表した。しかし、平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震のような超巨大地震を評価できていなかったことを受け、従来の長期評価手法を見直し、新たな手法の検討を行っているところである。平成 25 年（2013 年）に公表した「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」、平成 26 年（2014 年）に公表した「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」では、地震の多様性や情報の不確実性を考慮する新たな長期評価手法を試行した。しかしながら、海溝型地震全般に適用できる新たな長期評価手法については検討途上である。

千島海溝沿いは、プレートの沈み込みによる地震活動が高い一方で、歴史地震に関する資料が少なく、過去の地震発生領域を推定することが難しい。しかし、近年の研究から、過去に巨大な津波を引き起こす地震が発生していた可能性が指摘されているため、長期評価手法の検討途上ではあるが、これまでに得られた新しい調査観測・研究の成果を取り入れ、その評価を改訂することとした。

本評価では、以下の点に留意した。

- ① これまで考えられてきた固有地震モデルに固執することなく、発生し得る地震の多様性を考慮した評価を試みる。その中には、過去に発生した地震よりも規模の大きなものが含まれ得る。
- ② 不確実性が大きな情報も、これに伴う誤差やばらつき等を検討した上で、評価に活用する。
- ③ データの不確実性などにより、解釈が分かれる場合は、複数の解釈について併記する。
- ④ 千島海溝沿いと同様の、太平洋プレートの沈み込み帯である日本海溝沿いの地震活動も参考とする。

本評価は、主文（本文書）と説明文から構成される。主文は、千島海溝沿いの地震活動について行った評価を簡潔にまとめた。説明文では、千島海溝沿いの地震活動に関する複数の学説や、それらの不確実性、多様な確率計算方法の試行結果等を含め、評価内容を詳細にまとめた。

2. 評価対象領域について

千島・カムチャツカ海溝は、太平洋北西縁のカムチャツカ半島南部の沖合から北海道南東沖に至る細長い溝状の地形である。本評価では、この海溝の南西部を千島海溝と呼ぶ。主な評価対象とした領域は、地形（幾何形状）の変化、力学条件の変化、既往の巨大地震の震源域、現在の地震活動等を考慮し、以下のように定義した（図1）。

- ・十勝沖
- ・境界領域（十勝沖から根室沖）
- ・根室沖
- ・境界領域（根室沖から色丹島沖）
- ・色丹島沖及び択捉島沖
- ・十勝沖から択捉島沖にかけての海溝寄り

このうち、「境界領域」とは、隣接する領域でプレート境界の地震が発生した場合に同時に破壊される可能性がある領域を指す。また、境界領域から破壊が開始する地震が発生した場合も、隣接する領域が破壊される可能性がある。この領域を設定した理由は、1952年の十勝沖地震と2003年十勝沖地震、1894年の根室沖の地震と1973年根室半島沖地震についての震源域の違い、推定された津波波源域と強震動生成域の違いなど、震源域の広がり多様性を考慮したためである。

3. 評価対象地震について

評価対象とする地震を、地震の規模や発生過程を考慮して分類した（図2）。なお、本評価は千島海溝沿いで発生する比較的規模の大きい地震を対象とするが、陸地の地震動（揺れ）や津波の高さは地震の規模だけでなく、震源の位置や深さ等によって変わるため、必ずしも本評価の対象地震の全てが被害をもたらすとは限らない。

3-1. プレート間地震

陸のプレートとその下方へ沈み込む太平洋プレートとの境界面が破壊される（ずれる）ことによって発生する地震を、「プレート間地震」と呼ぶ。

本評価では、まず十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖で発生するマグニチュード（ M ¹）8程度を超える（おおむね $M7.8$ 以上）プレート間地震を「プレート間巨大地震²」と呼ぶ。想定される規模は領域によって異なり、境界領域を含む場合があるが、十勝沖と根室沖については、それぞれの領域の大部分が破壊される地震となる。

また、それらよりも規模が小さい $M7.0$ 以上（色丹島沖及び択捉島沖の領域では $M7.5$ 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」と呼ぶ。

さらに、プレート間巨大地震の中で、複数の領域に震源域が跨るものを「連動型の地震」と呼び、東北地方太平洋沖地震のような低頻度で発生する $M9$ クラスの超巨大なプ

¹ 地震の規模を表すマグニチュードには複数の種類があり、同じ地震でも種別により値が異なる。代表的なものに、気象庁が国内の地震計で観測した地震波の最大振幅を使って算出するマグニチュード（ M ）、地震計で観測した地震波全体を用いて発震機構とともに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モーメントマグニチュード（ M_w ）がある。また、解析手法も複数あり、同じ種類でも手法や観測データが異なれば値も異なり、不確実性がある。本評価では、過去の地震について記述する際は M と M_w を分けて記載したが、評価対象地震の抽出においては、まれに M と M_w の差が大きい場合があり、どちらが確からしいか判断することは難しいと考え、値が大きいものをその地震の「 M 」として扱った。なお、千島海溝沿いで M と M_w の差のばらつきが大きくなる理由として、観測点の分布に偏りがあることが挙げられる。

² 「巨大地震」の明確な定義は無い。しかし、地震学では $M8$ を超える地震を巨大地震と呼ぶことが多く、また、宇津・他（1987）は「 $M7.3/4$ 程度以上から巨大地震と呼んでも慣行に反することは無い」と述べている。

プレート間地震を「超巨大地震」と呼ぶ³。特に千島海溝沿いでは、大きな津波をもたらした地震が 17 世紀に発生したことが知られていて、北海道東部に巨大な津波をもたらすような地震を「超巨大地震（17 世紀型）」と呼ぶ。

プレート間地震の中には、プレート境界の浅部が破壊し、揺れは小さいが大きな津波をもたらす地震（津波地震⁴）がある。また、本評価では、津波地震ではなくとも、上述したプレート間巨大地震が浅部を同時に破壊することがある（そのような地震として 1952 年の十勝沖地震が挙げられる）。本評価では、これらの地震を「十勝沖から択捉島沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）」と呼ぶ。

3-2. プレート内地震

陸のプレートの下方に沈み込む太平洋プレートの内部が破壊されることによって発生する地震を「プレート内地震」と呼ぶ。

この地域では、プレートが沈み込んだ領域で M7.5~M8 程度のプレート内地震が発生した（地震学ではスラブ内地震と呼ばれる）。本評価では、十勝沖から択捉島沖にかけての沈み込んだプレート内のどこかで発生する地震を、震源の深さに応じて「沈み込んだプレート内のやや浅い地震」（深さ 50km 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）に分類して扱う。

また、太平洋プレートの沈み込みに伴って、海溝軸よりも外側の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地震があり、「海溝軸外側の地震」と呼ぶ。地震学では一般にアウターライズ地震と呼ばれる。

4. 地震の発生領域及び震源域の形態

4-1. 過去の震源域について

十勝沖、根室沖、色丹島沖及び択捉島沖で発生したプレート間巨大地震を表 1 にまとめた。それらの地震波形や余震分布、津波高・津波波源域、地殻変動等から推定された震源域の時空間分布を図 3 に示す。また、全評価対象地震及び近年発生した規模の大きな地震の震源の分布を図 4 に示す。

過去に発生したひとまわり小さいプレート間地震については、同一の震源域で複数回発生しているものがほとんど知られていないこと、十勝沖と根室沖の領域に比べて色丹島沖及び択捉島沖の領域で発生した巨大地震の規模が大きいこと、十勝沖と根室沖に比べて色丹島沖及び択捉島沖は海溝軸から陸地までの距離が遠いことを考慮して、十勝沖及び根室沖の領域と、色丹島沖及び択捉島沖の領域に分類した。

十勝沖から択捉島沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）については、過去の発生例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海溝寄りの領域のどこかで発生するものとした。

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、沈み込んだプレート内のやや深い地震、海溝軸外側の地震）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、領域を特定しないものとした。なお、図 1 に示した範囲はプレート間地震に関するものであり、プレート内地震はこの領域の外側で発生することもある。

³ 超巨大地震の表現は地震調査研究推進本部の「新たな地震調査研究の推進について（平成 21 年 4 月 21 日公表、平成 24 年 9 月 6 日改訂）」に従った。

⁴ 「津波地震」は地震学の用語（Kanamori 1972）であり、津波地震のみが津波を発生させる訳では無く、全ての評価対象地震について津波が発生する可能性がある。なお、千島海溝では日本海溝のように顕著な被害をもたらした津波地震が発生した例は無い。しかし、図 1 に示す海溝寄りの領域については、プレート間巨大地震が海溝寄りまで破壊する場合も想定され、大きな津波が発生する可能性がある。

4-2. 過去の地震について

歴史地震の記録や観測成果の中に記述された、津波の記録や震度分布等に基づく調査研究の成果を吟味し、千島海溝沿いで発生した地震を表2に整理した。

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⁵まで遡って確認された研究成果がある。しかし、1839年よりも前については、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。

プレート間巨大地震

十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震

過去の十勝沖のプレート間巨大地震については、1839年以降、1843年(M8.0, Mt⁶8.0)、1952年(M8.2, Mt8.2, Mw8.1)、2003年(M8.0, Mt8.1, Mw8.3)の3回発生したと評価した。このうち、1843年の地震は根室沖と連動した可能性がある(後述)。また、各種調査・観測記録がある1952年と2003年の十勝沖地震では、ともに太平洋沿岸で最大震度6(2003年は6弱)の地震動を伴い、浦河から厚岸の各所で揺れ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、釧路より西側では類似するが、東側では1952年の方が明らかに高い。このため、津波観測によると1952年の地震の津波の波源域は十勝沖の領域よりも東へ広がっていると推定される。

過去の根室沖のプレート間巨大地震については、1839年以降、1843年(M8.0, Mt8.0)、1894年(M7.9, Mt8.2, Mw8.3)、1973年(M7.4, Mt8.1, Mw7.8)の計3回発生したと評価した。1894年と1973年の地震では、根室半島付近で負傷者を伴う地震動と津波を記録した。ただし、1894年の地震は、1973年よりも津波波源域が広いと推定されているため、震源域が広い可能性がある。

十勝沖における1952年と2003年の津波波源域の相違、根室沖における1894年と1973年の津波波源域の相違から、両地震の震源域に多様性があると考え、震源域が重なった可能性のある領域に境界領域を設定した(図2)。

過去の色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震については、1839年以降、色丹島沖付近で1893年(M7.7)と1969年(M7.8, Mt8.2, Mw8.2)の2回、択捉島沖付近で1918年(M8.0, Mt8.5, Mw8.1)、1963年(M8.1, Mt8.4, Mw8.5)、1995年(M7.3, Mt7.7, Mw7.9)の3回の計5回発生したと評価した。ただし、1893年と1918年の地震に関する記録や知見は乏しく、震源域や規模の不確実性はほかのプレート間巨大地震に比べて大きい。また、1918年の地震は、1963年の地震とは震源域が完全には一致しないとする知見がある。色丹島沖及び択捉島沖で発生した地震については、特に規模が大きかった1963年と1969年の地震の震源域は重ならないものの、それ以前の地震の震源域の不確実性が大きいと両領域を区別せずに評価を行った。

なお、2006年に評価対象領域よりも北東側でM7.9(Mw8.3)のプレート間巨大地震が発生した。

十勝沖、根室沖、色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震の発生領域、震源域

⁵ 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」という記録のほか、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、本評価では、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、巨大地震の見落としは無いであろうと考えた。

⁶ 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, 1981a)、津波の遡上高をデータと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を推定することが可能である。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。また、定量的な値として扱う場合、被害記録に比べて津波記録は遡上高が使えるため、精度が高いことから、相互の大小を比較する上でより信頼性が高いと考えられる。

の形態、発生間隔等を表 3-1、3-2、3-3 に示す。

連動型の地震

1843 年の十勝沖・根室沖の地震

1843 年の地震は、歴史資料によれば、厚岸付近で強い揺れがあり、死傷者多数を伴う津波をもたらし、厚岸で 4~5m、花咲で 7.1m（浸水高）の津波記録がある。この地震の震源域に関する知見は複数あり、十勝沖または根室沖に及んでいるという研究成果があるため、十勝沖と根室沖が連動したプレート間巨大地震と評価した。なお、この地震による津波堆積物が確認されているものの、その地点は沿岸部に留まるため、後述する超巨大地震（17 世紀型）の特徴とは一致しない。

超巨大地震（17 世紀型）

北海道東部では津波堆積物（津波によって運ばれた海底や海岸の堆積物）が海岸から離れた湿原の土中や海食崖の上部等で確認され、その解析から 17 世紀に 1952 年の十勝沖地震をはるかに超える規模の津波が発生し、現在の海岸線から 1~4km 程度内陸まで浸水したと推定されている。なお、正確な発生年は定まっておらず、既存の知見から 1611 年から 1637 年の間に発生したと評価した。

これまで、この地震は十勝沖と根室沖の震源域が連動する地震であると評価されてきたが、その後の研究により、この津波を発生させた地震は両領域が海溝寄りの領域を含んで破壊する（図 5）平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震と同様の特徴を持ち、規模は Mw8.8 に達する地震であった可能性が指摘されている。

このような地震は、津波堆積物から 17 世紀と推定された地震を含め過去 6500 年間に最多で 18 回発生したと推定されている。しかし、砂層の数や内陸方向の分布が調査地点によって差があり、推定される地震（津波）の規模や発生時期は不確実性が大きく、必ずしも全ての地震が 17 世紀と同様の震源域・規模であるとは限らない。根室沖の領域を含む地震である可能性が高いものの、震源域を推定することは困難である。しかし、北海道東部に巨大な津波が繰り返し来襲したことは事実であることから、本評価では包括してひとつの地震の型として評価した。調査結果により個々の地震の発生間隔は約 100~800 年とばらつきがあり、平均発生間隔も約 330~590 年と、様々な推定結果がある。本評価では北海道厚岸郡の調査結果を使用し、平均発生間隔を約 340~380 年と推定した（説明文 4 章参照）。個々の地震の発生時期の不確実性が大きいため、ほかのプレート間巨大地震に比べ平均発生間隔の不確実性が大きい、より古く、より多くの地震を考慮できている。超巨大地震（17 世紀型）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等を表 3-4 に示す。

ひとまわり小さいプレート間地震

十勝沖及び根室沖の領域では、前述したプレート間巨大地震を除いて、Global CMT カタログ⁷ が整備された 1976 年以降 3 回の M7.0 以上のプレート間地震が発生した（表 2）。例えば、2004 年には根室沖で M7.1 の地震が発生し、最大震度 5 強を記録し、負傷者が出た。

色丹島沖及び択捉島沖の領域では、北海道本島での被害は記録されていないものの、1976 年以降に M7.5 以上の地震が 3 回発生している。

以上の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等を表 3-5 に示す。

⁷ Global CMT カタログとは世界各地で発生した地震を対象とした発震機構解（CMT 解）のカタログである。1976 年以降は、M5 以上の地震はおおむね含まれている。断層のすべり角等のパラメータが掲載されている。

十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）

1952年の十勝沖のプレート間巨大地震は、津波の観測結果から海溝寄りまで破壊されたとする知見があるため、海溝寄りのプレート間地震にも含めることとした。

1963年に同年の択捉島沖のプレート間巨大地震の余震として海溝寄りでM6.7（Mt7.9, Mw7.8）の地震が、1975年に色丹島沖の海溝寄りでM7.0（Mt7.9, Mw7.5）の地震が発生した。ともに地震動に比べ顕著な津波を伴った津波地震であるが、北海道本島に顕著な被害を及ぼしていない。

以上の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等を表3-6に示す。

沈み込んだプレート内のやや浅い地震・やや深い地震

沈み込んだプレート内のやや浅い地震（深さ50km程度）については、1839年以降、1958年（M8.1, Mt8.2, Mw8.4）と1994年（M8.2, Mt8.2, Mw8.3）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最大震度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、北海道本島では死傷者は出なかった。平成6年（1994年）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（岩手県）で5mを超える津波を伴い、北海道を中心に多くの負傷者が出た。

沈み込んだプレート内のやや深い地震（深さ100km程度）については、この地域での大地震の記録漏れが少ないと判断できる（ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalog⁸が整備されている）1900年以降、1924年（M7.5）、1978年（M7.2, Mw7.8）、及び1993年（M7.5, Mw7.6）の3回発生したと評価した。いずれも津波を伴わなかったが強震動をもたらした。特に平成5年（1993年）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。

以上の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等を表3-7に示す。

海溝軸外側の地震

評価対象領域では発生していない。しかし、択捉島沖に隣接する領域外の地域で2007年にM8.2（Mw8.1）の地震が発生している。地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等を表3-8に示す。

評価対象としなかった地震

1982年に浦河沖でM7.1の地震が発生し、津波被害は無いものの多数の負傷者を伴った（昭和57年（1982年）浦河沖地震）。しかし、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。

5. 千島海溝で発生する将来の地震について

確率は、超巨大地震（17世紀型）を除き、「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査委員会、2001）⁹に基づいて推定した。ただし、多様な評価手法を考慮するため、上記に掲載された手法以外でも確率を推定し、説明文に併記した。

⁸ ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue は国際地震学センターと世界地震モデルによる1900年以降の地震カタログで、おおむねMw \geq 7.5の地震を網羅している。本評価では2017年1月26日公開の第4版を使用した。

⁹ 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。

十勝沖・根室沖のプレート間巨大地震

各領域で次に発生すると考えられる地震の発生確率は、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、地震の規模は過去の地震規模及び断層面積と地震規模の関係式（説明文 4 章を参照）から推定した。その結果は次のとおりである。

十勝沖のプレート間巨大地震の今後 30 年以内の発生確率は 7%、今後 50 年以内の発生確率は 30%程度、規模は $M^{10}8.0\sim 8.6$ 程度と推定される（表 4-1）。

根室沖のプレート間巨大地震の今後 30 年以内の発生確率は 70%程度、今後 50 年以内の発生確率は 90%程度以上、規模は $M7.8\sim 8.5$ 程度と推定される（表 4-2）。

これらの地震は、境界領域や海溝寄りの領域を含んだ破壊が発生する場合があるなど、複数の震源域を想定しているため、規模に幅がある。特に、2003 年十勝沖地震は境界領域（十勝沖から根室沖）を破壊していないとする知見が多く、次の根室沖のプレート間巨大地震の際にこの領域まで破壊され、規模が大きくなる可能性がある。

また、将来の地震が、境界領域を越えて複数の領域が連動することにより、地震規模がより大きくなる可能性もある（十勝沖と根室沖、十勝沖と三陸沖北部（日本海溝の連動等）。特に規模が大きくなるものは超巨大地震となる。

超巨大地震（17 世紀型）

北海道東部の津波堆積物調査の結果から、今後 30 年以内の地震発生確率は 7~40%、規模は $M8.8$ 程度以上と評価した（表 4-4）。この評価について特に留意すべき点は次のとおりである。

この地震は繰り返し発生している可能性がある地震であり、17 世紀の地震から 380~400 年程度経過していると考えられるため、平均発生間隔（約 340~380 年）を考慮すると切迫性が高いと考えられる。ただし、過去の調査結果からは、個別の発生間隔には約 100~800 年とばらつきがある。

確率については、津波堆積物による推定結果では、発生間隔の不確実性が大きく、確率値の取り得る幅も大きくなっている。今後、研究が進み、過去の震源域の分布や発生時期が高精度で推定されれば、確率値の精度も向上すると考えられる。

地震規模については、これまで知られていないものの、太平洋プレートが陸のプレートに沈み込んでいる範囲は極めて長大で、海溝軸や沈み込むプレートの形状等から判断すると、より大きな規模の地震も想定することが可能である。その際、本評価の対象領域を越えて破壊が広がる可能性も否定できない。例えば、三陸沖北部（「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）」で評価）から、カムチャツカ半島沖（およそ北緯 56 度、東経 164 度付近）までを同時に破壊する場合、長さ約 2400km の海溝沿いで破壊が発生するような超巨大地震となる。このような地震が発生した事例は既存の限られたデータセットからは知られていない。現時点で解明されている知見の中で最大の地震は 17 世紀の地震 ($M_w8.8$) であるが、北方領土における津波堆積物の分布が不明瞭であり、規模がより大きくなる可能性がある。したがって、この地震の規模の上限の設定は困難と考え、 $M8.8$ 程度以上と評価した。

上記以外の地震については、震源域を特定できない。発生確率は前章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、規模は過去に発生した地震規模を参考にして推定した。計算結果は次のとおりである。

¹⁰ 将来の地震の規模の推定については、発生する地震の M と M_w を区別せずに M^* として記載した。千島海溝沿いでは、巨大地震の M と M_w に差があることが多く、事前に M と M_w を分離して想定するほどの確度が無いと判断したためである。

色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震

色丹島沖及び択捉島沖については、歴史文書に記録が残る最古の地震である 1839 年の地震より後では 5 回発生していることから、今後 30 年以内の地震発生確率は 60%程度、その規模は M7.7~8.5 前後と推定される（表 4-3）。

ひとまわり小さいプレート間地震

十勝沖及び根室沖においては、1976 年以降、対象とする地震が 3 回発生しているが、2003 年十勝沖地震による地震活動の一時的な活発化を考慮して、本震 1 時間後に発生したものを除いた 2 回を確率計算に用いた。今後 30 年以内の地震発生確率は 80%程度で、その規模は M7.0~7.5 程度と推定される（表 4-5）。

色丹島沖及び択捉島沖においては、1976 年以降、対象とする地震が 3 回発生していることから今後 30 年以内の地震発生確率は 90%程度で、その規模は M7.5 程度と推定される（表 4-5）。

十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）

十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震については、規模が Mt8.0 程度のものが 1900 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 50%程度、その規模は Mt8.0 程度と評価した（表 4-6）。なお、千島海溝沿いで発生した津波地震で顕著な被害を及ぼしたものは記録に無いが、隣接する日本海溝沿いでは、より規模の大きな津波地震が発生し、多数の死傷者を伴っており（1896 年明治三陸地震、M8.2, Mt8.6~9.0）、規模の大きな津波地震が発生する可能性は否定できない。

沈み込んだプレート内のやや浅い地震・やや深い地震

沈み込んだプレート内のやや浅い地震（深さ 50km 程度）に関しては、M8.3~8.4 の地震が 1839 年の地震より後では 2 回発生していることから、今後 30 年以内の地震発生確率は 30%程度、その規模は M8.4 前後と推定される（表 4-7）。

沈み込んだプレート内のやや深い地震（深さ 100km 程度）に関しては、規模が M7.5~7.8 の地震が 1900 年以降では 3 回発生していることから、今後 30 年以内の地震発生確率は 50%程度、その規模は M7.8 程度と推定される（表 4-7）。なお、沈み込んだプレート内のやや浅い地震と同規模（M8.4 前後）の地震は千島海溝では発生していないが、アリューシャン列島付近（深さ 110km）で Mw8.3 の太平洋プレート内の地震が発生しているため、否定することはできない。

海溝軸外側の地震

海溝軸外側の地震については、過去に発生した履歴が無く、確率は不明である。しかし、評価対象領域の北東側では 2007 年に M8.2 (Mw8.1) が、隣接する日本海溝沿いの領域では 1933 年に M8.1 (Mw8.4) の地震（昭和三陸地震）が発生しているため、同様の規模の地震が千島海溝でも発生する可能性がある（表 4-8）。

6. 今後に向けて

- 千島海溝沿いの海溝型地震は、ほかの地域と比べて、文献として歴史資料が存在する期間が短いため、19世紀であってもその震源域の特定が困難である。このため、海岸・海底地質調査等、別の手法も用いて19世紀以前の地震の地域ごとの繰り返し発生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。
- 十勝沖、根室沖で繰り返し発生している地震は、その発生間隔はプレート運動とおおむね整合的であるものの現在の評価はわずか3回の履歴に基づいている。また、過去に経験したことのない規模や発生様式の地震を考慮したが、そのような地震が発生するかどうかは不明である。より信頼性の高い評価を行うためには、自然現象である地震が内包する不確実性や観測技術・期間に限りがあることによる不確実性をより反映できるような確率計算手法の導入、陸域・海域の地震や地殻変動の観測等による固着域の空間分布やひずみの蓄積過程の解明、地震の多様性を考慮した物理的なモデルの構築等を通じて、評価の高度化を図ることが重要である。
- 色丹島及び択捉島沖で発生するプレート間巨大地震については、1963年と1969年の震源域は重ならないことから、同様の震源域で繰り返し発生している可能性は否定できない。また、超巨大地震（17世紀型）に関しても、津波堆積物の北方領土側の分布に関する知見が少なく、過去の地震の震源域に関する評価が不十分であり、不確実性が大きく、地震発生確率に幅がある。より信頼性の高い評価のためには、色丹島沖以東の地震に関する知見の蓄積が望ましい。
- 超巨大地震（17世紀型）については、地形・地質学的な記録から明らかにされた詳細な時間分布を用いて発生確率を計算したが、計算に使用した地域は現在調査されている津波堆積物の分布と比較すると狭く、一部の地域の結果しか反映できていない。より精度の高い地震発生年代の推定方法や、より広範な地点の発生履歴を使用した評価手法の開発が求められる。

表1 十勝沖から択捉島沖にかけての領域で発生した主なプレート間地震の規模と発生領域の目安
 (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)	十勝沖	根室沖	色丹島沖及び択捉島沖	M	備考
17世紀		○	○		8.8	超巨大地震(17世紀型) 海溝寄りまで破壊した地震
1843年4月25日		○	○		8.0	十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖について、プレート間巨大地震と同等したものを示した。
1893年6月4日				○	7.7	
1894年3月22日			○		8.3	
1918年9月8日				○	8.1	
1952年3月4日	十勝沖地震	○			8.2	
1963年10月13日				○	8.5	
1969年8月12日				○	8.2	
1973年6月17日	根室半島沖地震		○		7.8	
1995年12月4日				○	7.9	
2003年9月26日	2003年十勝沖地震	○			8.3	

表中のMはMとMwのうち、値の大きいものを使用した。

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

対象地震及び発生領域	地震発生年月日	地震の発生間隔等	地震規模 ^{注1}			死傷者数 ^{注2}		最大震度 ^{注3}	津波高 ^{注4}
			M	Mt	Mw	死者・行方不明者	負傷者		
超巨大地震 (17世紀型)	17世紀 ^{注5}	発生間隔は100~800年程度			8.8	—	—		
十勝沖のプレート間巨大地震	1843/ 4/25 ^{注6}	発生間隔は108.9年 発生間隔は51.6年	8.0	8.0		46	—		7.1
	1952/ 3/ 4 ^{注10}		8.2	8.2	8.1	33	287	6	3以上
	2003/ 9/26		8.0	8.1	8.3	2	849	6弱	4
根室沖のプレート間巨大地震	1843/ 4/25 ^{注6}	発生間隔は50.9年 発生間隔は79.2年	8.0	8.0		46	—		7.1
	1894/ 3/22 ^{注7}		7.9	8.2	8.3	1	6		2-3
	1973/ 6/17		7.4	8.1	7.8	0	26	5	4
色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震	1893/ 6/ 4	1839年の地震以降の177.7年間に発生は、5回。	7.7			0	0		2.1-2.4
	1918/ 9/ 8		8.0	8.5	8.1	24	—		6-12
	1963/10/13		8.1	8.4	8.5	0	0	4#	4-4.4
	1969/ 8/12		7.8	8.2	8.2	0	0	4#	2.8
	1995/12/ 4		7.3	7.7	7.9	—	—	2#	0.2
プレート間地震 ひとまわり小さい	十勝沖・根室沖 2003/ 9/26 ^{注9} 2004/11/29 2008/ 9/11	1976年以降の41年間に発生は、3回。	7.1		7.4	不明 ^{注9}	不明 ^{注9}	6弱	不明 ^{注9}
			7.1		7.0	0	52	5強	0.1
			7.1	6.8	6.8	0	0	5弱	0.5
プレート間地震 ひとまわり大きい	色丹島沖・択捉島沖 1978/ 3/23 1978/ 3/25 1991/12/22	1976年以降の41年間に発生は、3回。	7.0	7.5	7.6	0	0	3#	0.0
			7.3	7.7	7.5	0	0	3#	0.2
			6.8	7.6	7.6	—	—	2#	0.2
十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震 (津波地震等)	1952/ 3/ 4 ^{注10} 1963/10/20 1975/ 6/10	1900年以降の117年間に発生は、3回。	8.2	8.2	8.1	33	287	6	3以上
			6.7	7.9	7.8	0	0	1#	10-15
			7.0	7.9	7.5	0	0	1#	4
プレート内地震 浅み込んだプレート	やや浅い地震 ^{注8} 1958/11/ 7 1994/10/ 4	1839年の地震以降の177.7年間に発生は、2回。	8.1	8.2	8.4	0	0	5#	3
			8.2	8.2	8.3	0	436	6#	5-10
	やや深い地震 ^{注8} 1924/ 7/ 1 1978/12/ 6 1993/ 1/15	1900年以降の117年間に発生は、3回。	7.5			—	—	4#	
7.2			7.8	—	—	4#			
7.5			7.6	2	967	6			

注1：Mの欄は1923年以降は気象庁を、それ以前は宇津（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ものであり、1885年以降のものに比べ信頼性が低い。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（1996）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。

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。1999年以降の地震については阿部（1981a）の手法から計算した。

Mwの欄に関しては、ISC（国際地震センター）とGEM（グローバル地震モデル）が作成したISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue version 4.0（1900-2013）を採用した。1976年以降であればGlobal CMTを引用していることが多いが、それ以前は確度が低い。

注2：死傷者数の欄は2000年以降は消防庁に、それ以前は宇佐美・他（2013）によった。表中「—」は不明（記録がない）でゼロとは限らない。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領土で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 3：震度は気象庁による。1923 年以降に発生した地震のみ記載した。また、1996 年 9 月以降、震度 5 は震度 5 弱と 5 強に、震度 6 は震度 6 弱と 6 強に分けられる。また、値は北海道本島で記録された最大震度であり、北方領土ではより大きな揺れを受けている可能性がある。したがって、色丹島沖以東を震源とする地震の震度には#を付与している。

注 4：津波高は渡辺（1998）に記載された最大の値を記した。ただし、十勝沖・根室沖の 1843 年のプレート間巨大地震は都司・他（2014）、色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震については、1969 年は Solov'ev（1978）、1918 年は宇佐美・他（2013）による。単位は m で、小数点 2 位を四捨五入している。最大全振幅記録であった場合は、値を 1/2 にして計算している。空欄は不明または記録無し。津波高については、波高、痕跡高、浸水高など測定方法が様々で、手法によって同じ津波・地区でも高さが大きく異なる。また、推定値であるものもあり、地形によって局所的に大きくなることもあるため、値は必ずしも最大とは限らず、そのほかの記録に比べて不確か性が大きい。また、北方領土や領域外の千島列島で記録された値も含んでいるが、資料が少なく北海道本島に比べ信頼性は低い。

注 5：17 世紀に発生した超巨大地震の Mw は Ioki and Tanioka（2016a）による。発生間隔は Sawai et al.（2009）による。

注 6：1843 年のプレート間巨大地震は、十勝沖と根室沖が連動したと評価し、十勝沖と根室沖の双方の地震として扱う。

注 7：1894 年の根室半島沖の地震の Mw は Tanioka et al.（2007）による。

注 8：プレート内の地震については、海溝軸外側の地震が発生していないため、沈み込んだプレート内の地震（やや浅い地震、やや深い地震）のみを示した。

注 9：2003 年 9 月 26 日の M7.1 の地震については、2003 年十勝沖地震（M8.0）の本震の約 1 時間後に発生した余震であるため、被害や津波高については不明である。この地震は地震発生確率の計算には使用していない。

注 10：1952 年 3 月 4 日の十勝沖の地震については、海溝軸付近まで破壊が達したとする知見があるため、十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震としても扱う。

表 3-1 十勝沖のプレート間巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の十勝沖及び境界領域（十勝沖から根室沖）	震源域は、1952年及び2003年の地震の震源過程解析結果、津波波源解析結果、地殻変動解析結果及び本震後約1か月間の余震域の範囲等を参考に判断した。
(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	深さは、60km程度以浅（ただし、境界領域や海溝寄りまで破壊が達しない場合がある）	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N113°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（DeMets et al., 2010）から推定した。
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 80.3年 （過去の地震の発生間隔 108.9年及び51.6年）	十勝沖で発生した同タイプの地震の発生間隔を平均して求めた。
	最新発生時期（2003年9月26日）から 2017年1月1日までの経過時間 13.3年	

表 3-2 根室沖のプレート間巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の根室沖及び境界領域（十勝沖から根室沖、根室沖から色丹島沖）	震源域は、1894年及び1973年の地震の震源過程解析結果、津波波源解析結果、地殻変動解析結果及び本震後約1か月間の余震域等を参考に判断した。
(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	深さは、60km程度以浅（ただし、境界領域や海溝寄りまで破壊が達しない場合がある）	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N114°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（DeMets et al., 2010）から推定した。
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 65.1年 （過去の地震の発生間隔 50.9年及び79.2年）	根室沖で発生した同タイプの地震の発生間隔を平均して求めた。
	最新発生時期（1973年6月17日）から 2017年1月1日までの経過時間 43.5年	

表 3-3 色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の色丹島沖及び択捉島沖、及び隣接する境界領域（根室沖から色丹島沖）	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(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	深さは、60km 程度以浅。具体的な地域は特定できない。	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約 N117° 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 (DeMets et al., 2010) から推定した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 35.5 年に 1 回	1839 年 5 月以降の 177.7 年間で M7.7 を超える地震が 5 回発生しているため、発生頻度は 35.5 年に 1 回とした。

表 3-4 超巨大地震（17世紀型）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図 1。具体的な地域は特定できないが、根室沖を含む可能性が高い。	当該地域の津波堆積物の空間分布を参考にして判断した。
(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	長さ 300km 以上。深さは、60km 程度以浅。海溝寄りの領域も連動する。	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約 N114° 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)	根室沖と同じ値を使用した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 約 340~380 年に 1 回 (過去の地震の推定発生間隔 約 100~800 年)	北海道東部（厚岸郡）において調査された津波堆積物のうち、巨大津波を発生させたと推定される津波堆積物の数や年代推定結果から推定した。

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
(1) 地震の発生領域の目安	図1の十勝沖と根室沖、2つの境界領域を併せた領域	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(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	深さは、60km程度以浅。具体的な地域は特定できない。	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N114°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(DeMets et al., 2010)から推定した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 20.5年に1回	1976年以降の41年間にM7.0以上の地震が3回発生し、そのうち1回は十勝沖地震の直後に発生しているため除き、発生頻度は20.5年に1回とした。

色丹島沖・択捉島沖

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の色丹島沖及び択捉島沖	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(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	深さは、60km程度以浅。具体的な地域は特定できない。	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N117°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(DeMets et al., 2010)から推定した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 13.7年に1回	1976年以降の41年間にM7.5以上の地震が3回発生しているため、発生頻度は13.7年に1回とした。

表 3-6 十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の十勝沖から色丹島及び択捉島沖にかけての海溝寄り	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。ただし、十勝沖と根室沖にかかる部分については、津波地震の発生例が知られていないため、領域の信頼性は色丹島及び択捉島沖にかかる部分に比べ劣る。
(2) 震源域の形態	陸側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	具体的な地域は特定できない。	
(4) 発生間隔等	発生頻度 39.0年に1回	1900年以降の117年間に、Mt8.0程度の地震が3回発生しているため、発生頻度は39.0年に1回とした。

表 3-7 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
(1) 地震の発生領域の目安	図1の十勝沖から色丹島及び択捉島沖にかけての全体	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	沈み込んだ太平洋プレートの内部。	
(3) 震源域	震源域の深さは50km程度。具体的な地域は特定できない。	
(4) 発生間隔等	発生頻度 88.9年に1回	1839年5月以降の177.7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88.9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
(1) 地震の発生領域の目安	図1の十勝沖から色丹島及び択捉島沖にかけての全体だが、深さが深いため、赤枠よりも北西側で発生する	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	沈み込んだ太平洋プレートの内部。	
(3) 震源域	震源域の深さは100km程度。具体的な地域は特定できない。	
(4) 発生間隔等	発生頻度 39.0年に1回	1900年以降の107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39.0年に1回とした。

表 3-8 海溝軸外側の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1の十勝沖から色丹島及び択捉島沖にかけての海溝軸の外（南東）側	過去の日本海溝沿いの地震活動を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	太平洋プレートの内部。	
(3) 震源域	具体的な地域や深さは特定できない。	
(4) 発生間隔等	発生頻度 不明	過去に顕著な地震は発生していない。ただし、領域に隣接する地域で 2007 年に発生した。

表 4-1 次の十勝沖のプレート間巨大地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	地震後経過率（期末）	備考
今後 10 年以内の発生確率	0.04% ^{注2}	0.29	BPT 分布モデルに平均発生間隔 80.3 年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.38$ を適用して算出した。地震後経過率は、対象地震が発生していない仮定の下で、各期末時点で地震発生からの経過時間を平均発生間隔で割った値。
今後 20 年以内の発生確率	1%	0.41	
今後 30 年以内の発生確率	7%	0.54	
今後 40 年以内の発生確率	20%程度	0.66	
今後 50 年以内の発生確率	30%程度*	0.79	
地震後経過率（2017 年 1 月 1 日時点）	0.17		経過時間 13.3 年を平均発生間隔 80.3 年で割った値。
次の地震の規模	M8.0~8.6 程度 ^{注3}		領域の面積及び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。ただし、面積から規模を推定する手法は複数あり、値にはばらつきが含まれるため、過去の地震から判断される規模（M8.0~8.3）に比べ、M8.4 以上の信頼性は低い。

表 4-2 次の根室沖のプレート間巨大地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	地震後経過率（期末）	備考
今後 10 年以内の発生確率	20%程度* ^{注2}	0.81	BPT 分布モデルに平均発生間隔 65.1 年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.22$ を適用して算出した。地震後経過率は、対象地震が発生していない仮定の下で、各期末時点で地震発生からの経過時間を平均発生間隔で割った値。
今後 20 年以内の発生確率	50%程度*	0.96	
今後 30 年以内の発生確率	70%程度*	1.11	
今後 40 年以内の発生確率	90%程度*	1.27	
今後 50 年以内の発生確率	90%程度以上*	1.42	
地震後経過率（2017 年 1 月 1 日時点）	0.67		経過時間 42.5 年を平均発生間隔 65.1 年で割った値。
次の地震の規模	M7.8~8.5 程度 ^{注3}		領域の面積及び過去に発生した地震の M を参考にして判断した。表 4-1 と同様で、過去の地震から判断される規模（M7.8~8.3）に比べ、M8.4~8.5 の信頼性は低い。

表 4-3 次の色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考
今後 10 年以内の発生確率	20%程度 ^{注2}	1839 年 5 月以降の 177.7 年間に、M7.7~8.5 の地震が 5 回発生しているため、発生頻度を 35.3 年に 1 回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。
今後 20 年以内の発生確率	40%程度	
今後 30 年以内の発生確率	60%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%程度	
次の地震の規模	M7.7~8.5 前後 ^{注3}	過去に発生した地震の M を参考にして判断した。

表 4-4 次の超巨大地震（17 世紀型）の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	地震後経過率（期末）	備考
今後 10 年以内の発生確率	2~10%* ^{注2}	1.00~1.21	津波堆積物の調査結果等より平均発生間隔を 340 年~380 年と推定し、BPT 分布モデルを適用して算出した。津波堆積物から推定される地震発生年代に幅があり、発生間隔のばらつきが大きいため、確率値の幅も広がっている。地震後経過率は、対象地震が発生していない仮定の下で、各期末時点で地震発生からの経過時間を平均発生間隔で割った値。
今後 20 年以内の発生確率	4~30%*	1.03~1.24	
今後 30 年以内の発生確率	7~40%*	1.08~1.26	
今後 40 年以内の発生確率	9~50%*	1.11~1.29	
今後 50 年以内の発生確率	10~60%*	1.13~1.32	
地震後経過率（2017 年 1 月 1 日時点）	1.00~1.18		経過時間 380~400 年を平均発生間隔 340~380 年で割った値。
次の地震の規模	M8.8 程度以上 ^{注3}		17 世紀に発生した地震の M を参考にして判断した。この地震以外の津波堆積物について、地震規模は推定されていないため、信頼性は本評価のほかのタイプの地震に比べ低い。

表 4-5 次のひとまわり小さい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 ^{注1}	備考
今後 10 年以内の発生確率	40%程度 ^{注2}	1976 年以降の 41 年間に M7.0 以上の地震が 3 回発生しているが 2003 年十勝沖地震直後の地震を除く 2 回を使用し、発生頻度を 20.5 年に 1 回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。
今後 20 年以内の発生確率	60%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	M7.0~7.5 程度 ^{注3}	過去に発生した地震の M を参考にして判断した。

色丹島沖・択捉島沖

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考
今後 10 年以内の発生確率	50%程度 ^{注2}	1976 年以降の 41 年間に Mw7.5 以上の地震が 3 回発生しているため、発生頻度を 13.7 年に 1 回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。
今後 20 年以内の発生確率	80%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	
今後 50 年以内の発生確率	90%程度以上	
次の地震の規模	M7.5 程度 ^{注3}	過去に発生した地震の M を参考にして判断した。

表 4-6 次の十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考
今後 10 年以内の発生確率	20%程度 ^{注2}	1900 年以降の 117 年間に、Mt8.0 程度の地震が 3 回発生しているため、発生頻度を 39.0 年に 1 回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。
今後 20 年以内の発生確率	40%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	60%程度	
今後 50 年以内の発生確率	70%程度	
次の地震の規模	Mt8.0 程度 ^{注3}	過去に発生した地震の Mt を参考にして判断した。津波地震である場合は M は Mt より小さい。

表 4-7 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 ^{注1}	備考
今後 10 年以内の発生確率	10%程度 ^{注2}	1839 年 5 月以降の 177.7 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 88.9 年に 1 回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。
今後 20 年以内の発生確率	20%程度	
今後 30 年以内の発生確率	30%程度	
今後 40 年以内の発生確率	40%程度	
今後 50 年以内の発生確率	40%程度	
次の地震の規模	M8.4 前後 ^{注3}	過去に発生した地震の M を参考にして判断した。

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 ^{注1}	備考
今後 10 年以内の発生確率	20%程度 ^{注2}	1900 年以降の 117 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 39.0 年に 1 回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。
今後 20 年以内の発生確率	40%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	60%程度	
今後 50 年以内の発生確率	70%程度	
次の地震の規模	M7.8 程度 ^{注3}	過去に発生した地震の M を参考にして判断した。ただし、1924 年、1978 年の地震規模については不確実性が大きい。

表 4-8 次の海溝軸の外側で発生する地震

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考
今後 10 年以内の発生確率	不明	対象領域で過去に発生した地震は無い。ただし、隣接する領域では過去に M8.2 の地震が発生している。
今後 20 年以内の発生確率	不明	
今後 30 年以内の発生確率	不明	
今後 40 年以内の発生確率	不明	
今後 50 年以内の発生確率	不明	
次の地震の規模	M8.2 前後 ^{注3}	領域外で過去に発生した地震の M を参考にして判断した。領域内で発生していないため、信頼性はほかの評価に比べて低い。

表 4-9 千島海溝沿いの地震発生確率一覧（今後 30 年以内の発生確率のみ）

評価対象地震	評価対象領域	規模 ^{注3}	確率 ^{注2}	計算手法 ^{注4}
超巨大地震（17世紀型）	十勝沖から択捉島沖 （根室沖を含む可能性高）	M8.8 程度以上	7～40%*	BPT
プレート間巨大地震	十勝沖	M8.0～8.6 程度	7%	BPT
	根室沖	M7.8～8.5 程度	70%程度*	BPT
	色丹島沖及び択捉島沖	M7.7～8.5 前後	60%程度	ポアソン
ひとまわり小さいプレート間地震	十勝沖及び根室沖	M7.0～7.5 程度	80%程度	ポアソン
	色丹島沖及び択捉島沖	M7.5 程度	90%程度	ポアソン
十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）	十勝沖から択捉島沖の海溝寄り	Mt8.0 程度	50%程度	ポアソン
沈み込んだプレート内の地震	やや浅い領域	M8.4 前後	30%程度	ポアソン
	やや深い領域	M7.8 程度	50%程度	ポアソン
海溝軸外側の地震	千島海溝の海溝軸外側	M8.2 前後	不明	—

注 1：評価時点は全て 2017 年 1 月 1 日。

注 2：海溝型地震の発生確率表記のルールでは、当該の地震の発生確率をその最新の発生時刻、平均発生間隔、ばらつきを用いて算定する。有効桁数は 1 として計算結果を丸めて以下の表記の規程を適用する。

<計算結果 (%)>	→	<評価としての表記例>
0.001 未満	→	「ほぼ 0%」
0.001 以上 0.01 未満	→	「0.00d%」
0.01 以上 0.1 未満	→	「0.0d%」
0.1 以上 1 未満	→	「0.d%」
1 以上 10 未満	→	「d%」
10 以上 94.5 未満	→	「d0%程度」
94.5 以上	→	「90%程度以上」

※ 表記に幅がある場合、末尾の「程度」は必要無い。ただし「90%程度以上」の場合は除く。

表記例) 「60～90%程度以上」など

※ 最小値の表記が「90%程度」でかつ最大値の表記が「90%程度以上」の場合、「90～90%程度以上」ではなく、「90%程度もしくはそれ以上」と表記する。

また、繰り返しを仮定した地震について、地震後経過率の推定値の最大値が、各評価対象期間末で 0.7 を超えるものについては、確率値にアスタリスク（*）を付与した。

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」及び「前後」を使用した。「程度」は「前後」よりばらつきが大きい場合に使用した。

注 4：確率計算手法（脚注 9 も参照）。領域のほぼ全体を破壊した地震が同じ領域で複数回発生している場合、BPT 分布モデルを適用する。地震が発生しなければ、プレートの沈み込みに伴い、時間経過と共に地震発生確率が上昇する。ポアソン過程は発生回数が少ない場合や、発生領域が特定できない場合に適用する。時間経過でも確率値は変化しない。

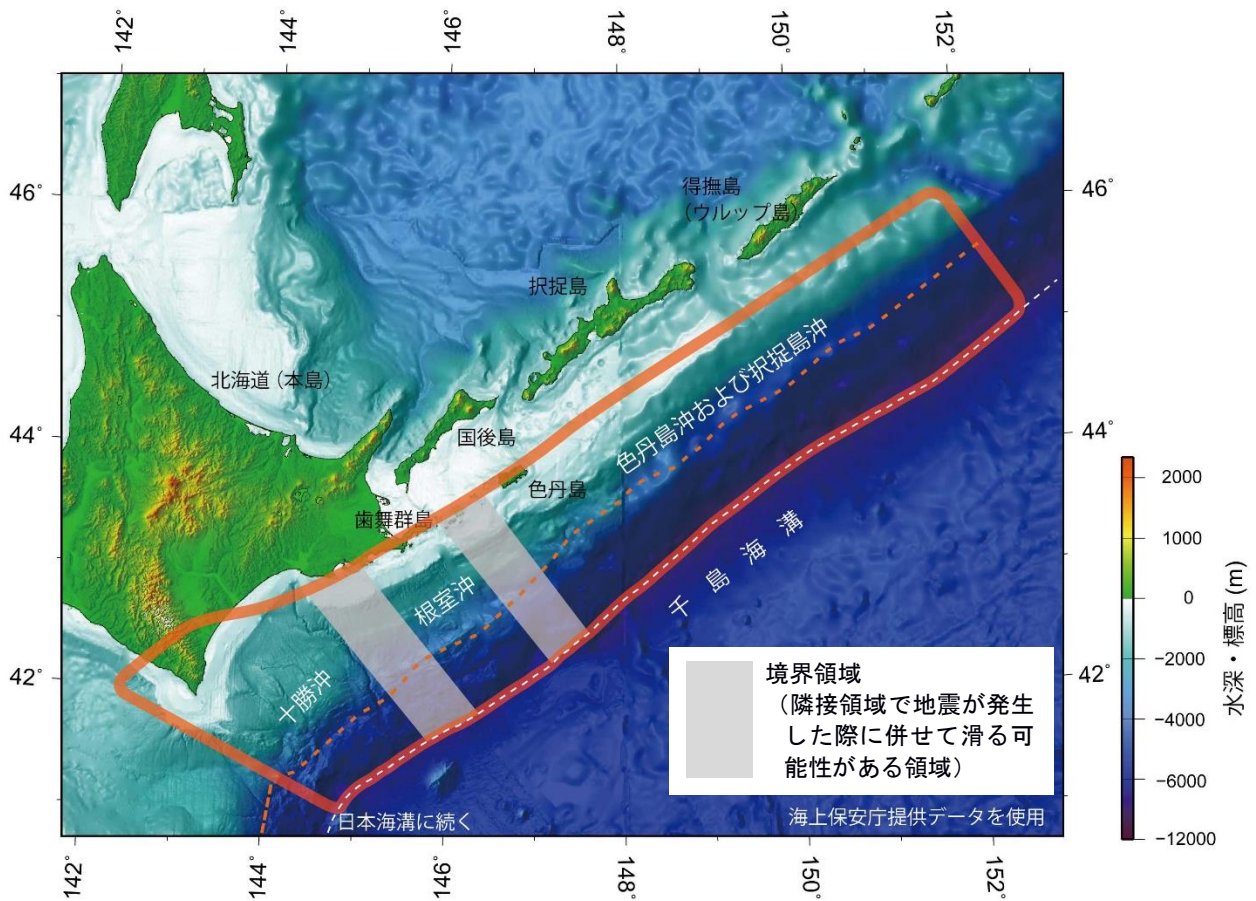


図 1. 千島海溝沿いの評価対象領域。赤枠はプレート間地震に関する評価対象領域で、プレート内地震は赤枠外で発生した地震も評価する。赤い点線は、海溝寄りの領域を分ける線で、主に、十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）の評価で使用される。

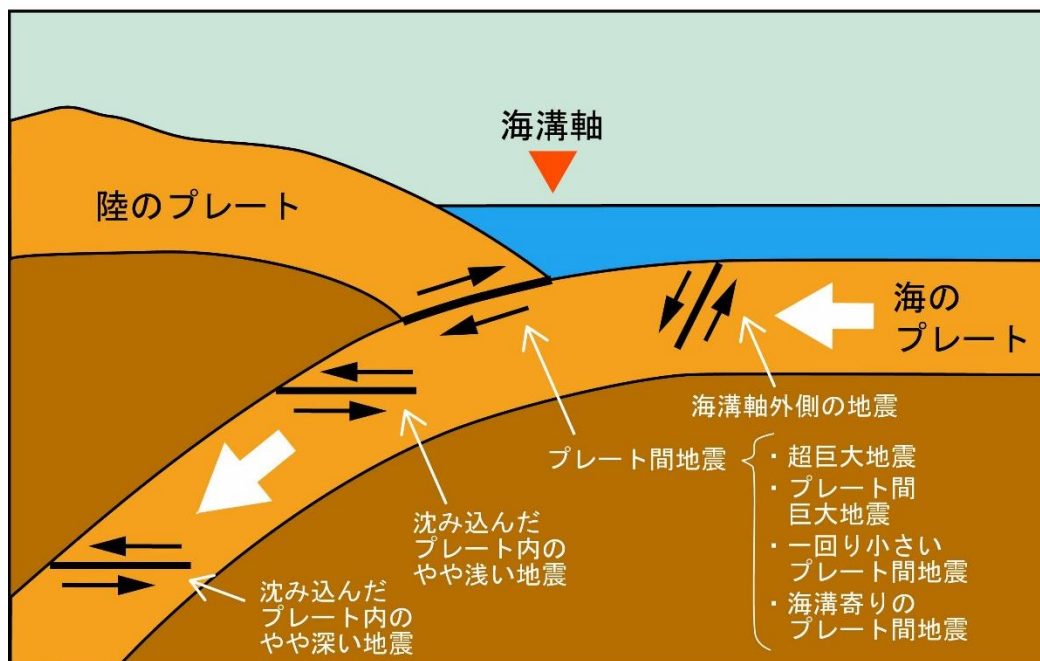


図 2. 評価対象地震の概念図。黒矢印は断層運動の例で、地震のメカニズムによって方向は変わる。白矢印はプレートの沈み込む方向を示す。

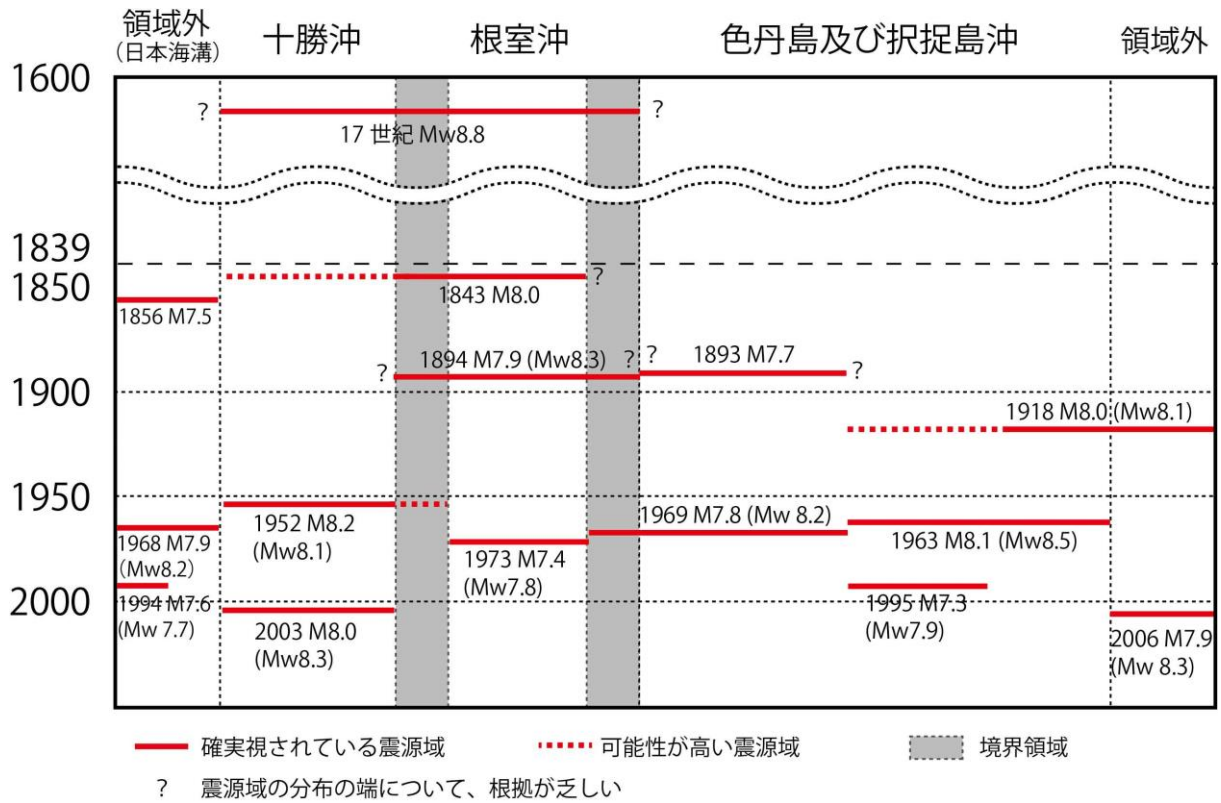


図 3. 千島海溝沿いで近年発生したプレート間巨大地震と超巨大地震（17世紀型）の震源域の時空間分布。信頼性は赤線、破線、?マークの順で低くなる。設定の根拠は説明文の4-1章を参照。

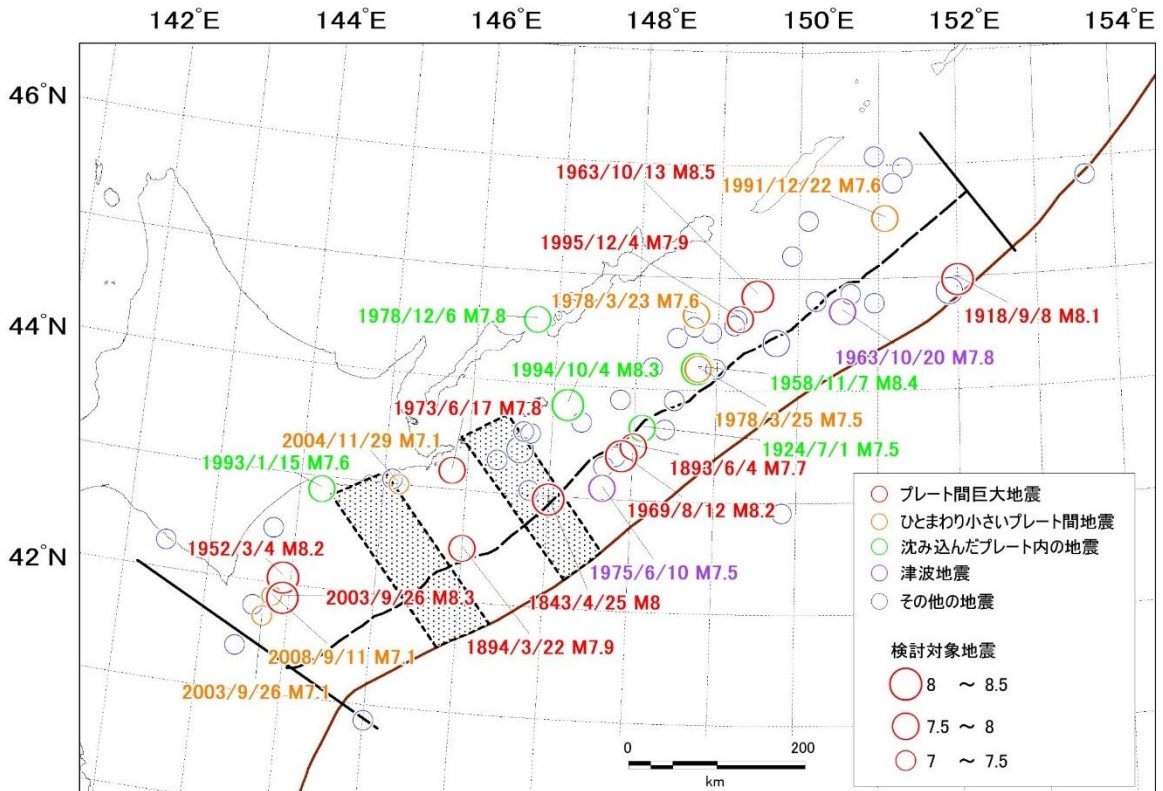


図 4. 千島海溝沿いで近年発生した地震 (M7.0 以上)。ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2013) に記録された 1900 年以降の Mw6.95 以上の地震と、1900 年以前で評価対象とした地震を掲載した。1918 年の地震と 1900 年以前の地震のみ、宇津 (2001) から掲載した。

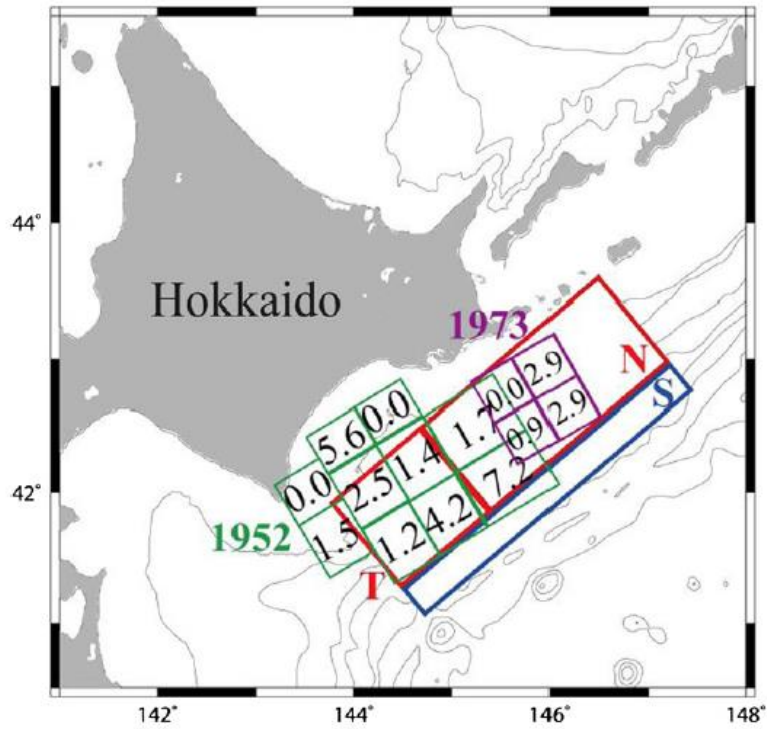


図 5. 17 世紀に発生した巨大津波をもたらした地震の震源域 (Ioki and Tanioka, 2016a) 十勝沖 (T)、根室沖 (N) が連動し、さらに海溝寄り (S) の領域まで破壊した。図には 1952 年の十勝沖地震、1973 年根室半島沖地震の津波波源域及びすべり量 (単位 : m) が示されている。

千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第三版）

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	25
2. 千島海溝の地形と構造	26
2-1. 沿岸及び海底地形	26
2-2. プレート形状	27
3. 地震活動・地殻変動	28
3-1. 過去の大地震について	28
(1) 歴史記録のある地震	28
(2) 地形・地質学的手法により推定される地震	36
3-2. 近年の地震活動等	38
3-2-1. 地震活動の現状	38
3-2-2. 地殻変動の現状	39
(1) 測地学的手法により検出される地殻変動	39
(2) 地形・地質学的手法により検出される地殻変動	39
3-2-3. プレート運動との整合性	40
4. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価の説明	41
4-1. 評価対象領域について	41
4-1-1. プレート間地震の深さの下限について	41
4-1-2. 評価対象領域の設定と過去の地震について	42
4-2. 評価する地震について	45
4-3. 千島海溝沿いで次に発生する地震について	49
4-3-1. 地震発生確率と将来の地震について	49
4-3-2. 多様な確率計算手法の試算	54
(1) 前回の評価と同様の手法	54
(2) ポアソン過程を適用する手法（十勝沖・根室沖のプレート間巨大地震）	55
(3) G-R式を使用する手法	55
引用文献	56

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関する調査研究としては、宇津 (1982, 1985, 1999)、渡辺 (1998)、阿部 (1999)、札幌管区気象台 (2000)、地震調査委員会 (2009)、宇佐美・他 (2013)、都司・他 (2014) 等がある。津波を伴ったものについては、津波波源域を Hatori (1969, 1970, 1971)、羽鳥 (1973, 1974, 1979, 1982, 1984, 1995, 2007) 等が研究している。

地震の系列の同定に関する調査研究としては、宇津 (1972, 1984, 1999)、Fukao and Furumoto (1979)、Schwartz (1999)、原田・石橋 (2001)、佐竹・山木 (2005)、羽鳥 (2007)、Hirata et al. (2009) 等がある (図 1-1、図 1-2、図 1-3)。

2003 年十勝沖地震以前に発生したプレート間地震の震源モデルに関す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 et al. (1982)、Hirata et al. (2003)、Hamada and Suzuki (2004)、Satake et al. (2006) 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)、Tanioka et al. (2007) 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)、Ioki and Tanioka (2011) 等がある。1995 年の地震については、Hurukawa (1998)、Schwartz (1999) 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) 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)、Schwarz and Ruff (1987)、原田・石橋 (2001)、Harada and Ishibashi (2000) 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 (2000b)、菊地・金森 (2000) 等がある。

2003 年十勝沖地震の発生に伴い、緊急調査 (平田 [編], 2004) が行われ、以降も多くの調査研究が行われている。この地震の地震波の観測・解析では Yamanaka and Kikuchi (2003)、Hamada and Suzuki (2004)、Honda et al. (2004, 2008)、Koketsu et al. (2004)、Yagi (2004)、Aoi et al. (2008) 等が、津波観測・解析では、Hirata et al. (2004)、Tanioka et al. (2004a, b)、Satake et al. (2005) 等が、地殻変動観測・解析では、Miura et al. (2004)、Miyazaki and Larson (2008) 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 (2005)、海底地下構造探査では Tsuru et al. (2005)、余効変動については Ozawa et al. (2004)、Baba et al. (2006)、Itoh and Nishimura (2016) 等が挙げられる。さらに、地震・津波観測と地殻変動観測の統合解析も行われた (例えば、Koketsu et al., 2004; Romano et al. 2010)。また、1952 年と 2003 年の地震の比較のため、波源域の再推定 (Satake et al. 2006) が行われている。さらに、根室沖の巨大地震の波源域の推定と 2 回の十勝沖地震との比較 (Tanioka et al. 2007) 等が行われ、Hirata et al. (2009) にまとめられている。地殻変動についても、西村 (2006) や Nishimura (2009) 等で研究され、西村 (2011) にまとめられている。

歴史記録や機械観測記録で知られている津波を超える規模の津波が堆積物から確認されている。平川・他 (2000a, 2000b, 2005)、七山・他 (2001a, 2001b, 2002)、Sawai et al. (2009)

等があり、近年では平川 (2012) や清水 (2013) 等にまとめられている。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, 2007)、佐竹・他 (2003)、Satake et al. (2008)、Ioki and Tanioka (2016a) 等がある。

千島海溝における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、GNSS データを用いた Suwa et al. (2006)、Hashimoto et al. (2009, 2012)、Steblov et al. (2010) 等がある。

最近の十勝沖～根室沖にかけての海底地形に関する研究としては、Nakanishi et al. (2009)、Nishizawa et al. (2009)、辻野 (2010)、泉・他 (2017) 等がある。また、海洋地質に関する研究としては、例えば、Noda et al. (2004, 2008) や、「千島弧―東北日本弧会合部の海洋地質学的研究」(岡村 [編], 2003 ; 片山 [編] 2004, 2005, 2007) 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、Okamura et al. (2008)、Sugiyama (2004)、Wells et al. (2003) 等がある。

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)、Kita et al. (2010, 2012) 等があり、十勝沖から根室沖にかけての海底地下構造に関する調査研究としては、Iwasaki et al. (1989)、Nakanishi et al. (2004, 2009) 等がある。

2. 千島海溝の地形と構造

2-1. 沿岸及び海底地形

千島海溝は、北海道南東沖から千島列島南岸に沿ってカムチャツカ半島沖に至る、全長およそ 2,000km の太平洋プレートの沈み込みにより形成された海底地形である (図 2-1)。海溝軸付近の水深は、ほとんどの領域で 7,000m を超え、最も深い択捉島からシムシル島沖にかけては 9,000m を超える地点もある。地形名としては千島・カムチャツカ海溝とされているが、本評価では、主に海溝の南西部を対象としているので千島海溝と呼ぶこととする。千島海溝の南端部である日本海溝との接合域では、襟裳海山が沈み込みつつあり、さらに陸側にも沈み込んだ海山の存在が海底地形の湾入とともに地磁気異常や地震波速度構造等からも推定されている (Yamazaki and Okamura, 1989; Tsuru et al., 2005; Nishizawa et al., 2009)。その陸側には襟裳岬まで連続する隆起帯が発達し、前弧斜面を南北に分ける大きな構造境界になっている。

図 2-2 に詳細な水深データを示す。2002 年以降の産業技術総合研究所による海洋地質調査がある北海道南東沖の海底地形を中心として、その特徴を述べる。最も顕著な海底地形である釧路海底谷は、全長 233 km におよぶ日本有数の海底谷であり (嶋村, 2008)、陸棚斜面の下部を除くと、海底谷の東西で地形の特徴が大きく異なっている。水深 80~140m の陸棚は釧路海底谷の東側では幅 30km ほどまで広くなり、陸棚斜面の傾斜が大きい。大きく張り出した陸棚面はその特徴から根釧台地の海側延長と考えられている (辻野, 2010)。釧路海底谷の西側では、陸棚斜面の傾斜が緩やかで、十勝沖前弧海盆が形成されている。水深 3,000~3,500m には、十勝沖から釧路沖まで連続する外縁隆起帯 (アウターリッジ) が、海溝軸に平行な走向で発達している。釧路海底谷はここで約 2km 右横ずれのオフセットを持つ。十勝沖前弧海盆は図 2-1 のフリーエア重力異常図 (Sandwell et al., 2014) で負の重力異常が大きい領域に対応している。1952 年と 2003 年の十勝沖地震の震源域と津波波源域はそれぞれが大きく異なっているが、震源域と津波波源域で推定された大きなすべり域はいずれも十勝沖前弧海盆西部の低重力異常域に対応している (Okamura et al., 2008)。音波探査

記録によれば海溝前縁部には陸側に傾斜した反射面が発達しており、スラスト帯と考えられている（辻野，2010）。根室沖以東では詳細な海底地形データ等に基づき、泉・他（2017）によって海底活断層の分布が推定されている（図 2-3）。

海溝海側の太平洋プレート上の海底地形は、アウターライズ及びプレート折れ曲がりによる正断層群（bend fault, horst and graben 構造）によって特徴付けられる。千島海溝沖のプレート折れ曲がり断層の走向（ $N60-80^{\circ} E$ ）は、海溝軸の走向（ $N65^{\circ} E$ ）と 10 度ほど斜交し、この地域の地磁気異常の縞模様（ $N70^{\circ} E$ ）とほぼ同じ走向であることから、海洋地殻生成時の abyssal hill fabric が再活動して形成されたと考えられている（例えば、Kobayashi et al., 1998; Nakanishi, 2011）。

太平洋海盆上にはフリーエア重力異常図でも明らかなように納沙布断裂帯が色丹島沖合まで延びている。断裂帯が沈み込み帯に交差する場所で巨大地震の発生が多いという研究もある（Muller and Landgrebe, 2012）が、納沙布断裂帯が地震発生にどのような影響を与えているかは不明である。

2-2. プレート形状

千島海溝から沈み込む太平洋プレートの形状は、主に沈み込むプレート沿いで発生する地震活動（例えば、Katsumata et al., 2003; Kita et al., 2010）を基本とし、浅部については構造探査（例えば、Iwasaki et al., 1989; Nakanishi et al., 2004, 2009）のデータを活用しつつ推定されてきた。千島弧では北北西方向に沈み込んでいた太平洋プレートは、日高山脈下で緩やかな尾根を形成しつつ、沈み込み方向を北西方向に転じる。1952 年及び 2003 年に発生した十勝沖地震の震源域は、この尾根線の浅部延長東側に位置する。北海道本島下のプレート間で発生する地震は深さ 60km 付近まで観測されている。また、二重深発地震面のうちの上面の地震活動は深さ 70~90km 付近で最も活発であり、おおむねプレートの等深線にほぼ平行に帯状に分布する。一方、日高地方周辺におけるプレート上面の地震活動は局所的に深く、深さ 80~120km で活発化している（Kita et al., 2010）。Kita et al. (2010, 2012) はこの地域の地震波トモグラフィ解析を行い、太平洋プレート直上のマントルウェッジに地殻相当の地震波速度を有する物質が存在することを明らかにした。また、この地殻物質がプレート直上に存在することによりマントルウェッジの熱がプレートに伝わりにくくなるため、プレートの温度が周囲よりも低温となり、地震の発生原因となる相転移の発生深度が深くなると考えた。この地殻物質は、千島弧側の前弧スリバーと東北日本弧が衝突することにより深部に沈み込んだものと考えられているが、構造探査の結果からは千島前弧の下部地殻の一部（Tsumura et al., 1999; 伊藤, 2000）が、地震波トモグラフィ解析からは東北日本弧の地殻（Kita et al., 2012）が沈み込んでいるというモデルが提案されている。

これらのプレート形状モデルは、北海道本島における地震観測や北海道沖で実施された構造探査に基づいている。一方、Hayes et al. (2012) は、全球的な地震観測網から求められた高精度な地震カタログと構造探査のデータを補完することによりカムチャツカから伊豆弧に至るまでのプレート形状モデル（Slab1.0）を作成し、公表している。このモデルによると、北方領土から千島列島沖下の太平洋プレートは択捉島南部でやや小規模な尾根が形成されているものの、概して太平洋プレートの等深度線は海溝軸に平行となっている。

本評価で使用したプレートモデルには、内閣府の日本海溝・千島海溝モデル検討会により作成されたもの（横田・他, 2017）を用いた。このモデルは、地震の分布、海域の構造探査、火山フロントの位置等から推定されたもので、近年の調査・観測結果が反映されている。また、千島・

カムチャツカ海溝の北端から伊豆・小笠原海溝の北緯 22 度付近まで、非常に広範囲に設定されたモデルである。このモデルでは、海溝軸の位置は、海底地形データの最深部を滑らかにつなげている。プレート深部は、海溝軸にはほぼ直行する断面を 70 本設定し、断面線の両側 50km 以内で発生した地震の分布上限を上端とした。浅部は、構造探査の結果を用いた。また、地震活動が低調な地域では、地震活動が活発な地域の火山フロントにおけるプレート深度を求め、火山フロントの位置を基準に設定した。本評価で使用したモデルと、そのほかのプレートモデルとの比較を図 2-4-1、図 2-4-2 に示した。

3. 地震活動・地殻変動

3-1. 過去の大地震について

(1) 歴史記録のある地震

十勝沖から択捉島沖の千島海溝沿いで発生した地震の歴史記録に関する研究では、1839 年 5 月 1 日に発生したとされる地震まで確認された研究成果がある。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」という記録や、遠方の江戸で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、「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。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が、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、巨大地震の見落としはないであろうと考え、この地震より後について整理した。千島海溝沿いで発生した巨大地震の系列の同定に関する調査研究の概要を表 5(表番号は主文からの続き)に示す。

地震の特定にあたっては宇佐美 (1996, 2003)、渡辺 (1998)、阿部 (1999)、宇津 (1999)、地震調査委員会 (2009)、宇佐美・他 (2013) 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)、Global CMT カタログを引用し、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 1922 年以前は宇津 (1985, 1999) を、1923 年以降は気象庁の値を採用することとした。ただし、近代観測が行われるようになった 1885 年より前は、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。津波マグニチュード (Mt) は阿部 (1988, 1999) を参照し、1999 年以降の地震については Abe (1981a) の手法から計算した。モーメントマグニチュード (Mw) については、ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue Version 4.0 (1900-2013) を参照することとし、2014 年以降については、Global CMT カタログを参照した (表 2, 図 3-1)。なお、ISC-GEM カタログでは、Global CMT カタログに掲載されている地震については、多くはその Mw が採用されている。ただし、カタログに無い地震や、規模について複数の知見があるものはこの限りではない。

本報告書で評価対象とした震源分布を図 3-2 に示す。

(1-1) プレート間地震

プレート間巨大地震

千島海溝沿いで発生した巨大地震の系列の同定に関する調査研究の概要 (表 5) と各々の文献での評価結果等を参考にして、1839 年の地震より後に発生した地震についてプレート間巨大地震を同定した。次に各地震の概要を述べる。

<十勝沖のプレート間巨大地震>

・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）が発生した。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，2009）。津波は浜中・厚岸に最大の被害をもたらし、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（痕跡高）に及んだ。厚岸では波高6.5mに達した（宇佐美・他，2013）（図3-3，図3-4，図3-5）。

被害は死者28名、行方不明者5名、負傷者287名、家屋全壊815棟などとなった（宇佐美・他，2013）。

・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）が発生した。この地震に伴い、北海道太平洋沿岸の東部（厚岸・釧路）から十勝平野（豊頃・忠類・他）、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の主に太平洋沿岸で観測され、その波高は、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）などとなった。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（図3-3，図3-4，図3-5）。

消防庁（2004）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（ただし、消防庁ホームページによると、行方不明者のうち1名は2005年7月12日に死亡を確認）であり、苫小牧で長周期地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。なお、この地震の規模については、様々な観測・解析により震源域が求められ、規模についてはMw8.0～8.3と複数の知見が存在する。

<根室沖のプレート間巨大地震>

・1894年3月22日の地震

1894年3月22日に地震（M7.9, Mt8.2, Mw8.3）があった。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・関東及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棟等であった（札幌管区气象台，2000）。国後島では波高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・他，2013）。津波の高さ（浸水高）は厚岸2m、大船渡1.8mなど（渡辺，1998）であった（図3-3，図3-4，図3-6）。

・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, Mt8.1, Mw7.8）が発生した。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・他，2013）（図3-3，図3-4，図3-6）。

これらの地震動と津波により釧路・根室支庁に被害が生じ、負傷者26名、家屋全壊2棟となった（地震調査委員会，2009）。

<十勝沖と根室沖を震源域とした連動型の地震>

・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。厚岸国泰寺で石灯籠・石仏等が倒壊・飛散し、庭の所々で12~15cmの地割れを生じた。松前や津軽でも揺れを強く感じ、江戸でも有感を記録した。厚岸や野付で震度5強に相当する揺れがあつたと推定される (都司・他, 2013)。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)。一方で、都司・他 (2014) は花咲で7.1m、浜中町幌戸で5.2mの浸水高と推定した (図3-3, 図3-4, 図3-7)。

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・他, 2013)。

<色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震>

・1893年6月4日の地震

1893年6月4日に地震 (M7.7) が発生した。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 (札幌管区気象台, 2000)。津波の高さは色丹島で2~3m (Solov'ev, 1978)、択捉島で1.5m (渡辺, 1998) であつた (図3-8)。

・1918年9月8日の地震

1918年9月8日に地震 (M8.0, Mt8.5, Mw8.1) が発生した。震央はウルップ島沖であつた。沼津まで有感であつた。ウルップ島岩美湾では地震後35分で津波が来襲し家屋などが全滅し、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・他, 2013)。日本沿岸の津波の浸水高は根室1m、花咲0.5m、三陸沿岸1m以下などであつた (渡辺, 1998)。なお、同年11月8日に余震と見られるM7.9の地震が発生し、花咲と鮎川で弱い津波を記録したほか、父島で0.5mの高さの津波を観測した (渡辺, 1998)。

・1963年10月13日の地震

1963年10月13日に地震 (M8.1, Mt8.4, Mw8.5) が発生した。震央は択捉島南島沖であつた。津波の波高はウルップ島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、三陸沿岸で漁業施設に軽微な被害が生じた (宇佐美・他, 2013) (図3-8)。

・1969年8月12日の地震

1969年8月12日に地震 (M7.8, Mt8.2, Mw8.2) が発生した。震央は北海道東方沖で、色丹島の沖合であつた。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)、浜中町琵琶瀬湾で養殖わかめの筏破損などの被害を生じた (宇佐美・他, 2013)。津波の高さは検潮所の高さで花咲129cm、浸水高では釧路93cm、八戸109cmなどであつた。また平均高では色丹島で2.75m、択捉島で1.15m (Solov'ev, 1978) であつた (図3-8)。

・1995年12月4日の地震

1995年12月4日に地震 (M7.3, Mt7.7, Mw7.9) が発生した。震央は択捉島南東沖であつた。浦河、釧路、厚岸で震度2を観測した (図3-9)。津波の最大全振幅は父島40cm、根室34cm、釧路20cmなどであつた。

<領域外で発生したプレート間巨大地震>

・2006年11月15日の地震

2006年11月15日に地震(M7.9, Mw8.3)が発生した。北海道本島で最大震度2を観測した。震源はシムシル島の沖合で、この地震に伴い津波警報が発令された。日本沿岸で観測された津波波高は三宅島坪田0.8m、浦河0.6mなどであった。この地震の2か月後の2007年1月13日に、震源域に隣接する海溝軸外側の地域でM8.2(Mw8.1)の地震が発生した。

この地震は、領域外で発生した地震であり、国内の被害も小さかったために評価対象から除外した。

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小さいプレート間地震>

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、M7.0またはMw7.0以上の地震は、上述の十勝沖・根室沖のプレート間巨大地震、後述するプレート内地震と同定したものを除いたものは8回発生している。このうち、Global CMTカタログが整備された1976年以降の地震で、CMT解等からプレート間地震と判断され、ひとまわり小さいプレート間地震と同定された地震は、2003年9月26日(M7.1, Mw7.4)、2004年11月29日(M7.1, Mw7.0)、2008年9月11日(M7.1, Mw6.8)の3回である。2004年の地震では最大震度5強を観測し、54名の負傷者を伴った。なお、1976年以前にも同規模の地震は発生していて、この規模で北海道内で死者が発生した記録は少ないが、1915年の地震(M7.0)では2名の死者を伴った(宇佐美・他, 2013)(図3-10)。

<色丹島沖～択捉島沖のひとまわり小さいプレート間地震>

この領域では、1900年以降に発生したM7.5またはMw7.5以上の地震が、上述の色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震・後述のプレート内地震と同定したものを除いて6回発生している。このうち、Global CMTカタログが整備された1976年以降の地震で、CMT解等からプレート間地震と判断され、ひとまわり小さいプレート間地震と同定されたものは3回であった。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12月22日(M6.8, Mw7.6, Mw7.6)である。いずれも規模は大きかったものの、北海道本島からは距離が離れているため、被害は記録されていない(図3-11)。

十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震(津波地震等)

海溝寄りまで破壊が達したプレート間巨大地震としては、1952年の十勝沖地震が挙げられる。また、17世紀に発生した超巨大地震(17世紀型)も海溝寄りまで破壊が達していたと推定されている。

一方、阿部(1988)で津波地震(津波マグニチュードと表面波マグニチュードの差が0.5以上となる地震)として挙げられている地震の中で、評価対象領域で発生した地震は1963年10月20日の地震、1974年9月27日の地震、1975年6月10日の地震の3例である。このうち、1974年9月27日の根室半島沖で発生した地震(M6.6, Mw7.0, Mw6.9)はほかの2例に比べ規模が小さく、海溝寄りで発生した地震では無い(深さ40km)と推定されたため、対象から除いた。

・1963年10月20日の地震

1963年10月20日に地震 (M6.7, Mt7.9, Mw7.8) が発生した。この地震は深さはごく浅く、同年10月13日に択捉島南東沖で発生したM8.1のプレート間巨大地震の最大余震であった。北海道本島以西で揺れを記録した観測点はわずかであった。検潮記録による最大全振幅は八戸で50cmであった。しかし、ウルップ島で10~15m、択捉島で7~8m、国後島0.5mという記録がある (渡辺, 1998) (図3-12)。

・1975年6月10日の地震

1975年6月10日に北海道東方沖で地震 (M7.0, Mt7.9, Mw7.5) が発生した。震源は色丹島の沖合で、深さはごく浅い。北海道本島以西で観測した最大震度は1 (根室・釧路・網走・浦河) であった。この地震による津波は花咲で180cm (検潮記録による最大全振幅)、色丹島で3.5~4m、国後島で2~3mを記録した (羽鳥, 1979) (図3-12)。1969年のプレート間巨大地震の余震域で発生した地震である (鈴木・杉本, 1976)。

(1-2) プレート内地震

沈み込んだプレート内の地震

M7.5~M8程度の沈み込んだプレート内の地震として、1958年 (M8.1, Mt8.2, Mw8.4)、1994年 (M8.2, Mt8.2, Mw8.3)、1924年 (M7.5)、1978年12月 (M7.2, Mw7.8)、1993年 (M7.5, Mw7.6) 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。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>

・1958年11月7日の地震

1958年11月7日に択捉島南東沖で地震 (M8.1, Mt8.2, Mw8.4) が発生した。釧路で震度5を観測した (図3-13)。津波の高さは歯舞群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のほか、宮古で養殖のカキ棚が流出した。地震による被害は北海道本島では釧路地方で鉄道の築堤変形2か所、橋脚亀裂1か所ほかの軽微なものであったが、択捉島などで被害が発生したと推定される (渡辺, 1998)。

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、その後の研究 (Harada and Ishibashi, 2000) に基づき、本報告では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。

・1994年10月4日の地震 (北海道東方沖地震)

1994年10月4日に北海道東方沖で地震 (M8.2, Mt8.2, Mw8.3) が発生した。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 (平均海面上の痕跡高) であった (渡辺, 1998) (図3-14)。

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棟等であった。なお、北方領土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・他, 2013)。

<沈み込んだプレート内のやや深い地震>

・1924年7月1日の地震

1924年7月1日に北海道東方沖で地震（M7.5）が発生した。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3-15）。

・1978年12月6日の地震

1978年12月6日に択捉島付近で地震（M7.2，Mw7.8）が発生した。有感地域は北海道・東北・関東各地方の全域及び中部・中国両地方の一部にわたり、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（図3-15）。この地震は多くの余震を伴った（気象庁，1978）。

・1993年1月15日の地震（釧路沖地震）

1993年1月15日に釧路沖で地震（M7.5，Mw7.6）が発生した。震源は釧路沖の深さ約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。深いところで発生した地震であったため津波は伴わなかったが、釧路市で震度6が観測（図3-15）され、釧路市近傍で死者2名、負傷者966名などの被害が生じた。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，2009）。

海溝軸外側の地震

・2007年1月13日の地震（領域外）

2007年1月13日に地震（M8.2，Mw8.1）が発生した。震源はウルップ島の沖合で北海道本島からは離れているが、最大震度は3（根室・釧路・網走・函館・八戸・盛岡・登米・他）で、北海道・東北・関東各地方及び長野県、兵庫県で震度1以上を観測した。この地震による津波はオホーツク海沿岸から太平洋沿岸全域にかけて観測された。日本沿岸の津波波高は三宅島坪田0.4m、浦河0.2mなどであった（気象庁，2007）。

この地震は海溝軸外側で発生した正断層型の地震であり、震源域北西の領域では2006年11月15日にプレート間巨大地震（M7.9，Mw8.3）が発生している。

表5 千島海溝沿いで発生した巨大地震の系列の同定に関する調査研究の概要

17世紀	発生領域 規模 津波の高さ	十勝沖～根室沖 ※海溝寄りまで破壊 Mw 8.8 (Ioki and Tanioka, 2016a) 最大で内陸（低地）3km以上まで浸水した可能性がある (Nanayama et al., 2007)
1780年 6月29日*	発生領域 規模 津波の高さ	F (宇津, 1984; 渡辺, 1998) ☆ M7.5 (渡辺, 1998) ウルップ島: 10～12m / 北海道東岸にも来襲 (Solov' ev, 1978; 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) / M8.0 (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・他, 2013; 札幌管区气象台, 2000) 花咲7.1m, 浜中5.2m (浸水高) (都司・他, 2014), 厚岸:4～5m (渡辺, 1998) / 八戸:家屋流出 (宇佐美・他, 2013)

1893年 6月4日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	D (宇津, 1984 ; Solov' ev, 1972 ; 羽鳥, 1974) 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 (札幌管区气象台, 2000) 色丹島:2~3m (Solov' ev, 1978) , 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) / Mw8.3 (Tanioka et al., 2007) 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・他, 2013) / 厚岸:2m, 大船渡1.8m, 宮古1m (浸水高) (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) / Mw8.1 (ISC-GEM カタログ) 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・他, 2013) / 根室:1m, 花咲:0.5m, 三陸:1m以下 (いずれも浸水高) (渡辺, 1998)
1952年 3月4日 「十勝沖地震」 (宇佐美・他 2013)	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	十勝沖 (本震後1か月の余震分布, 気象庁震源) ※海溝寄りまで破壊 M8.2 (宇津, 1999) / Mt8.2 (阿部, 1988) / Mw8.1 (宇津, 1999) 震度5:帯広, 釧路, 浦河町, 本別町・他 / 震度4:根室, 札幌, 函館, 青森, 宮古・他 (気象庁) 厚岸:6.5m, 霧多布 (浜中湾) :3m (痕跡高) , 三陸沿岸:1~2m (宇佐美・他, 2013)
1958年 11月7日 **	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	E (宇津, 1972) ※プレート内地震 M8.1 (宇津, 1999) / Mt8.2 (阿部, 1988) / Mw8.3 (宇津, 1999) / Mw8.4 (ISC-GEM カタログ) 震度5:釧路 / 震度4:根室, 帯広, 札幌, 浦河町, 青森, 盛岡, 雫石町・他 (気象庁) 色丹島:3.5~5m, 択捉島:3~4m ・花咲:0.8m, 浦河0.7m, 八戸:0.5m (検潮記録) (渡辺, 1998)
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か月の余震分布, USGS 震源) M8.1 (宇津, 1999) / Mt8.4 (阿部, 1988) / Mw8.5 (宇津, 1999) 震度4:浦河町, 帯広・震度3:根室, 釧路, 広尾町, 苫小牧, 青森, 盛岡 (気象庁) 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, 釧路0.9m, 八戸:1.3m (最大全振幅) (宇佐美・他, 2013)
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か月の余震分布, USGS 震源) M7.8 (宇津, 1999) / Mt8.2 (阿部, 1988) / Mw8.0 (Ioki and Tanioka, 2016b) / Mw8.1 (Schwartz and Ruff, 1985, 1987 ; Kikuchi and Fukao, 1987) / Mw8.2 (宇津, 1999) 震度4:根室, 釧路, 広尾町 / 震度3:帯広, 浦河町, 青森, 八戸, 盛岡・一関・他 (気象庁) 色丹島2.75m, 択捉島1.15m (平均高) (Solov' ev, 1978) / 花咲:1.3m (検潮記録) , 釧路:0.9m, 八戸1.1m (浸水高) (宇佐美・他, 2013)

1973年 6月17日 「1973年6月 17日根室半島 沖地震」(宇佐 美・他 2013)	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	根室沖 (本震後1か月の余震分布, USGS震源) M7.4 (宇津, 1999) / Mt8.1 (阿部, 1988) / Mw7.8 (宇津, 1999) 震度5:釧路, 根室 / 震度4:網走, 帯広, 広尾町, 青森, むつ・他 (気象庁) 花咲:2.8m, 十勝港1.1m (宇佐美・他, 2013) / 歯舞群島:1.5m, 色丹島:0.9m (渡辺, 1998)
1994年 10月4日 「平成6年 (1994年)北 海道東方沖地 震」(気象庁)	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	根室沖 ※プレート内地震 M8.2 (気象庁) / Mt8.2 (阿部, 1999) / Mw8.2 (宇津, 1999) / Mw8.3 (ISC-GEMカタログ) 震度6:釧路・厚岸 / 震度5:根室・足寄町・浦河町・中標津町・羅臼町・他 (気象庁) 花咲:1.7m, 釧路:1.0m, 父島:0.8m / 国後島・色丹島:10m (打ち上げ高) (宇佐美・他, 2013)
1995年 12月4日	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	色丹島沖及び択捉島沖 M7.3 (気象庁) / Mt7.7 (渡辺, 1998) / Mw7.9 (ISC-GEMカタログ) 震度2:浦河・釧路・厚岸・むつ (気象庁) 根室:0.3cm, 釧路:0.2cm, 八戸0.3cm (最大全振幅) (渡辺, 1998)
2003年 9月26日 「平成15年 (2003年)十 勝沖地震」 (気象庁)	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) / Mt8.1 (Abe, 1981a) / Mw8.3 (ISC-GEMカタログ) 震度6弱:厚岸, 釧路, 豊頃町, 幕別町, 浦河町, 新ひだか町・他 / 震度5強:帯広・他 (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)
2006年 11月15日 ***	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	領域外 (千島列島のシムシル島沖) ※海溝寄りまで破壊 M7.9 (気象庁) / Mw8.3 (ISC-GEMカタログ) 震度2:釧路町・女満別町・標津町・別海町・白糠町・他 (気象庁) 三宅島坪田0.8m (検潮記録)
2007年 1月13日 ***	発生領域 規模 地震動 津波の高さ	領域外 (千島列島のシムシル島沖) ※海溝軸外側 M8.2 (気象庁) / Mw8.1 (ISC-GEMカタログ) 震度3:根室・釧路・函館・八戸・盛岡・湧谷町・中山町・他 (気象庁) 伊豆諸島0.4m (検潮記録)

MまたはMwが8.0を超えるような巨大地震についてまとめた。

慣用名がついているものは、日付の下に記載した。

☆ 記号B～Fの指し示す領域については、図1-1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。また、両隣の地震(1969年、及び1963年)の余震分布が近接している。

*** 領域外で発生している地震であるため、評価対象から外した。

(2) 地形・地質学的手法により推定される地震

・17世紀に発生した超巨大地震

千島海溝沿いでは、歴史記録にない超巨大地震が17世紀に生じていたことが、沿岸の堆積物の証拠から明らかになっている。まず、北海道東部沿岸での地殻変動の矛盾(3-2-2(2)参照)の存在がきっかけとなり、過去に沿岸の隆起を伴う超巨大地震が起きていた可能性が指摘された(池田, 1996)。そこで実際に北海道東部沿岸の湿地の堆積物を調査すると、海成の砂泥層が明瞭な境界を持って陸成の泥炭層に覆われている様子が観察され(図3-16)、過去に地震隆起が生じたことが示された(Atwater et al., 2004)。また砂泥層直上の泥炭層中にTa-a(樽前aテフラ、1739年)とKo-c2(駒ヶ岳c2テフラ、1694年)、場所によってTa-b(樽前bテフラ、1667年)などの指標テフラ(古川・他, 1997)が存在し、地震隆起の時期が17世紀と特定された。

隆起の痕跡と同時に、この地域では津波堆積物の発見も相次いだ(七山・他, 2000, 2001a, 2001b, 2002; Nanayama et al., 2003, 2007; 平川・他, 2000a, 2000b; 西村・他, 2000)。根室から十勝地域まで沿岸約200kmで17世紀の津波堆積物が確認され、各地でその分布を追うと、1952年十勝沖地震や1960年チリ地震などの津波の浸水範囲よりも広く、1~4kmも内陸奥まで分布している(図3-17)。また場所によっては標高4~17mの段丘面上まで砂礫層が分布していることが報告されている(平川・他, 2000a, 2000b, 2005)。このことから17世紀の津波は、19世紀以降に起きたプレート間地震による津波と比べ、非常に巨大な規模であったと考えられている。しかし、東北地方太平洋沿岸では、八戸藩や盛岡藩の藩日記などに江戸時代前半からの地震が連続的に記録されているものの(Satake, 2004)、いずれも震源・波源は千島海溝以外に推定され(渡辺, 1998)、該当する文書記録が見当たらない。以上のことから千島海溝で発生した17世紀の津波は、三陸海岸には顕著な被害をもたらさない程度であったとみなされている。

以上の証拠に基づいて、津波数値解析から、津波堆積物の分布を説明する断層モデルが推定されている(図3-18)。Nanayama et al. (2003)及びSatake et al. (2008)は、超巨大地震、複数セグメントプレート間地震、津波地震の3つのモデルについて検討を行った結果、根室沖と十勝沖のセグメントが連動する複数セグメントプレート間地震(推定されるモーメントマグニチュードは8.5)が17世紀の津波を最もよく再現できるとした。その後、Ioki and Tanioka (2016a)は、2011年東北地方太平洋沖地震で観測された海溝寄りの大すべりの考え方を適用し、プレート間地震と津波地震の同時発生モデル(推定されるモーメントマグニチュードは8.8)を考えた。これはSatake et al. (2008)で示された津波堆積物の平面的な分布との関係だけでなく、平川・他(2000a, 2000b, 2005)の示した段丘面上の津波堆積物の高度も説明できる。なお、これまでの断層モデルでは、おもに北海道東部の津波堆積物や隆起を説明するために設定されているが、仮に北方領土を含む更に東側の地域でも17世紀の超巨大地震に関する痕跡が見つければ、断層長は東へ延長される可能性がある。これまで、Iliev et al. (2005)や西村・他(2009)による国後島及び色丹島での調査報告があり、候補となる津波堆積物も見つかっている。しかし明確に17世紀の超巨大地震に特定された痕跡はない。

前述のとおり千島海溝の17世紀の津波は、超巨大地震だったと推定されているにも関わらず、歴史記録では東北地方以南への影響はみられない。これに関して、1611年に東北地方沿岸を襲った慶長三陸地震と同一であったとする考えもある(岡村・行谷, 2011; 平川, 2012)。1611年慶長三陸地震は、これまで三陸沖を震源とする津波地震だったと推定されてきた(都司・上田, 1995; 宇佐美・他, 2013)。三陸海岸をはじめ東北地方沿岸で大きな津波被害が記録されているが、これらを

千島海溝沿いの断層で説明しようとする、Satake et al. (2008) の断層モデルのすべり量を3倍以上にする必要がある(岡村・行谷, 2011)。17世紀ごろの年代を示す津波堆積物は、東北地方太平洋沿岸でも見つかっており、下北半島(Tanigawa et al., 2014)や三陸海岸(高田・他, 2016)で分布が確認されている。ただしそれが千島海溝の17世紀の津波か1611年慶長三陸地震の津波かは判断できず、両方が重なって2層見られるような場所もない。両者の関係解明は今後の課題となっている。なお、石川・他(2012)は釧路市春採湖のコア試料中で、Ta-b テフラ(1667年)と17世紀の津波堆積物との間にある泥層中のラミナセットを年縞とみなし、津波の発生時期を1637年以前と推定している。今後、同様のアプローチによるより詳細な解明が期待される。

・津波堆積物による地震履歴

これまでの津波堆積物の調査では、17世紀の津波以外に何枚も砂層が確認されており、同様の津波がくり返し襲っていたことが明らかになっている(平川・他, 2000a, 2000b, 2005; 平川, 2012; 七山・他, 2000, 2001a, 2001b, 2002; Nanayama et al., 2003, 2007; Sawai et al., 2009)。Nanayama et al. (2003)はテフラの層位との関係から、前述の17世紀の指標テフラと10世紀の指標テフラであるB-Tm(白頭山-樽前テフラ)との間に2層(うち上位は17世紀の津波)、B-TmとKo-c2(駒ヶ岳c2テフラ、2500年前前後)との間に最大で4層の津波堆積物を確認し、さらに、釧路市春採湖において過去7000年間に17層の津波堆積物を確認した(図3-19)。これらは平均しておおよそ500年間隔で津波が再来したことを示している。Sawai et al. (2009)は、霧多布湿原及び藻散布沼で連続した柱状試料を採取し、17世紀の津波及びそれ以前の津波堆積物を15層確認した。そして各層に関する詳細な年代測定を行った結果、再来間隔は平均すると約400年だが100~800年とばらつくことを示した(図3-20, 図3-21)。またKelsey et al. (2006)などが示した沿岸の離水イベントの履歴を参照し、Ko-c2テフラの降下堆積前後(2500年前前後)以降の少なくとも5層はいわゆる超巨大地震イベントに関連していると推定した。

このほか17世紀の津波より後にも2層の砂層が確認されており、Sawai et al. (2009)は ^{210}Pb や ^{137}Cs の放射年代から1843年十勝沖・根室沖地震及び1894年根室沖地震の津波と推定している。1843年十勝沖・根室沖地震の津波堆積物に関しては西村・他(2000)も霧多布湿原で確認しており、その分布は海岸付近に限られることから、17世紀の津波より規模が小さかったと考えられる。

・タービダイトによる地震履歴

海底掘削によるコア試料から検出される地震性タービダイトは、揺れの痕跡として地震履歴の復元に有効である(例えば、池原, 2000)。千島海溝沿いでは、Noda et al. (2004)が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、過去2400年間における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。これはこの地域でくり返し発生するM8クラスのプレート間地震の再来間隔と整合的である。またNoda et al. (2008)ではさらに約7000年前まで遡り、113~439年の再来間隔でタービダイトが生じていたことを明らかにした。この中には17世紀の超巨大地震に対比されるタービダイトもあり、地殻変動や津波以外に、揺れの痕跡としても確認されたことになる。また17世紀の指標テフラよりも上位に確認されるタービダイトは3層で、1952年十勝沖地震、1961年と1973年の根室沖地震にそれぞれ対比されるが、この期間に実際に記録されている地震の半分程度しか残されていない。これは地震性タービダイトがコアを採取する場所によって必ずしも全て

の地震の履歴を記録していないことを意味する。

3-2. 近年の地震活動等

3-2-1. 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 3-22 に示す。大森・宇津公式をあてはめると p 値は 0.92 となり、余震の減衰がやや遅い傾向を示している¹。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 3-23 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

十勝沖から択捉島沖にかけての各領域について、図 3-24 に気象庁震源カタログ（1923 年 1 月～2016 年 12 月 31 日）を用いて地震活動の推移を示した。

十勝沖（図 3-24 の領域 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。浦河沖、十勝地方南部、釧路沖では、プレート境界上にある同じ固着域が繰り返し破壊されることによって発生すると考えられる M4～M5 程度の中規模相似地震の系列が検出されている（佐鯉・他，2012；溜淵・他，2014）。

根室沖（図 3-24 の領域 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 の地震が発生しており、両者の地震が相似地震であったことが指摘されている。

色丹島沖及び択捉島沖（図 3-24 の領域 c）では、1963 年の地震（M8.1）、1969 年の地震（M7.8）、1994 年北海道東方沖地震（M8.2）のほかに、1991 年及び 1995 年の M7 程度の地震前後の地震活動など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、地震の検知能力がほか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 年ごろ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。

2006 年 11 月 15 日及び 2007 年 1 月 13 日の千島列島東方の地震（領域外）

千島列島東方（シムシル島東方沖）で 2006 年 11 月 15 日に M7.9 のプレート間地震が発生した。その約 2 か月後の 2007 年 1 月 13 日に、海溝軸の外側で M8.2 のプレート内地震が発生した。これらの地震活動の状況を図 3-25 に示す。地震活動は海溝軸付近を境にして 2 つの活動域に分かれている。2006 年 11 月 15 日の M7.9 の地震の発生直後から海溝軸の南東側で M6.0 以上の地震が

¹ 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。この式を大森・宇津公式と呼ぶ。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。

数回発生するなど地震活動が一時的に活発となり、その後低調となったものの、2007年1月13日にM8.2の地震が発生した。

3-2-2. 地殻変動の現状

(1) 測地学的手法により検出される地殻変動

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。GNSS（全球測位衛星システム）観測により得られた2003年十勝沖地震以前の陸上での定常的な地殻変動を図3-26に示す。襟裳岬から根室半島付近にかけて西北西方向への変位と沈降が見られる。これらの変動は北海道内陸に向かうにつれて小さくなり、太平洋プレートの沈み込みに伴う変形を表していると考えられる。この太平洋プレートの沈み込みに伴う西北西方向への変位と沈降は、根室半島東方に位置する色丹島や国後島でも見られる（国土地理院，2012）。

2003年十勝沖地震では、GNSS観測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変位しており、広尾観測点では、南東方向に約95cm変位し、大樹2観測点では約30cmの沈降が観測された（図3-27）。

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日までの余効変動量は、えりも1の観測点では約22cmに達している（図3-28）。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、GNSS観測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年の夏ごろより、わずかな隆起傾向がGNSS連続観測によって検出されており（図3-29）、地震前にプレート境界の深部がゆっくりと滑っていた可能性がある（Murakami et al., 2006）。このほか、2004年12月6日の釧路沖の地震（M6.9）、2008年9月11日の十勝沖の地震（M7.1）でも地殻変動が観測されている。

2011年3月11日に発生した平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震では東日本の広い範囲で地殻変動が生じたが、その後の余効変動も広い範囲で見られている。図3-30に、2003年十勝沖地震以前、十勝沖地震以後から2011年東北地方太平洋沖地震以前、及び東北地方太平洋沖地震以後の3つの期間についてそれぞれ3年間の水平変動を比較して示した。2011年東北地方太平洋沖地震後は北海道西部で南南東向きの余効変動が見られるが、襟裳岬から根室半島にかけては西北西方向の変位が見られ、十勝沖や根室沖での固着が継続していると考えられる。

(2) 地形・地質学的手法により検出される地殻変動

北海道東部の沿岸には、更新世後期に形成された海岸段丘が広く分布しており、10万年スケールでは長期的に隆起する傾向にある（小池・町田，2001）。プレート収束帯で海岸段丘の分布する地域の場合、平時はゆっくり沈降し、地震時に急激に隆起するサイクルがあり、その中で残留する隆起分が累積することで段丘を高い位置まで持ち上げていると考えられている（例えば、吉川・他，1964）。千島海溝沿いの北海道東部においては、平時は年間10mm近い速度で沈降しているが、これまで歴史記録も含め、地震で隆起した事実はない（図3-31）。むしろ地震時にはわずかに沈降しており、余効変動での若干の隆起を除けば、ずっと沈み続けていることになる（Kasahara and Kato,

1980/1981) (図 3-32)。このように地形地質学的な時間スケールでの地殻変動と器械観測で検出されている地殻変動との間で矛盾を生じている。前述の 17 世紀の超巨大地震による隆起は、この矛盾を解消するものと考えられる (Atwater et al., 2004)。しかし、地震時に急激に隆起すると考えた場合、北海道東部沿岸の直下のプレート境界の深度が断層すべりを起こすにはやや深いことや、隆起で津波が浸水しにくくなるため、津波堆積物の証拠と整合しない (佐竹・他, 2003; Satake et al., 2008)。Sawai et al. (2004) は藻散布沼の堆積物から、17 世紀の津波堆積物と 17 世紀の指標テフラを含む泥炭層との間に海成の粘土層が挟まれていることを発見し、それらの珪藻分析に基づいて、隆起が地震後数十年かけてゆっくりと生じたことを明らかにした (図 3-33)。その隆起量は 1m 程度もしくはそれ以上と推定されている。また同様のイベントが過去約 2800 年間に少なくとも 6 回生じていることも沿岸の堆積物の調査から明らかになっている (Kelsey et al., 2006)。

本地域の地殻変動の矛盾は、17 世紀の超巨大地震による余効変動で解消されるように見えるが、このタイプの地震の再来間隔が平均 400~500 年とすると、年間 10mm の速度で沈降すれば、累積の沈降量は 4~5m にもなる。したがって 1m 程度の隆起では地震間の沈降分を回復し、更に段丘を高く持ち上げることはできない。そこで超巨大地震のサイクルの中で、余効変動終息後に始まる沈降は、最初はゆっくりで、次の地震が近づいてくると加速していくという考え方で矛盾を説明しようとするモデルも提唱されている (Atwater et al., 2004; 宍倉・他, 2009) (図 3-34)。

3-2-3. プレート運動との整合性

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、DeMets et al. (2010) によれば年間 9.0cm 前後であり、平均すると年間 8.3cm 程度となる。

GNSS 観測に基づく地殻変動データから推定されるプレート間の固着分布図によると、十勝沖から根室沖では、プレート相対運動のうち、ひずみとして蓄積している速度を表す、すべり欠損速度が年間 6cm 以上の領域が大きく広がっており、プレート間の測地学的固着率 (プレート相対運動速度に対するすべり欠損速度の割合) が大きいと考えられる (Ito et al., 2000; Suwa et al., 2006; Hashimoto et al., 2009, 2012; Loveless and Meade, 2010; 国土地理院, 2012)

(図 3-35, 図 3-36, 図 3-37)。すべり欠損速度は、プレート境界の深さ 50km 以浅で大きく、50km 以深では減少するが、すべり欠損速度が 0 になる深さは、個々の研究によって大きく異なり、最大で深さ 150km 程度まで固着しているという研究もある (Suwa et al., 2006)。また、陸から 100km 程度以上離れたプレート境界の浅部においては、陸域の地殻変動データによる固着やすべりの推定誤差が大きく、個々の研究によって推定されたすべり欠損速度の差も大きい。よって現状では海溝軸近傍などのプレート境界浅部でひずみが蓄積しているかどうかは不明であり、海域の地殻変動観測により沖合での固着の推定精度を向上させていく必要がある。一方、色丹島及び択捉島沖においても、固着の強い領域が広がっていることが推定されている (国土地理院, 2012; Steblov et al., 2010) が、北方領土では GNSS 観測点が少ないため、推定誤差が大きい。しかしながら、これらの研究で共通して、測地学的固着率が大きい領域が千島海溝沿いに広がっていると推定されていることは、この地域で巨大地震が繰り返し発生していることと矛盾しない。

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、千島海溝近傍を地震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)。

千島海溝沿いでのプレート間巨大地震による震源断層面上の平均的なずれの量は、十勝沖では1952年の地震で3.5~4.0m (Aida, 1978; 笠原, 1975)、2003年の地震で2.6~4.8 m (Yamanaka and Kikuchi, 2003; 国土地理院, 2004)、根室沖では1973年の地震で1.0~2.0m (多田, 1974; Shimazaki, 1974; Aida, 1978; Namegaya and Tsuji, 2005; 西村, 2011) である。

年間8.3cm程度のプレートの沈み込みを仮定すると、十勝沖と根室沖の平均発生間隔 (表3参照) から期待されるプレートの沈み込み量はそれぞれ6.7m、5.4m程度となる。この値と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~70%

(2003年十勝沖)、50~60% (1952年十勝沖)、20~40% (1973年根室半島沖) となる。一方、根室沖と十勝沖での過去の地震の発生間隔 (表3参照) 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60~110%程度 (51.6年, 2003年十勝沖)、40%程度 (108.9年, 1952年十勝沖)、20~30% (79.2年, 1973年根室半島沖) となる。これらの値は地震時のずれの量の推定誤差を考えると、プレートの相対運動とは矛盾しない。一方、これらの巨大地震の震源域は、十勝沖及び根室沖の領域の一部であることを考えると、各領域における地震カップリング率は、近年のGNSS観測から推定される測地学的固着率と比べると小さい傾向がある。しかし、上記の巨大地震に加えて17世紀の超巨大地震を考慮すると、十勝沖と根室沖での平均的地震カップリング率は62% (Scholz and Campos, 2012) となることや、2003年十勝沖地震の余効すべりが地震後1年間で本震に匹敵する規模であったこと (Baba et al., 2006; Itoh and Nishimura, 2016) から、十勝沖と根室沖では、上述の巨大地震に加えて、超巨大地震 (17世紀型) や余効すべりなどの非地震性すべりによってもプレート間の固着によって蓄積するひずみが解放されていると考えられる。

4. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価の説明

4-1. 評価対象領域について

地震の発生位置及び震源域の評価は、過去の震源モデルを参照し、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た。

各領域の区域分けについては、過去の地震の震源域、津波波源域、震源モデルの分布、バックスリップモデルの研究結果等を考慮して行った。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おらず、20世紀後半の地震に比べると、震源域の位置や地震規模について信頼性が低い。

4-1-1. プレート間地震の深さの下限について

例えば、Ito et al. (2000) は十勝沖~根室沖西部で、50km程度よりも深い領域でのプレート間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ス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。また、瀬野 (1995) 等で述べられているように、一般的にプレート間地震が発生する付近では、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。また、Global CMT カタログに記載された1977年以降の低角逆断層型の地震から、太平洋プレートの上面深度の±10km範囲内で発生し、太平洋

プレートの進行方向がスリップベクトルと整合的なものを抽出した（図 4-1）が、深さ 60km 以深で発生したものはわずかである。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 程度とした。

4-1-2. 評価対象領域の設定と過去の地震について

本節には、評価対象領域と過去の震源域を設定した根拠や信頼性について記す。

(1) 十勝沖・根室沖・境界領域（十勝沖から根室沖）

十勝沖と根室沖の領域は 1894 年、1952 年、1973 年、2003 年のプレート間巨大地震の震源域（図 4-2, 図 4-3）を基に設定した。

1952 年及び 2003 年の十勝沖のプレート間巨大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 4-4, 図 4-5）。例えば、Yamanaka and Kikuchi (2003) 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、Hamada and Suzuki (2004) により、1952 年の余震の震源の再決定と、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、GNSS 連続観測システムによる陸域の地殻変動から推定された 2003 年十勝沖地震の震源断層は、地震波の解析によって推定されたものと調和的である。西村 (2011) は水準測量の結果も含めて 1952 年と 2003 年の地震を比較し、両者のすべり域はほぼ同一で釧路海底谷の西側に限られるとした。また、Ozawa et al. (2004) による 2003 年十勝沖地震の余効すべりの分布範囲は余震分布の広がりと同調的であり、本震時のすべり領域と相補的である（図 4-6, 図 4-7）。

津波の調査・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)、津波波形解析を実施した Hirata et al. (2003) 等の研究がある（図 4-8）。この中で、羽鳥 (1973) が推定した波源域では、南東縁が拘束されておらず（関谷・他, 1974）、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。Tanioka et al. (2004a) 等は太平洋沿岸での 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 年の地震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）。また、Hirata et al. (2004)、Tanioka et al. (2004b)、Satake et al. (2006)、Romano et al. (2010) 等は、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、Satake et al. (2006) 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更に東側にまで分布している。一方で 2003 年の地震では、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、南東側での隆起は見られない。また、津波波形解析によって推定される陸域での地殻変動は、実際に観測された測地観測の結果と矛盾しない。

一方、1894年の根室沖のプレート間巨大地震と1973年根室半島沖地震について、Satake et al. (2005) は1973年に比べて1894年のほうが最大震度が大きいものの、北海道内の津波高の分布様式が似ていることを指摘した。羽鳥(1974)は、1973年根室半島沖地震の余震分布は1952年の十勝沖地震と1969年の色丹島沖の地震の間をほとんど埋めているが、津波データからは、1894年の地震の波源域は幅約220kmに及ぶのに対して、1973年の地震の波源域はその東半分に留まり西側には約100kmの空隙が残されたことを指摘した。Tanioka et al. (2007) は津波波形解析から、1894年の波源域は1973年に比べ顕著に大きく、幅約200kmに達していた可能性があるとして推定した(図4-9)。Nishimura (2009) は測地観測データからすべり域を解析し、1973年根室半島沖地震と2003年十勝沖地震のすべり域の間に約50kmの空隙があると推定した。

以上の調査研究の成果をふまえて、将来発生する十勝沖と根室沖のプレート間巨大地震の震源域を推定した(主文の図1)。さらに、両領域の間に、隣接する領域(ここでは十勝沖・根室沖)でプレート間巨大地震が発生した際に、合わせて震源域に含まれる可能性がある領域として「境界領域」を設定した。この領域が巨大地震の破壊開始点となることもあるが、この領域単独の破壊で巨大地震が発生する可能性は低いと考えた。境界領域の設定にあたり、1952年の地震の津波波源域が2003年よりも東側に伸長していたこと、1894年の根室沖の地震の波源域が1973年根室半島沖地震よりも西へ拡張していたことを考慮した。この領域は佐竹・山木(2005)において厚岸沖と呼称された領域(図1-3)とほぼ対応し、西端を釧路海底谷、東端を1952年の十勝沖の地震と1973年根室半島沖地震の波源域の境界とした。ただし、地震観測と津波観測から推定される震源域に違いがあるため、境界の位置については不確定性が大きく、今後の課題である。なお、上記で推定した十勝沖の領域は、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)。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。また、山中(2006)は千島海溝のアスペリティを地震波の解析から推定し、十勝沖と根室沖の間に周囲よりもカップリングが弱い部分があることを指摘した(図4-13)。また、Hashimoto et al. (2012) は、測地観測データの解析から、十勝沖と根室沖の間に周囲よりもすべり欠損が小さい部分があることを推定した(図3-35)。

また、この領域では1843年にプレート間巨大地震が発生している。千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)(地震調査委員会, 2004: 以下、「前回の評価」と呼ぶ)では十勝沖のプレート間巨大地震と評価した。この地震の震央は宇津(1999)が根室沖に位置するとして一方で、羽鳥(1984)は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いた。その後、羽鳥(2007)で再検討され、この地震は1894年の根室沖の地震の波源域と重なり、津波マグニチュードは1894年を上回るものと推定された。また、佐竹・山木(2005)は、この地震による津波高は、厚岸周辺では1952年十勝沖地震と、それ以东は1973年根室半島沖地震と似ていると推定した。都司・他(2014)は史料の再検討や現地調査等から、根室市花咲で7.1m等、釧路地方(都司・他, 2013)よりも高い津波が襲来した可能性を指摘した(図3-7)。以上の知見から、本評価ではこの地震の震源域は十勝沖と根室沖に跨がるものとした。

(2) 色丹島沖及び択捉島沖・境界領域（根室沖から色丹島沖）

色丹島沖及び択捉島沖の領域は 1893 年、1918 年、1963 年、1969 年、1995 年のプレート間巨大地震の震源域を基に設定した。

このうち、1963 年の地震は択捉島の南東沖、1969 年の地震は色丹島の南東沖で発生し、震源域が隣接していると評価されてきた（地震調査委員会、2004）。Ioki and Tanioka (2011, 2016b) によるすべり分布の解析でも、ほぼ同様の結果が確認された（図 4-3, 図 4-9）。

一方で、1918 年の地震の震源域については、宇津（1984）は E または F 領域（図 1-1）とし 1963 年の地震と同様の震源域である可能性が推測されるが、Fedotov（1965）による解析では 1918 年の地震の震源域は 1963 年の地震の震源域の北東側に隣接している。また、文部科学省研究開発局・北海道大学（2012）による調査でも、1918 年の地震は 1963 年の地震の震源域とは重ならず、より北東側の 2006 年の領域外のプレート間巨大地震の震源域に一部重なることが推測された（図 4-12）。1893 年の地震に関しては、震源域に関する知見が非常に少ない。

上述のように、この地域での領域区分は、1960 年代の地震の震源域から設定することは可能であるが、それ以前の地震については震源域を定めることができず、地震が繰り返し発生している領域を設定することは困難であると判断した。したがって、広い地域の中で震源不特定の巨大地震が発生する領域として色丹島沖及び択捉島沖の領域を設定した。この領域の詳細な区分に関しては、今後の課題である。

色丹島沖及び択捉島沖の領域の北東端は、1963 年の地震の震源域の北東端とした。この周辺には千島列島で最も深く、大きな海峡である Bussol 海峡が存在する。これより北東側の領域で 2006 年に M7.9 のプレート間巨大地震、2007 年に M8.1 の海溝軸外側の地震が発生しているが、北海道に顕著な被害は報告されていない。また、Demets（1992）はこの地域（北緯 46 度付近）及び北緯 41 度付近（十勝沖の領域の南西端）で太平洋プレートの沈み込む角度が変化し剛体運動が変化することを指摘している。

この領域の南西端については、1969 年の地震と、1973 年の根室半島沖地震の震源域は隣接しているものの、1894 年の根室沖の地震は、1973 年の地震よりも東西に震源域が広がっていることが推定されている（Tanioka et al. 2007）。したがって、ここにも境界領域を設定した。その定義については、境界領域（十勝沖から根室沖）と同様であり、山中（2006）によるアスペリティの推定（図 4-13）及び Hashimoto et al.（2012）によるすべり欠損の推定（図 3-35）でも、根室沖以東でカップリングが弱く・すべり欠損が小さい領域があるが、北方領土の観測点密度は北海道本島に比べて低いため、この領域の位置の不確実性は境界領域（十勝沖から根室沖）よりも高い。

(3) 十勝沖から択捉島沖の海溝寄りの領域（十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）の発生領域）

千島海溝沿いでは、顕著な被害を伴った津波地震は知られていない。しかし、同じ太平洋プレートと陸のプレートの境界である日本海溝では被害の大きな津波地震が発生している（例えば、1896 年明治三陸地震）ことから、千島海溝沿いにも設定した。具体的には、1963 年と 1975 年に発生した津波地震のすべり域を基に設定した。

Ioki and Tanioka（2016b）は色丹島の沖合で発生した 1975 年の地震の津波記録からすべり域を解析し、海溝寄りの浅い領域で発生した地震であることを指摘した（図 4-9）。高橋（2006）は 1977

年以降の気象庁の一元化震源をプロットしたところ、海溝より約 50km の範囲では地震活動が低下している一方で、その範囲が過去の津波地震の断層モデルと重なっていることを指摘している。これらの知見と、各地震の遠地実体波解析結果（図 4-10）から、北方領土側では 1963 年と 1975 年の津波地震のすべり域を含む形で、根室沖と十勝沖に関しては 1973 年根室半島沖地震と 2003 年十勝沖地震の震源域の外側に沿う形で、津波地震の発生領域として海溝寄りの領域を設定した。プレートの沈み込む深さではおおむね 20km（十勝沖では 10～20km）と対応する（図 2-4-1）。

（４）過去の震源域について

過去のプレート間巨大地震の震源域については、根拠とする知見から、信頼度を区分し、実線・破線・？マークで表現した（主文の図 3）。

17 世紀の超巨大地震については、震源域の範囲に関する知見が限られているため、？マークで表現した。1843 年の十勝沖・根室沖の地震は、前回の評価で十勝沖に震源域があると評価したが、以前より根室沖であった可能性も指摘され、近年の知見でも根室地方に十勝地方よりも高い津波がもたらされた可能性が指摘されたことから、震源域が根室沖にあり、十勝沖にも比較的高い信頼度で広がっていると考えた。ただし、境界領域（根室沖から色丹島沖）まで及んでいたかどうか不明であるため、？マークで表現した。1893 年、1894 年の震源域に関する知見は、ほかのプレート間巨大地震に関するものよりも少なく、1893 年についてはほとんど無い。この 2 つの地震の震源域の範囲はほかの地震に比べ劣ると考えて、？マークで表現した。1952 年と 2003 年の十勝沖地震は、様々な観測結果から震源域が推定されているが、釧路海底谷以東（本評価の境界領域）を含むという知見と、含まないという知見があるため、1952 年の地震の震源域の境界領域部分は破線で記載した。1918 年の択捉島沖で発生した地震は、前回の評価に比べて震源域がより東（北東）側にあるという知見があるため、西（南西）側の部分は信頼度が劣ると考えた。

4-2. 評価する地震について

評価対象地震の選定にあたり、千島海溝沿いで発生した過去の大地震の特性、同じプレート境界である日本海溝沿いで発生した大地震の特性を考慮した。評価対象地震は主文のとおりである。本節には、評価対象地震と判断する考え方、千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）（地震調査委員会，2004：前回の評価）との違いなど、主文を補足する情報を記す。

また、本評価では、気象庁マグニチュードと Global CMT のモーメントマグニチュードの差がばらつくこと（図 4-15）、評価対象地震の見落としを防ぐことを考え、規模については両マグニチュードの値の大きなものを使用した。なお、両マグニチュードがばらつく原因として、気象庁マグニチュードを算出する観測点の配置が北海道本島側に偏っていることが要因のひとつと推測される。

（１）プレート間巨大地震

前回の評価では各領域で発生した固有地震を「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」と定義した。しかし、本評価では千島海溝沿いで多様な様式の地震が発生していることを考慮し、境界領域を設定した。また、前回の評価では色丹島沖と択捉島沖の領域を 1969 年と 1963 年の地震を基に区分していた。この領域設定は不適切ではないものの、20 世紀前半以前に発生した地震も同一の領域であったのかは不確実で、十勝沖や根室沖の領域のように境界領域を有している可能性もある。したがって、本評価では両領域をまとめて扱い、個別に震源域を設定しない形で評価を行った。

評価対象とした規模は、おおむね M8.0 程度以上とした。なお、1995 年に色丹島沖と択捉島沖との境界付近で発生した Mw7.9 の地震は、色丹島沖及び択捉島沖のほかのプレート間巨大地震 (Mw8.2 ~8.5) に比べるとひとまわり規模が小さいため、前回の評価では「ひとまわり小さいプレート間地震」と評価した。1963 年と 1969 年の地震の M が大きいため、1995 年の地震をひとまわり小さい規模と評価することに問題はないが、本評価では M8 程度以上であるこの地震もプレート間巨大地震に含めることとした。

十勝沖、根室沖の各領域におけるプレート間巨大地震には、上述した境界領域を含む場合や海溝寄りの領域（津波地震の領域）を含む場合などの多様性があり (a) 境界領域・海溝寄りを共に含まない場合 (b) 境界領域を含まず海溝寄りを含む場合 (c) 境界領域を含み海溝寄りを含まない場合 (d) 境界領域・海溝寄りを共に含む場合の 4 様式に大別される。1894 年の根室沖の地震は (c) または (d)、1952 年の十勝沖の地震は (b) または (d)、1973 年根室半島沖地震と 2003 年十勝沖地震は (a) であったと推定される。色丹島沖及び択捉島沖については、震源域の不確実性が大きく、どのような様式であったのかは不明である。千島海溝沿いで発生するプレート間地震として考慮されるシナリオの例を表 6 に示した。

(2) 超巨大地震

千島海溝沿いで、(1) で評価対象とした各巨大地震の規模を上回るような超巨大規模の地震の評価を行った。本評価では、そのような地震を主文のとおり「超巨大地震」と呼ぶ。

このうち、北海道（本島）東部に巨大津波をもたらす超巨大地震（17 世紀型）について、前回の評価では、津波堆積物の調査研究に基づき十勝沖と根室沖の地震が連動したとされた。本評価では、17 世紀の地震については両領域が連動し、さらに海溝寄りまで破壊されたものとしたが、17 世紀以外のものについては震源域が不明である。一方、十勝や根室の沿岸から離れた内陸の低地まで津波が及ぶためには、少なくとも根室沖に波源がある必要がある。したがって、具体的な震源域は設定せず、根室沖を含み、隣接する十勝沖や色丹島沖及び択捉島沖の領域が破壊する（あるいは領域外まで破壊する）ものとした。また、北方領土でも同様の地震による津波堆積物が存在する可能性は高いものの、知見は少なく、今後の調査が必要である。

なお、北海道（本島）東部に巨大津波をもたらさないような超巨大地震も想定することができる（例えば択捉島沖からカムチャツカ半島付近まで破壊され、色丹島沖や根室沖まで破壊されない地震）。これらは超巨大地震（17 世紀型）ではない超巨大地震となるが、極めて条件が限定され、北海道にどのような被害を及ぼすのか不明であるため、地震発生確率の計算等は行っていない。

表 6. 日本海溝・千島海溝のプレート間地震として考慮されるシナリオ例

		房総沖	茨城沖	三陸沖中部 ～福島県沖	三陸沖 北部	十勝沖	境界 領域	根室沖	境界 領域	色丹島沖及び 択捉島沖	中千島	カムチャツカ 半島沖	
超巨大地震 (17世紀型)	浅部	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	例:
	深部	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
	浅部				■	■	■	■	■	■	■	■	例:
	深部				■	■	■	■	■	■	■	■	
	浅部				■	■	■	■	■	■	■	■	例: 17世紀に発生した 超巨大地震(17世紀型)
プレート間巨大地震	浅部					■	■	■	■				例: 1843年の十勝沖・ 根室沖の地震
	深部					■	■	■	■				
	浅部					■	■	■	■				例: 1952年十勝沖地震
	深部					■	■	■	■				
	浅部					■	■	■	■				例:
	深部					■	■	■	■				
	浅部					■	■	■	■				例:
	深部					■	■	■	■				
	浅部					■	■	■	■				例: 2003年十勝沖地震
	深部					■	■	■	■				
	浅部						■	■	■	■			例:
	深部						■	■	■	■			
	浅部							■	■	■			例: 1894年の根室沖の地震
	深部							■	■	■			
	浅部								■	■			例: 1973年根室半島沖地震
深部								■	■				
浅部									■	■		例: 1969年の色丹島沖の地震	
深部									■	■			
浅部										■	■	例: 1963年の択捉島沖の地震	
深部										■	■		
津波地震	浅部					■	■	■	■				例:
	深部					■	■	■	■				
	浅部									■	■		例: 1975年の地震
深部									■	■			
浅部										■	■	例: 1963年の地震	
深部										■	■		

- ・ 千島海溝沿いでは多様な地震発生様式が考えられることを示すため、本表を作成した。
- ・ 過去に類似の地震が発生していた場合は記述した。示したシナリオは例であり、表に無い発生様式も考えられる。
- ・ 「浅部」は「十勝沖から択捉島沖にかけての海溝寄り」「三陸沖北部から房総沖にかけての海溝寄り」の領域を指す。ただし、深さ方向の震源域の分布は走向方向に比べ信頼性が低い。
- ・ 房総沖の深部では一部でフィリピン海プレートが沈み込んでいるため、対象から除いた。

(3) ひとまわり小さいプレート間地震

ひとまわり小さいプレート間地震の同定にあたっては、Global CMT カタログを参照した。このカタログに記載されている断層パラメータを用いてプレート間地震を高い信頼性で抽出することができる一方で、おおむね M5 以上のすべての地震が抽出できている期間が短い (1976 年以降)。しかし、千島海溝沿いでは多くの地震が発生しているため、本評価ではこのカタログを使用して問題ないと判断した。

対象とする地震規模の下限は、過去に死傷者を出した地震規模から、十勝沖及び根室沖を M7.0 とした。色丹島沖及び択捉島沖は海溝から陸域までの距離が長いことを考慮して M7.5 とした。

プレート間巨大地震に伴って発生する余震が、ひとまわり小さいプレート間地震に含まれることがある。本震から数年後に規模の大きな余震が発生し、社会的な影響を与えることがあることを考慮する必要がある一方で、巨大地震後の地震活動の活発化を考慮せずに長期的な確率を計算することは、過大評価につながる恐れがある。本評価では、本震直後に発生した地震を確率計算の対象から除くこととした。その結果、2004 年十勝沖地震の約 1 時間後に発生した M7.0 の地震は確率計算の対象から除いた。

(4) 十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震 (津波地震等)

この地震は前回の評価では評価していない。しかし、評価対象領域内では、2 回の津波地震 (ともに Mt7.9) が色丹島沖及び択捉島沖の領域で発生しており、顕著な被害は報告されていないものの、局所的ではあるが高さ 10m 近い津波があったと報告されているため新たに評価した。

津波地震以外にも、海溝寄りが破壊され大きな津波が発生する地震もこのカテゴリの評価対象であり、1952 年の十勝沖地震が該当する。また、17 世紀に発生した超巨大地震も該当するが、本評価では 1839 年以前の地震は超巨大地震を除き見落としがある可能性を考慮したため、この地震は対象としていない。

また、同じ太平洋プレートと陸のプレートの境界である日本海溝沿いでは 1896 年明治三陸地震 (Mt8.6~9.0) など大きな被害をもたらした津波地震が発生している。したがって、千島海溝沿いでも同様の規模の津波地震が発生する可能性は否定できない。

(5) 沈み込んだプレート内の地震

十勝沖から択捉島沖にかけての領域では、1993 年の釧路沖地震、1994 年の北海道東方沖地震など、M7.5~8.0 程度の太平洋プレート内で発生した被害を伴った地震がいくつか知られている (図 4-11)。本報告ではプレート内地震を評価対象とし、破壊域の深さに応じて、「沈み込んだプレート内のやや浅い地震」と「沈み込んだプレート内のやや深い地震」に分類した。前者に分類されるものは 1958 年の地震 (択捉島沖、M8.1, Mt8.2, Mw8.4) と 1994 年の地震 (北海道東方沖地震、M8.2, Mt8.2, Mw8.3) であり、破壊域の深さ分布の中心はおおむね 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、M7.5)、1978 年の地震 (国後水道、M7.2, Mw7.8) と 1993 年釧路沖地震 (M7.5, Mw7.6) であり、破壊域の深さ分布の中心はおおむね 100km で、津波は伴わなかったが強震動をもたらした。また、後者に分類される地震として、評価対象領域外では、1906 年にアリューシャン列島付近の太平洋プレート内の深さ 110km で発生した Mw8.3 の地震がある。評価対象領域からは大きく外れているが、同じ太平洋プレート内で発生した地震であるため、本評価ではこの規模の地震の発生も否定できないとした。

なお、2000年1月に根室半島南東沖で発生した地震（M7.0, Mw6.8）のようにM7程度のひとまわり小さい規模のものが発生しているが、顕著な被害は報告されていないため、評価対象としていない。

（6）海溝軸外側の地震

海溝軸の外側では、評価対象領域から北東に外れた領域で2007年にM8.2（Mw8.1）の地震が発生した（図4-14）。また、日本海溝の海溝軸の外側では1933年昭和三陸地震（M8.1, Mt8.3 Mw8.4）が発生した。したがって、千島海溝沿いでも発生の可能性があると考え、新規に評価した。

4-3. 千島海溝沿いで次に発生する地震について

4-3-1. 地震発生確率と将来の地震について

将来の地震の発生確率については、超巨大地震（17世紀型）を除いて「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査委員会，2001）に基づいて推定し、超巨大地震（17世紀型）については別途検討した。本節では、確率の計算方法や地震規模の推定方法、将来の地震発生に関する情報等、主文の記載を補足する。

（1）十勝沖・根室沖のプレート間巨大地震

地震規模の評価は、過去に発生した地震のマグニチュード（気象庁MとMwのうち、規模の大きなもの）を採用するとM8.0～8.3（十勝沖）、M7.8～8.3（根室沖）となる。しかし、地震発生の多様性を考慮し、断層面積と地震規模の関係（Kanamori and Anderson, 1975; Allmann and Shearer, 2009）から地震規模を計算すると、Mw8.4～8.6（十勝沖）、Mw7.9～8.5（根室沖）と算出される（境界領域や海溝寄りの領域を含めるかどうかによって規模が異なる）。ただし、この関係については以下の点に留意する必要がある。まず、断層面積と地震規模の関係に関する知見は複数あり、手法によって算出される規模は異なる。例えば、世界中の海溝型地震を用いた計算式（Murotani et al., 2013）を使用すると、Mw8.2～8.5（十勝沖）、Mw7.8～8.4（根室沖）と算出される。また、これらの手法は主として回帰式を用いているため、計算された値はばらつきがある中で最も確からしい値に過ぎない。さらに、これらの計算式は過去に発生した地震の震源域の面積から経験式を推定しているのに対し、本評価は領域全体が破壊される場合まで評価しているため面積が大きくなり、過大評価となっている可能性がある。

以上より、十勝沖と根室沖のプレート間巨大地震の規模を各々M8.0～8.6程度、M7.8～8.5程度と評価した。

確率計算においては、1843年の地震について、十勝沖と根室沖の両方の震源域にまたがって発生した連動型の地震と評価したため、両方の領域でこの地震を計算対象とした。ただし、地震規模はM8.0と推定されていて、2つのプレート間巨大地震が連動した地震としては規模が小さく、この地震の規模や震源域については課題が残る。

1839年以降に各領域で発生した地震は3回までしか知られておらず、しかも、必ずしも同じ場所を破壊しているとは断言できないが、十勝沖・根室沖の領域では、M8程度のプレート間巨大地震が繰り返し発生すると考え、次の地震の地震発生確率はBPT分布モデルを用いて計算することとした。平均発生間隔及びばらつき α は、それぞれの領域で最尤法により求めた。

これらの結果、長期的な発生確率は表 4-1、表 4-2 のとおりとなった。なお、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求めたものを図 4-16、図 4-17 に示す。

ただし、Nomura et al. (2011) はベイズ推定により BPT 分布の平均発生間隔とばらつき (α) を推定しているが、ばらつき (α) の値には地域性があり、海溝型地震についてはおおむね 0.15 ~ 0.35 程度と推定されているものの、十勝沖については 0.5 程度となっている。十勝沖のように地震発生からの経過時間が短い場合、ばらつきが大きいくほど相対的に確率が高くなるため、より不確実性を考慮できるような手法の開発が課題である。

GNSS 連続観測網が整備された 1994 年以降、北海道地方の詳細な地殻変動が観測されており、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、将来的には地震の繰り返しの発生サイクルの各段階での変動速度・変位量のデータを直接的に得ることが可能である。このことは、地震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。

2003 年の十勝沖地震の発生に伴う、根室沖のプレート間巨大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。

一方、2003 年十勝沖地震は境界領域（十勝沖から根室沖）を破壊していないとする知見があり、次の根室沖のプレート間巨大地震ではこの領域まで震源域が及び、規模が大きくなる可能性がある。

また、境界領域を越えて発生するような、連動する地震も想定することができる。例えば、十勝沖と根室沖が連動する地震、十勝沖と日本海溝の三陸沖北部が連動する地震など、様々な地震を想定することが可能である。結果として北海道東部に大きな津波をもたらすような地震であれば超巨大地震（17 世紀型）と評価されるが、全てのパターンの地震が含まれる訳では無い。いずれにせよ、過去に発生した知見が無い連動型の地震の確率を計算することは困難である。

（2）色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震

色丹島沖及び択捉島沖では、1839 年 5 月の地震以降の 177.7 年間において、5 回のプレート間巨大地震が発生しているため、発生頻度が 35.3 年に 1 回のポアソン過程を適用して評価を行った。しかし、この領域では、1963 年（択捉島沖）と 1969 年（色丹島沖）の 2 つの領域でプレート間巨大地震が繰り返し発生している可能性がある。なお、震源域を特定できないため、規模は過去に発生した地震から評価した。

また、千島海溝沿いで発生した地震については、巨大地震の前に地震活動の静穏化が見られることが指摘されている（1952 年十勝沖地震（宇津，1968）、2003 年十勝沖地震（Katsumata, 2011）や 1994 年北海道東方沖地震（Katsumata and Kasahara, 1999）など）。Katsumata (2017) によると、近年、択捉島沖に地震活動の相対的な静穏化が確認された。しかし、静穏化の後に必ず地震が発生するわけではなく、静穏化が始まってから地震が発生する期間についても 10 年～30 年とばらついている。

本評価では、過去に発生した地震の多様性から個別の領域の設定は困難と判断し、両領域を統合して扱ったが、今後発生する地震や、過去の地震に関する新たな知見によっては、震源域を設定し、繰り返し発生する地震を評価できる可能性がある。

地震規模については、震源域を特定することができていないため、過去の地震の規模を用いた。

(3) 超巨大地震 (17 世紀型)

17 世紀に発生したと推定されている超巨大地震については、津波堆積物の調査結果を使用し、下記の手法により評価した。最新発生年については、3-1 章 (2) で述べたとおり、1611 年の三陸地震と同一視する知見 (岡村・行谷, 2011 ; 平川, 2012)、1637 年以前とする知見 (石川・他, 2012) がある。本評価は、発生年は 1611~1637 年であるとして発生から 2017 年 1 月 1 日までの経過時間を 380~400 年程度と評価した。ただし、確率計算においては一意に決めなければ煩雑になってしまうため 1637 年とした。

地震規模については、M8.8 程度以上としたが、主文や 4-2 節で述べたとおり、太平洋プレートが陸のプレートに沈み込む部分は長大であるため、より大きなものも想定可能である。例えば、主文のとおり三陸沖北部からカムチャツカ半島沖までを同時に破壊する場合は長さ約 2400km、三重会合点付近からカムチャツカ半島沖まで同時に破壊する場合は長さ約 3000km の海溝沿いで破壊が発生するが、観測された最大の地震である 1960 年のチリ沖の地震 (Mw9.5) でさえ、震源域の長さは約 1,000km であり、それを超える地震がどのような規模・発生過程を持つのか推定することは困難である。

確率を計算した方法は、以下のとおりである。

<BPT 分布モデルを適用し、繰り返し地震として評価>

17 世紀巨大地震のように、内陸低地まで津波堆積物をもたらしたとするイベントは、Nanayama et al. (2007) が霧多布で実施した調査で推定された。Sawai et al. (2009) はこれに藻散布沼での調査結果等を加え、各イベントの発生時期、標準偏差を推定し、いくつかのイベントが Nanayama et al. (2007) に対応するとした。Sawai et al. (2009) によって調査されたものうち、離水記録などがあり 17 世紀型の超巨大地震に匹敵すると思われるイベント (表 7 ; 霧多布の 5 イベント、藻散布の 7 イベント) を用いて発生確率を求めた。確率はイベントごとの発生時期とその標準偏差から、モンテカルロ法を用いて次の手順で求めた。①イベントごとに発生時期とその標準偏差より確率密度関数を仮定した。②①で求めた確率密度関数に基づき乱数を発生させ、各イベントの発生年を選定した。③発生させたイベントの間隔から、最尤法により BPT 分布のパラメータ (平均発生間隔 μ 、ばらつきの度合を表す値 α) を決定した。④②-③の手順を繰り返し実施し、パラメータ分布 (μ と α) を求めた (α が大きな時系列は、発生間隔が 1 年未満など不適切な時系列を抽出したと判断し、 $\alpha < 2.0$ の時系列のみを採用した)。⑤④で求めたパラメータ分布 (μ と α) を用いて現在における今後 30 年間に地震が発生する確率を計算し、その密度分布を求めた。⑥求められた確率の密度分布より 95% の信頼区間で発生確率の幅を評価した。

図 4-18 に求められた BPT 分布のパラメータ (μ と α) の頻度分布を示す。 μ を 1 年毎、 α を 0.02 毎の区間に分けて抽出された時系列の個数を数えた。最頻値は藻散布沼及び霧多布湿原の津波堆積物を使った解析で、各々平均発生間隔 μ は 337 年と 375 年、ばらつきの度合いを示す α は 0.79 と 0.49 となった。平均発生間隔はいずれの場合も 350 年程度と、従来言われていた値 (約

500年)よりも短い値になっている。また、 α の値が大きいことから分かるように、発生間隔のばらつきが大きくなっており、次に発生する地震との間隔が平均発生間隔よりかなり短いあるいは長いこともあり得る。図4-19に抽出された時系列の発生間隔の頻度分布を示す。両地域より推定された頻度分布共に、ひとつの鋭いピークを持つ分布ではなく、なだらかに裾野を持つ分布となっており、この図からも発生間隔が大きくばらついている様子が見て取れる。図4-20に最新発生時期を1637年とした時の、2017年1月1日における今後30年間にこのタイプの地震が発生する確率の分布を示す。95%の信頼区間で発生確率の幅を評価すると、藻散布沼のデータからは7~17%、霧多布湿原のデータからは7~37%となる。このため、今後30年以内の発生確率を7~40%とした(表4-4)。

<ポアソン過程を適用し、震源域が不特定の地震として評価>

例えば、上述したNanayama et al. (2007)によると、内陸まで津波堆積物をもたらした地震は4000年間に9回となる。その結果から平均発生間隔と確率を計算できる。同様の考え方で計算したものは表8に記載し、平均発生間隔は約330~590年、30年以内の地震発生確率は5~9%となった。上述したBPT分布モデルを適用する手法で、確率の分布(図4-20)のうち中央値を用いると30年以内の地震発生確率は13%(霧多布)と10%(藻散布)となり、ポアソン過程を適用する手法と顕著な差は無い。

<BPT分布モデルを適用する評価を採用した理由>

本評価では、十勝沖と根室沖のプレート間巨大地震を繰り返し地震として扱っている。一般的に、それらの震源域を包含しているより大きな地震についても、繰り返ししていると考えることが妥当である。本評価では、時間に伴う確率値の更新が反映されるという利点を考慮し、「北海道東部で沿岸内陸まで津波堆積物をもたらす地震」が繰り返し発生していると仮定し、BPT分布モデルを適用した。

一方で、BPT分布モデルを適用する評価では、発生間隔のばらつき(α)が大きいこと、確率値が取り得る幅が広くなること、時間経過により確率がわずかに下がるようなモデルも出てしまうこと(図4-21)、BPT分布モデルに基づく評価は、ほぼ同様の震源域で繰り返し地震が発生することが前提であるが、評価した津波堆積物をもたらした地震の規模・震源域は17世紀を除き不明であることから、震源不特定の地震としてポアソン過程で評価すべきであるとする考え方もある。以上のような課題があることから、今後、より広範囲・高精度でこれらの津波堆積物に関する知見を集め、過去の震源域の分離、規模の推定、確率計算等を検討する必要がある。

複数の研究から計算したこの地震の平均発生間隔については330年~590年程度(表8)とばらつきがある。堆積物の調査地点によって確認されたイベント層の数が異なり、十勝から根室まで広範囲に観察される層もあれば、一部でのみ確認される層もあり、さらに、異なる調査地点で同じ津波による堆積物の層であると決定することも難しい。堆積物の時空間分布のばらつきや、年代推定の不確実性がこのばらつきをもたらしたと考えられる。本評価は、調査範囲は限られるが、高い精度で年代測定が行われ、空間分布から超巨大地震と推測された結果を確率計算に使用して推定された337年と375年を用い、340~380年を平均発生間隔とした。いずれにせよ、最新発生年から380~400年程度経過し地震後経過率は1.00~1.14と高く、切迫性は高くなっていると推定される。BPT分布モデルを適用して評価した東北地方太平洋沖地震発生直前における30年以内の地震発生確率は10~20%(地震後経過率は0.83~1.0)(地震調査委員会, 2012)であり、確率・地震後経過率ともに超巨大地震(17世紀型)と同等であることが推測される(表4-4)。

表 7. 17 世紀巨大地震の発生確率評価に用いた藻散布沼と霧多布湿原の津波堆積物の堆積時期
(Sawai et al., 2009 に基づく)

藻散布沼

砂層の名前	推定堆積期間 ($\pm 1 \sigma$) (cal y B.P.)	推定堆積期間 ($\pm 2 \sigma$) (cal y B.P.)
MP2	670 - 280	700 - 280
MP3	1400 - 750	1450 - 700
MP4	1495 - 1430	1520 - 1400
MP5	1930 - 1600	1980 - 1530
MP6	2450 - 2270	2560 - 2220
MP7	2600 - 2360	2680 - 2290
MP8	2720 - 2500	2740 - 2390

霧多布湿原

砂層の名前	推定堆積期間 ($\pm 1 \sigma$) (cal y B.P.)	推定堆積期間 ($\pm 2 \sigma$) (cal y B.P.)
K4	1340 - 1220	1390 - 1170
K5	1720 - 1420	1780 - 1370
K6	2370 - 2090	2550 - 2000
K7	2570 - 2260	2700 - 2100
K8	2820 - 2670	2870 - 2570

※ cal y B.P. は 1950 年を基準とした放射性炭素年代 (例えば、100 cal B.P. は 1850 年)

表 8. 津波堆積物の調査結果にポアソン過程を適用した今後 30 年以内の地震発生確率

	Nanayama et al. (2003) ※2	平川・他 (2005)	Nanayama et al. (2007) ※3	Sawai et al. (2009) ※3	文部科学省研究開発局・北海道大学 (2012) ※3
調査地	釧路	十勝・根室	厚岸 (霧多布)	厚岸 (霧多布・藻散布)	十勝・釧路・厚岸・ 根室
対象区間	7000 年間	6500 年間	4000 年間	200~2500 年前	350~ 2700 年前
回数	17 回	15~18 回	9 回	5~7 回	4 回 (以上)
確率 (平均発生 間隔※1)	7% (411 年)	7~9% (361~433 年)	7% (444 年)	6~9% (329~460 年)	5% (以上) (588 年)

※1 平均発生間隔は対象区間を回数で除したもので、論文に示されているものとは異なる

※2 釧路市春採湖の湖底の堆積物を使用

※3 空間分布から 17 世紀と同様な巨大津波による堆積物と推定されたものを使用

(3) 十勝沖から択捉島沖にかけての海溝寄りのプレート間地震（津波地震等）

津波地震については、Mt7.9の地震が過去に2回発生しているが、北方領土周辺に限られており、十勝沖、根室沖では確認されていない。しかし、十勝沖、根室沖でも同程度の規模の津波地震が発生する可能性は否定できない。隣接する日本海溝ではMt8.6～9.0の津波地震が発生しているため、より規模の大きな津波地震の発生も否定できない。

(4) 海溝軸外側の地震

海溝軸外側の地震については、領域内で発生した例が無く、確率は不明であるが、評価対象領域よりも更に北東では2007年にM8.2 (Mw8.1)の地震が、南では1933年にM8.1の地震が発生していることから、千島海溝沿いでも発生する可能性がある。なお、このような地震は単独で発生する事例以外に、プレート間巨大地震の前後に発生することもある。2007年の地震は2006年のプレート間巨大地震の2か月後に発生した。また、2011年（平成23年）東北地方太平洋沖地震の本震の約40分後にも海溝軸外側でM7.5の地震が発生した。

4-3-2. 多様な確率計算手法の試算

主文で使用した手法については前節に記載したが、ほかにもこの地域の地震発生確率を計算する手法は考えられるため、以下に評価した。今後の調査研究の結果によっては、これらの手法が取り入れられる可能性もある。

(1) 前回の評価と同様の手法

前回の評価では、プレート間巨大地震の平均発生間隔に、各領域（十勝沖、根室沖、色丹島沖、択捉島沖の4領域）で発生した地震の発生間隔の平均値である72.2年を使用した。また、BPT分布のばらつきである α には0.24（陸域の活断層データから得られた値）～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）を採用した。この手法を用いれば、本評価で評価できていない択捉島沖、色丹島沖領域でのプレート間巨大地震の発生確率を推定することができる。ただし、前回の評価でひとまわり小さいプレート間地震と評価し、本評価でプレート間巨大地震と評価した1995年の地震（M7.9）については、1991年に震源域近傍で発生したひとまわり小さいプレート間地震（M7.6）と合わせると1963年の地震の震源域を埋めるように発生しているが、1963年の地震（M8.5）に比べて規模が小さく、震源域の一部しか破壊していないことが推測されるため、繰り返し発生した地震とは考えずに評価した。

以上の手法を適用した場合の地震発生確率は表9のとおりである。

主文では、地震発生様式に多様性があることを考慮して、この手法を適用していない。

表9. 今後30年間に地震が発生する確率
(平均発生間隔を72.2年とした場合)

領域	地震発生確率	平均発生間隔	最新発生時期
十勝沖	2～7%	72.2年	2003年
根室沖	60%程度	72.2年	1973年
色丹島沖	60%程度	72.2年	1969年
択捉島沖	70%程度	72.2年	1963年

(2017年1月1日時点)

(2) ポアソン過程を適用する手法（十勝沖・根室沖のプレート間巨大地震）

主文では繰り返し発生する地震として BPT 分布モデルを適用して評価したが、ポアソン過程を適用して評価することも可能である。十勝沖、根室沖ともに 1839 年 5 月から 177.7 年間に 3 回発生したと考えられ、平均発生間隔を 59.2 年としてポアソン過程を適用すると今後 30 年間の地震発生確率は 40%程度となる。また、十勝沖と根室沖を統合して評価する場合、177.7 年間に 5 回発生したと考えられ、今後 30 年間の地震発生確率は 60%程度となる。

ポアソン過程を適用した評価は、過去に対象地震が発生していればどのような領域でも評価が可能である。しかし、十勝沖・根室沖のプレート間巨大地震は、評価対象地震が発生した場合、領域の大半が破壊されるため対象地震の発生確率は低下すると考えられる。したがって、プレートの沈み込みに伴う確率の増減を表現できる BPT 分布モデルを適用した評価を代表値として主文に記載した。

(3) G-R 式を使用する手法

Gutenberg-Richter の関係式 (Gutenberg and Richter, 1944, 以下、G-R 式) を適用した結果を示す。この法則を使用すれば、評価対象となる規模の地震が発生していない領域でも、過去の地震活動から発生間隔を推定できる。G-R 式を適用する地震カタログには Global CMT カタログを使用し、1977 年以降の地震に適用した。評価する地震のタイプはプレート間地震とプレート内地震（沈み込んだプレート内の地震）の 2 種類に区分した。プレート間地震の評価にあたっては、深さ 80km より浅い低角逆断層の地震を抽出した。沈み込んだプレート内の地震の評価にあたっては、浅い地震については陸のプレートの地震と区別して抽出することが難しいと考え、評価していない。深い地震については、深さ 75~125km で発生した地震を抽出した。確率を算出するための確率分布にはポアソン分布を使用した。抽出した規模別の地震数を図 4-22, 図 4-23 に示す。

G-R 式から計算された各領域の規模に対応する確率は表 10 のとおりである。評価に利用できる地震が少なかったため、領域を統合して計算した。

G-R 式を適用する手法については、過去の地震活動の高低や領域設定の影響を受けるため、確率値が領域の広さや対象地震の有無によって変動し、信頼性は低い。また G-R 式は固有規模の地震に対しては関係が崩れることが指摘されており（例えば、宇津, 1999）、必ずしも全てのマグニチュードで成立するかどうか不明であることに留意すべきである。

表 10. 今後 30 年間に地震が発生する確率 (G-R 式・ポアソン過程を適用した場合)

	領域	規模	地震発生確率 (今後 30 年以内)
プレート間巨大地震	十勝沖及び根室沖	M8.0	60%程度
		M8.5	40%程度
	色丹島沖及び択捉島沖	M8.0	70%程度
		M8.5	40%程度
ひとまわり小さい プレート間地震	十勝沖及び根室沖	M7.0	90%程度以上
		M7.5	90%程度
	色丹島及び択捉島沖	M7.5	90%程度
沈み込んだプレート内の 地震 (やや深い地震)	十勝沖から択捉島沖	M8.0	10%程度
		M8.5	5%

引用文献

- 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. (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.
- 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.
- Aida, I. (1978) : Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *Journal of Physics of the Earth*, **26**, 57-73.
- Allmann, B. P. and P. M. Shearer (2009) : Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.
- Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, H. Suzuki, Y. Hayakawa, T. Kunugi and H. Fujiwara (2008) : Three - dimensional finite difference simulation of long - period ground motions for the 2003 Tokachi - oki, Japan, earthquake, *Journal of Geophysical Research*, **113**, B07302, doi:10.1029/2007JB005452.

- Atwater, B. F., R. Furukawa, E. Hemphill-Haley, Y. Ikeda, K. Kashima, K. Kawase, H. M. Kelsey, A. L. Moore, F. Nanayama, Y. Nishimura, S. Odagiri, Y. Ota, S. Park, K. Satake, Y. Sawai and K. Shimokawa (2004) : Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan, *The Holocene*, **14(4)**, 487-501, doi:10.1191/0959683604hl726rp.
- Baba, T., K. Hirata, T. Hori and H. Sakaguchi (2006) : Offshore geodetic data conducive to the estimation of the afterslip distribution following the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, **241(1)**, 281-292.
- 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.
- DeMets, C. (1992) : Oblique convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches, *Journal of Geophysical Research*, **97(B12)**, 17615-17625, doi:10.1029/92JB01306.
- DeMets, C., R. G. Gordon and D. F. Argus (2010) : Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, **181(1)**, 1-80, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- 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.
- Fedotov, S. A. (1965) : Regularities in the large earthquakes distribution in Kamchatka, Kurile Islands and North-East Japan, *Trudy Instituta. Fiziki Zemli, Akademiya, Nauk SSSR*, **36(203)**, 66-93 (in Russian).
- Fujii, Y. and K. Satake (2008) : Tsunami sources of the November 2006 and January 2007 great Kuril earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 1559-1571.
- Fukao, Y. and M. Furumoto (1975) : 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.
- 古川竜太・吉本充弘・山縣耕太郎・和田恵治・宇井忠英 (1997) : 北海道駒ヶ岳火山は 1694 年に噴火したか?—北海道における 17~18 世紀の噴火年代の再検討—, *火山*, **42**, 269-279.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1944) : Frequency of earthquakes in California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **34**, 164-176.
- 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 and Space*, **56**, 341-345.
- Harada, T. and K. Ishibashi (2000) : The 1958 great Etorofu earthquake was a slab event: suggestion from the mainshock-aftershock relocation. *Eos Trans. AGU*, **81(22)**, Western Pacific Geophysics Meeting Supplements, S52F-10.
- 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.

- Hashimoto, C., K. Fukui and M. Matsu'ura (2004) : 3-D modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure and Applied Geophysics*, **161(9-10)**, 2053-2068.
- Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya and M. Matsu'ura (2009) : Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, **2(2)**, 141-144.
- Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya and M. Matsu'ura (2012) : The M_w 9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity, *Geophysical Journal International*, **189(1)**, 1-5.
- Hatori, T. (1969) : Dimension and geographic distribution of Tsunami sources near Japan, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **47**, 185-214.
- Hatori, T. (1970) : An investigation of the tsunami generated by the East Hokkaido earthquake of August 1969, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **48**, 399-412.
- Hatori, T. (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 (1979) : 北海道東部・南千島の津波活動 (1893~1978年), 東京大学地震研究所彙報, **54**, 543-557.
- 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.
- 羽鳥徳太郎 (2007) : 南千島~北海道東部間の歴史津波の規模と波源域, 歴史地震, **22**, 151-155.
- Hayes, G. P., D. J. Wald and R. L. Jonson (2012) : Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research*, **117**, B01302, doi:10.1029/2011JB008524.
- 平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2000a) : 十勝地方太平洋岸の巨大古津波, 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・中村有吾・西村裕一 (2005) : 北海道太平洋沿岸の完新世巨大津波: 2003十勝沖地震津波との比較を含めて, 月刊地球号外, **49**, 173-180.
- 平川一臣 (2012) : 千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味: 仮説的検討, 科学, **82**, 172-181.
- 広野卓蔵 (1959) : エトロフ沖地震調査報告, 験震時報, **24(4)**, 65-89.
- 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 and Space*, **56**, 367-372.
- Hirata, K., K. Satake, Y. Tanioka and Y. Hasegawa (2009) : Variable tsunami sources and seismic gaps in the southernmost Kuril Trench: A review, *Pure and Applied Geophysics*, **166**, 77-96.
- 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 and Space*, **56**, 317-322.
- Honda, R., S. Aoi, H. Sekiguchi and H. Fujiwara (2008) : Imaging an asperity of the 2003 Tokachi-oki earthquake using a dense strong-motion seismograph network, *Geophysical Journal International*, **172(3)**, 1104-1116.
- 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, doi:10.1029/95JB00959.
- Iida, K. (1958) : Magnitude and energy of earthquake accompanied by tsunami, and tsunami energy, *Journal of Earth Sciences, Nagoya University*, **4**, 1-43.
- 池田安隆 (1996) : 活断層と日本列島の現在のテクトニクス, 活断層研究, **15**, 93-99.
- 池原研 (2000) : 地震性堆積物を用いた地震発生年代と発生間隔の解析, 地質調査所月報, **51 (2/3)**, 89-102.
- Iliev, A. Y., V. M. Kaistrenko, E. V. Gretskeya, E. A. Tikhonchuk, N. G. Raizjigaeva, T. A. Grebennikova, L. A. Ganzey and A. A. Kharlamov (2005) : Holocene tsunami traces on Kunasir Island, Kuril subduction zone, In *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, edited by K. Satake, 171-192, Springer Netherlands.
- 今村明恒 (1942) : 日本津浪史, 海洋の科学, **2**, 74-80.
- Ioki, K. and Y. Tanioka (2011) : Slip distribution of the 1963 great Kurile earthquake estimated from tsunami waveforms, *Pure and Applied Geophysics*, **168(6-7)**, 1045-1052.
- Ioki, K. and Y. Tanioka, Y. (2016a) : Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data, *Earth and Planetary Science Letters*, **433**, 133-138.
- Ioki, K. and Y. Tanioka, Y. (2016b) : Rupture process of the 1969 and 1975 Kurile earthquakes estimated from tsunami waveform analyses, *Pure and Applied Geophysics*, **173(12)**, 4179-4187.

- 石川智・鹿島薫・七山太・重野聖之 (2012) : 北海道釧路市春採湖の湖底コアから推定される 17 世紀前半の津波堆積物の年代, 日本地球惑星科学連合 2012 年大会予稿集, MIS25-P16.
- 伊藤谷生 (2000) : 日高衝突帯一前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造, 石油技術協会誌, **65**, 103-109.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki (2000) : Interplate coupling in northeast japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Earth Planetary Science Letters*, **176**, 117-130.
- Itoh, Y. and T. Nishimura (2016) : Characteristics of postseismic deformation following the 2003 Tokachi-oki earthquake and estimation of the viscoelastic structure in Hokkaido, northern Japan, *Earth, Planets and Space*, **68**:156, doi: 10.1186/s40623-016-0533-y.
- 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.
- 泉紀明・西澤あずさ・堀内大嗣・木戸ゆかり・後藤秀昭・中田高 (2017) : 千島海溝南西部周辺の 3D 海底地形, 海洋情報部研究報告, **54**, 133-152.
- 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 (2003) : 十勝沖の地震活動の評価 (平成 15 年 10 月 9 日).
- 地震調査委員会 (2004) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について (平成 16 年 12 月 20 日公表), 82pp.
- 地震調査委員会 (2009) : 日本の地震活動 <第 2 版>, 496pp.
- 地震調査委員会 (2012) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について (平成 23 年 11 月 25 日公表、平成 24 年 2 月 9 日変更), pp. 176.
- 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.
- Kanamori, H. (1972) : Mechanism of tsunami earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **6(5)**, 346-359.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **65(5)**, 1073-1095.
- 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.
- Kasahara, K. and T. Kato (1980/81) : Aseismic faulting following the 1973 Nemuro-oki earthquake, Hokkaido, Japan (a retrospective study), *Pure and Applied Geophysics*, **119(2)**, 392-403.
- 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 (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, **30**, 196pp.
- 片山肇 [編] (2005) : 千島弧—東北日本弧会合部の海洋地質学的研究 (平成 16 年度研究概要報告書—根室沖海域—), 地質調査総合センター速報, **33**, 192pp.

- 片山肇〔編〕(2007)：千島弧―東北日本弧会合部の海洋地質学的研究（平成18年度研究概要報告書―日高沖海域―），地質調査総合センター速報，**39**，171pp.
- 加藤照之・津村建四朗（1979）：潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動（1951～1978），地震研究所彙報，**54**，559-628.
- Katsumata, K. (2011)：Precursory seismic quiescence before the Mw= 8.3 Tokachi - oki, Japan, earthquake on 26 September 2003 revealed by a re - examined earthquake catalog, *Journal of Geophysical Research*, **116**, B10307, doi:10.1029/2010JB007964.
- Katsumata, K. (2017)：Long-Term Seismic Quiescences and Great Earthquakes in and Around the Japan Subduction Zone Between 1975 and 2012, *Pure and Applied Geophysics*, **174(6)**, 2427-2442.
- Katsumata, K. and M. Kasahara (1999)：Precursory Seismic Quiescence before the 1994 Kurile Earthquake (M= 8.3) Revealed by Three Independent Seismic Catalogs, *Pure and Applied Geophysics*, **155(2-4)**, 443-470.
- 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*, **108(B12)**, 2565, doi:10.1029/2002JB002175.
- 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，**24(7)**，499-503.
- Kelsey, H.・佐竹健治・澤井祐紀・Sherrod, B.・下川浩一・宍倉正展（2002）：北海道東部における完新世後期の急激な海岸隆起の繰り返し，活断層・古地震研究報告，**2**，223-233.
- Kelsey, H., K. Satake, Y. Sawai, B. Sherrod, K. Shimokawa and M. Shishikura (2006)：Recurrence of postseismic coastal uplift, Kuril subduction zone, Japan, *Geophysical Research Letters*, **33(13)**, L13315, doi:10.1029/2006GL026052.
- 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.
- 気象庁（1924）：気象要覧（1924年7月）。
- 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，**87**，1-102.
- 気象庁（1978）：気象要覧（1978年12月）。
- 気象庁（2007）：千島列島東方の地震について（2006年11月15日Mj7.9および2007年1月13日Mj8.2），地震予知連絡会会報，**78**，67-85.
- Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima and T. Matsuzawa (2010)：Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, *Earth and Planetary Science Letters*, **290**, 415-426, doi:10.1016/j.epsl.2009.12.038.

- Kita, S., A. Hasegawa, J. Nakajima, T. Okada, T. Matsuzawa and K. Katsumata (2012) : High-resolution seismic velocity structure beneath the Hokkaido corner, northern Japan: Arc-arc collision and origins of the 1970 M 6.7 Hidaka and 1982 M 7.1 Urakawa-oki earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, **117**, B12301, doi:10.1029/2012JB009356.
- Kobayashi K., M. Nakanishi, K. Tamaki and Y. Ogawa (1998) : Outer slope faulting associated with the western Kuril and Japan trenches, *Geophysical Journal International*, **134**, 356–372.
- 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 and Space*, **56**, 329–334.
- 国土地理院 (2004) : 北海道地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **71**, 135–187.
- 国土地理院 (2012) : 千島海溝沿いの滑り欠損速度分布について, 地震予知連絡会会報, **88**, 463–468.
- 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.
- 小池一之・町田洋 (2001) : 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 122pp.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2010) : Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, *Journal of Geophysical Research*, **115**, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.
- Murakami, M., H. Suito, S. Ozawa and M. Kaidzu (2006) : Earthquake triggering by migrating slow slip initiated by M8 earthquake along Kuril Trench, Japan, *Geophysical Research Letters*, **33(9)**, L09306, doi:10.1029/2006GL025967.
- Miura, S., Y. Suwa, A. Hasegawa and T. Nishimura (2004) : The 2003 M8.0 Tokachi-Oki earthquake - How much has the great event paid back slip debts?, *Geophysical Research Letters*, **31(5)**, L05613, doi:10.1029/2003GL019021.
- Miyazaki, S. and K. M. Larson (2008) : Coseismic and early postseismic slip for the 2003 Tokachi - oki earthquake sequence inferred from GPS data, *Geophysical Research Letters*, **35(4)**, L04302, doi:10.1029/2007GL032309.
- Muller R. D. and T. C. W. Landgrebe (2012) : The link between great earthquakes and the subduction of oceanic fracture zones, *Solid Earth*, **3**, 447–465, www.solid-earth.net/3/447/2012/ doi:10.5194/se-3-447-2012.
- Murotani, S., K. Satake and Y. Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction-zone earthquakes, *Geophysical Research Letters*, **40(19)**, 5070–5074, doi:10.1002/grl.50976.
- 文部科学省研究開発局・北海道大学 (2012) : 根室沖等の地震に関する調査研究 (平成 23 年度成果報告書), 96pp.

- Nakajima, J. and A. Hasegawa (2006): Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16309, doi: 10.1029/2006GL026773.
- Nakanishi, A., A. J. Smith, S. Miura, T. Tsuru, S. Kodaira, K. Obana, N. Takahashi, P. R. Cummins and Y. Kaneda (2004) : Structural factors controlling the coseismic rupture zone of the 1973 Nemuro-Oki earthquake, the southern Kuril Trench seismogenic zone, *Journal of Geophysical Research*, **109**, B05305, doi:10.1029/2003JB002574.
- Nakanishi, A., E. Kurashimo, Y. Tatsumi, H. Yamaguchi, S. Miura, S. Kodaira, K. Obana, N. Takahashi, T. Tsuru, Y. Kaneda, T. Iwasaki and N. Hirata (2009) : Crustal evolution of the southwestern Kuril Arc, Hokkaido Japan, deduced from seismic velocity and geochemical structure, *Tectonophysics*, **472**, 105-123, doi:10.1016/j.tecto.2008.03.003.
- Nakanishi, M. (2011) : Bending-related topographic structures of the subducting plate in the Northwestern Pacific ocean, in *Accretionary Prisms and Convergent Margin Tectonics in the Northwest Pacific Basin, Modern Approaches*, In *Solid Earth Sciences*, edited by Y. Ogawa et al., **8**, 1-38, Springer, Netherlands, doi:10.1007/978-90-481-8885-7_1.
- Namegaya, Y. and Y. Tsuji (2005) : Delayed peaks of tsunami waveforms at Miyako from earthquakes east off Hokkaido, In *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, edited by K. Satake, 115-134, Springer Netherlands.
- 七山太・佐竹健治・下川浩一・古川竜太・重野聖之 (2000) : イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域の津波の遡上規模と再来間隔の検討, 平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 地質調査所速報, **EQ/00/2**, 1-17.
- 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湧洞沼における研究例, 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・重野聖之・三浦健一郎・牧野彰人・古川竜太・佐竹健治・斎藤健一・嵯峨山積・中川 充 (2002) : イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における先史～歴史津波の遡上規模の評価-十勝海岸地域の調査結果と根釧海岸地域との広域比較-, 活断層・古地震研究報告, **2**, 209-222.
- 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*, **424**, 660-663.
- Nanayama, F., R. Furukawa, K. Shigeno, A. Makino, Y. Soeda and Y. Igarashi (2007) : Nine unusually large tsunami deposits from the past 4000 years at Kiritappu marsh along the southern Kuril Trench, *Sedimentary Geology*, **200(3)**, 275-294.
- Nishimura, T. (2009) : Slip distribution of the 1973 Nemuro-oki earthquake estimated from the re-examined geodetic data. *Earth, Planets and Space*, **61(11)**, 1203-1214.
- 西村卓也 (2006) : 測地データによる 1952 年十勝沖地震の断層モデル, 月刊地球, **28**, 441-447.
- 西村卓也 (2011) : 測地学的データに基づくプレート間相互作用の解明, 測地学会誌, **57(1)**, 1-14.

- 西村裕一・宮地直道・吉田真理夫・村田泰輔・中川光弘 (2000) : 北海道霧多布湿原の泥炭層中から発見された1843年の津波堆積物, 第四紀研究, **39**, 451-460.
- 西村裕一・中村有吾・V.M. Kaistrenko・A.Y. Iliev. (2009) : 南千島(北方四島), 国後島および色丹島におけるテフラと津波堆積物, 月刊地球, **31**, 311-320.
- Nishizawa, A., K. Kaneda, N. Watanabe and M. Oikawa (2009) : Seismic structure of the subducting seamounts: Erimo Seamount and Daiichi-Kashima Seamount, northern and southern ends of the Japan Trench, *Earth, Planets and Space*, **61**, e5-e8.
- Noda, A., T. Tsujino, R. Furukawa and N. Yoshimoto (2004) : Character, provenance and recurrence intervals of Holocene turbidites in the Kushiro Submarine Canyon, eastern Hokkaido forearc, Japan, *The Memoirs of the Geological Society of Japan*, **58**, 123-135.
- Noda, A., T. Tsujino, Y. Kanai, R. Furukawa and J. Uchida (2008) : Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites, *Marine Geology*, **254**, 73-90.
- Nodu, A. and K. Irikura (2008) : Strong-motion generation areas of a great subduction-zone earthquake: waveform inversion with empirical green's functions for the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 180-197.
- Nomura, S., Y. Ogata, F. Komaki and S. Toda (2011) : Bayesian forecasting of recurrent earthquakes and predictive performance for a small sample size, *Journal of Geophysical Research*, **116**, B04315, doi:10.1029/2010JB007917.
- 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, **26**, 191pp.
- Okamura, Y., T. Tsujino, K. Arai, T. Sasaki, K. Satake and M. Joshima (2008) : Fore arc structure and plate boundary earthquake sources along the southwestern Kuril subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, **113**, B06305, doi:10.1029/2007JB005246.
- 岡村行信・行谷佑一(2011) : 17世紀に発生した千島海溝の連動型地震の再検討, 活断層・古地震研究報告, **11**, 15-20.
- 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 and Space*, **56**, 675-680.
- Romano, F., A. Piatanesi, S. Lorito and K. Hirata (2010) : Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki Mw 8.1 earthquake from joint inversion of tsunami waveforms and geodetic data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**, B11313, doi:10.1029/2009JB006665.
- Ruff, L. and H. Kanamori (1980) : Seismicity and the subduction process, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **23**, 240-252.
- Sandwell, D. T., R. D. Müller, W. H. F. Smith, E. Garcia and R. Francis (2014) : New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, *Science*, **346(6205)**, 65-67, doi:10.1126/science.1258213.
- 佐竹健治・七山 太・山木 滋(2003) : 17世紀に北海道東部で発生した異常な津波の波源モデル, 活断層・古地震研究報告, **3**, 315-362.

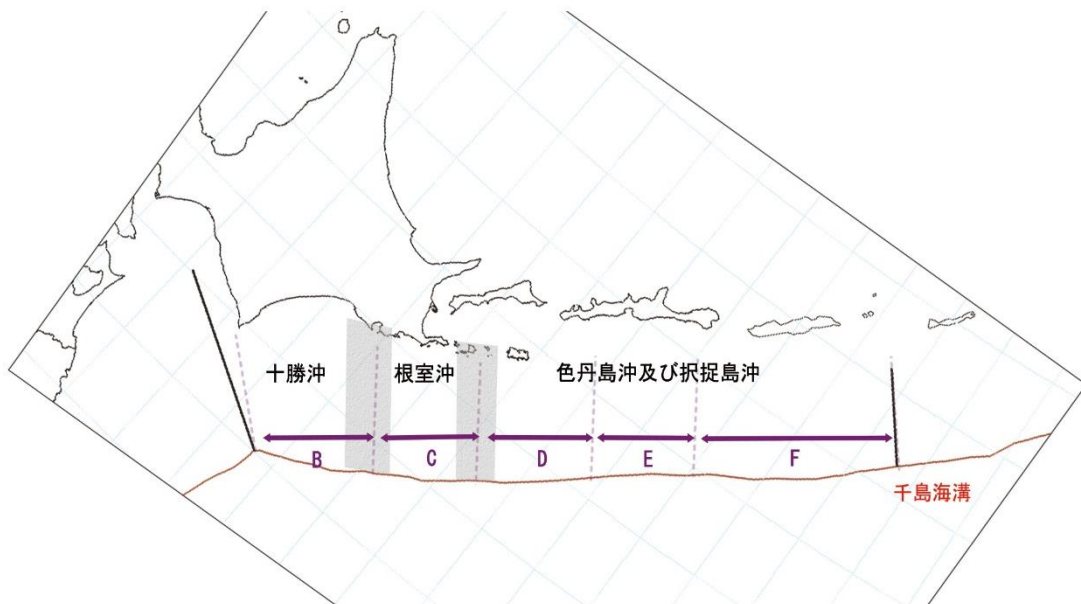
- Satake, K. (2004) : Detection of Kuril Subduction-Zone Earthquakes from Remote Historic Records in Honshu, Japan, between 1656 and 1867, *Annals of Geophysics*, **47(2-3)**, 369-378.
- 佐竹健治 (2017) : 17 世紀に千島・日本海溝で発生した巨大地震, 東京大学地震研究所彙報, **92**, 31-47.
- 佐竹健治・山木滋 (2005) : 19~21 世紀の十勝沖・根室沖地震の波源域 (総特集 2003 年十勝沖地震) -- (5 章 津波), 月刊地球号外, **49**, 168-172.
- Satake, K., F. Nanayama, S. Yamaki, Y. Tanioka and K. Hirata (2005) : Variability Among Tsunami Sources in the 17th-21st Centuries Along the Southern Kuril Trench, In *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, edited by K. Satake, 157-170, Springer Netherlands.
- Satake, K., K. Hirata, S. Yamaki and Y. Tanioka (2006) : Re-estimation of tsunami source of the 1952 Tokachi-oki earthquake, *Earth, Planets and Space*, **58(5)**, 535-542.
- Satake, K., F. Nanayama, and S. Yamaki (2008) : Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench, *Earth, Planets and Space*, **60(9)**, 925-935
- Sawai, Y., K. Satake, T. Kamataki, H. Nasu, M. Shishikura, B.F. Atwater, B.P. Horton, H. Kelsey, T. Nagumo and M. Yamaguchi (2004) : Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone, *Science*, **306(5703)**, 1918-1920, doi:10.1126/science.1104895.
- Sawai, Y., T. Kamataki, M. Shishikura, H. Nasu, Y. Okamura, K. Satake, K. H. Thomson, D. Matsumoto, Y. Fujii, J. Komatsubara and T. T. Aung (2009) : Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01319, doi:10.1029/2007JB005503.
- 佐鯉央教・松山輝雄・平山達也・山崎一郎・山本剛靖・一柳昌義・高橋浩晃 (2012) : 釧路沖の中規模繰り返し地震活動, 地震第 2 輯, **65**, 151-161.
- 札幌管区气象台・仙台管区气象台 (1970) : 1969 年 8 月 12 日の北海道東方沖の地震調査報告, 驗震時報, **35**, 15-35.
- 札幌管区气象台 (2000) : 北海道の地震活動 (第 2 版), II-13・14.
- Scholz, C. H. and J. Campos (2012) : The seismic coupling of subduction zones revisited, *Journal of Geophysical Research*, **117**, B05310, doi:10.1029/2011JB009003
- Schwartz, S. Y. and L. J. Ruff (1985) : The 1968 Tokachi - Oki and the 1969 Kurile Islands earthquakes: Variability in the rupture process, *Journal of Geophysical Research*, **90(B10)**, 8613-8626, doi:10.1029/JB090iB10p08613.
- 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, doi:10.1029/1999JB900226.

- 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, 駿震時報, **39**, 33-39.
- Sella, G. F., T. H. Dixon and A. Mao (2002) : REVEL: A model for recent plate velocities for space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, **107(B4)**, doi:10.1029/2000JB00003.
- 瀬野徹三 (1995) : プレートテクトニクスの基礎, 朝倉書店, 1995, 190pp.
- 嶋村清 (2008) : 改訂「日本列島海底谷系図」－海底谷の地形的特徴と問題点－, 地質学雑誌, **114(11)**, 560-576.
- 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.
- 震災予防調査会 (1895) : 震災予防調査会和文報告, **3号**.
- 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. Uehira, H. Shiobara and H. Shimizu (2004) : Aftershock observation of the 2003 Tokachi-oki earthquake by using dense ocean bottom seismometer network. *Earth, planets and space*, **56(3)**, 295-300.
- 宍倉正展・藤原 治・澤井祐紀・藤野滋弘・行谷佑一 (2009) : 沿岸の地形・地質調査から連動型巨大地震を予測する, 地質ニュース, **663**, 23-28.
- Solov'ev, S. L. (1972) : Method of predicting tsunami, *Academiya Nauk, Moscow*, 72-81 (in Russian) .
- Solov'ev, S. L. (1978) : Basic data of tsunamis in the Pacific coast of USSR, 1737-1976, *Academiya Nauk, Moscow*, 61-136 (in Russian) .
- Spence, W. (1987) : Slab pull and the seismotectonics of subducting lithosphere, *Reviews of Geophysics*, **25(1)**, 55-69.
- Steblov, G. M., N. F. Vasilenko, A. S. Prytkov, D. I. Frolov and T. A. Grekova (2010) : Dynamics of the Kuril-Kamchatka subduction zone from GPS data, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **46(5)**, 440-445, doi:10.1134/S1069351310050095.
- Sugiyama, Y. (2004) : Asperities and multi-segment ruptures in subduction zones and inland active fault systems, *Proceedings of International Conference in Commemoration of 5th Anniversary of the 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan*, 1-9.
- Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato and K. Tachibana (2006) : Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, *Journal of Geophysical Research*, **111**, B04402, doi:10.1029/2004JB003203.
- 鈴木貞臣・杉本宏一 (1976) : 1975 年 6 月北海道東方沖地震の観測, 北海道大学地球物理学研究報告, **35**, 75-81, doi : 10.14943/gbhu.35.75.
- 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/data/H160331TokachiJishin.pdf>) .
- 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.
- 高橋浩晃 (2006) : 北海道で発生した津波地震－1975 年北海道東方沖地震: 再訪－, 北海道大学地球物理学研究報告, **69**, 207-220.

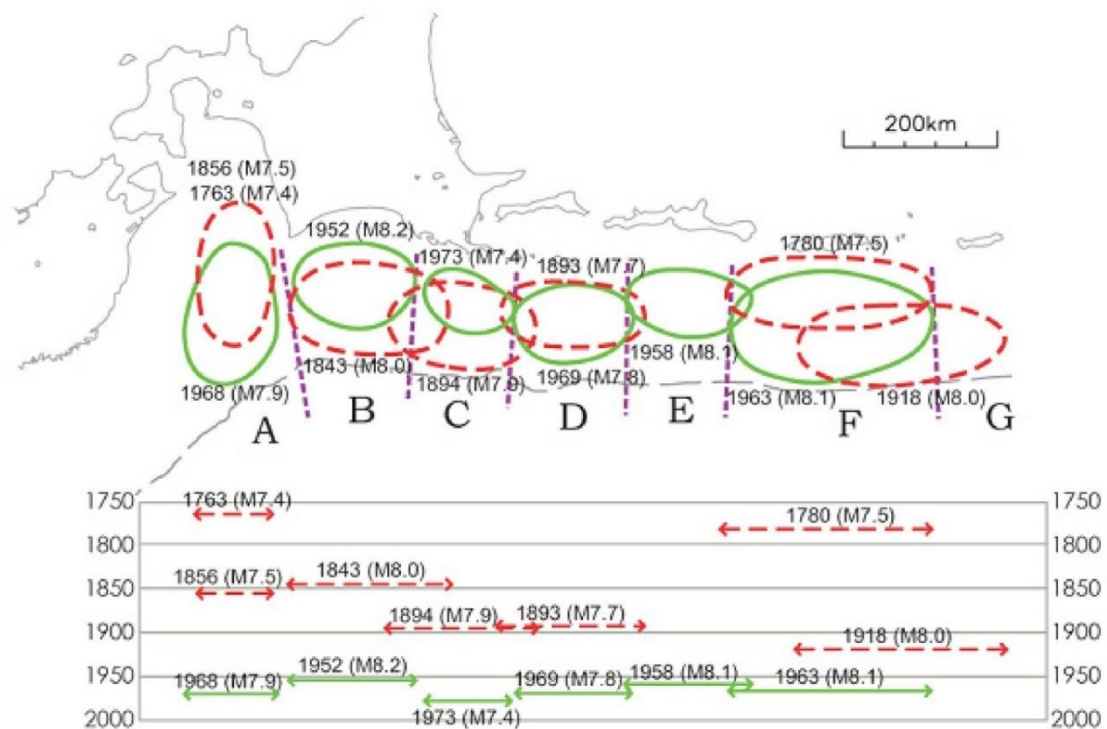
- 高清水康博 (2013) : 北海道の津波堆積物研究の現状と課題: 17 世紀巨大津波による堆積物の研究を中心に, *地質学雑誌*, **119(9)**, 599-612.
- 高田圭太・宍倉正展・今井健太郎・蝦名裕一・後藤和久・越谷信・山本英和・五十嵐厚夫・市原季彦・木下博久・池田哲哉・岩手県県土整備部河川課 (2016) : 岩手県沿岸における津波堆積物の分布とその年代, *活断層・古地震研究報告*, **16**, 1-52.
- 溜渕功史・中村雅基・山田安之 (2014) : 全国を対象とした客観的な相似地震の検出, *気象研究所技術報告*, **72**, 5-16.
- Tanigawa, K., Y. Sawai, M. Shishikura, Y. Namegaya, and D. Matsumoto (2014) : Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, northern Japan, *Journal of Quaternary Science*, **29-2**, 200-208, doi:10.1002/jqs.2690.
- 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 and 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 and Space*, **56**, 373-376.
- Tanioka, Y., K. Satake, and K. Hirata (2007) : Recurrence of recent large earthquakes along the southernmost Kurile - Kamchatka subduction zone, In *Volcanism and subduction: the Kamchatka region*, edited by J. Eichelberger et al., 145-152, American Geophysical Union, Washington, D.C., doi: 10.1029/172GM13.
- 辻野匠 (2010) : 北海道十勝沖前弧海盆東縁を流下する釧路海底谷上流域の「しんかい 6500」による潜航調査, *地質調査研究報告*, **61(3/4)**, 125-136.
- Tsumura, N., H. Ikawa, T. Ikawa, M. Shinohara, T. Ito, K. Arita, T. Moriya, G. Kimura, and T. Ikawa (1999) : Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, central Hokkaido, Japan inferred from seismic reflection profiling, *Geophysical Research Letters*, **26(8)**, 1057-1060.
- 鶴哲郎・伊藤亜紀・木戸ゆかり・樋泉昌之・金田義行・「かいれい」KR03-14 乗船研究者 (2004) : 「かいれい」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.
- Tsuru, T., J.-O. Park, Y. Kido, A. Ito, Y. Kaneda, T. Yamada, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2005) : Did expanded porous patches guide rupture propagation in 2003 Tokachi-oki earthquake?, *Geophysical Research Letters*, **32(20)**, L20310, doi:10.1029/2005GL023753.
- 都司嘉宣・上田和枝 (1995) : 慶長 16 年 (1611), 延宝 5 年 (1677), 宝暦 12 年 (1763), 寛政 5 年 (1793), および安政 3 年 (1856) の各三陸地震津波の検証, *歴史地震*, **11**, 75-106.
- 都司嘉宣・堀江岳人・野々山浩介・今村文彦 (2013) : 北海道釧路地方における歴史津波の浸水記録および浸水高分布とその信頼度, *津波工学研究報告*, **30**, 159-171.

- 都司嘉宣・橋本佳祐・堀江岳人・佐々木崇之・松岡祐也・佐藤雅美・芳賀弥生・今村文彦 (2014) : 天保 14 年 3 月 26 日 (1843-IV-25) 根室沖地震の津波高分布, 津波工学研究報告, **31**, 277-292.
- 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, **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.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) : 日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会, 694pp.
- 宇津徳治 (1968) : 北海道およびその周辺の地震活動. 北海道大学地球物理学研究報告, **20**, 51-75.
- 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, 278pp.
- 宇津徳治・嶋悦三・吉井敏尅・山科健一郎 (1995) : 地震の辞典, 朝倉書店, 568pp.
- 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.
- Wei, D and T. Seno (1998): Determination of the Amurian plate motion, Mantle Dynamics and Plate Interactions, In East Asia. Geodynamycs Series, edited by M. Flower et al., **27**, 337-346, American Geophysical Union, Washington D.C..
- 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*, *Journal of Geophysical Research*, **108**, 2507, doi:10.1029/2002JB002072, B10.
- 渡辺偉夫 (1998) : 日本被害津波総覧 (第 2 版), 東京大学出版会, 238pp.
- 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 and 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 and Space*, **55**, e21-e24.
- Yamanaka, Y., K. Motoki, K. Etoh, M. Murayama, and N. Komaba (2004) : Observation of aftershocks of the 2003 Tokachi-Oki earthquake for estimation of local site effects, *Earth, Planets and Space*, **56**, 335-340.

- 山中佳子 (2006) : 震源解析による北海道東部アスペリティ分布の特徴 (総特集 いま北海道東部で何が起きているのか?), 月刊地球, **28(7)**, 427-431.
- 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・佐藤壮・荒木英一郎・日野亮太・宇平幸一・塩原肇・清水洋 (2005) : 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, **57(3)**, 281-290.
- Yamazaki, T. and Y. Okamura (1989) : Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, *Tectonophysics*, **160**, 207-229.
- 横田崇・根本信・松末和之・高瀬嗣郎・高田幸司・池田雅也 (2017) : 太平洋プレートのプレートモデルの検討, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SSS13-P04.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子 (1964) : 土佐湾北東岸の海成段丘と地殻変動, 地理学評論, **37**, 627-648.

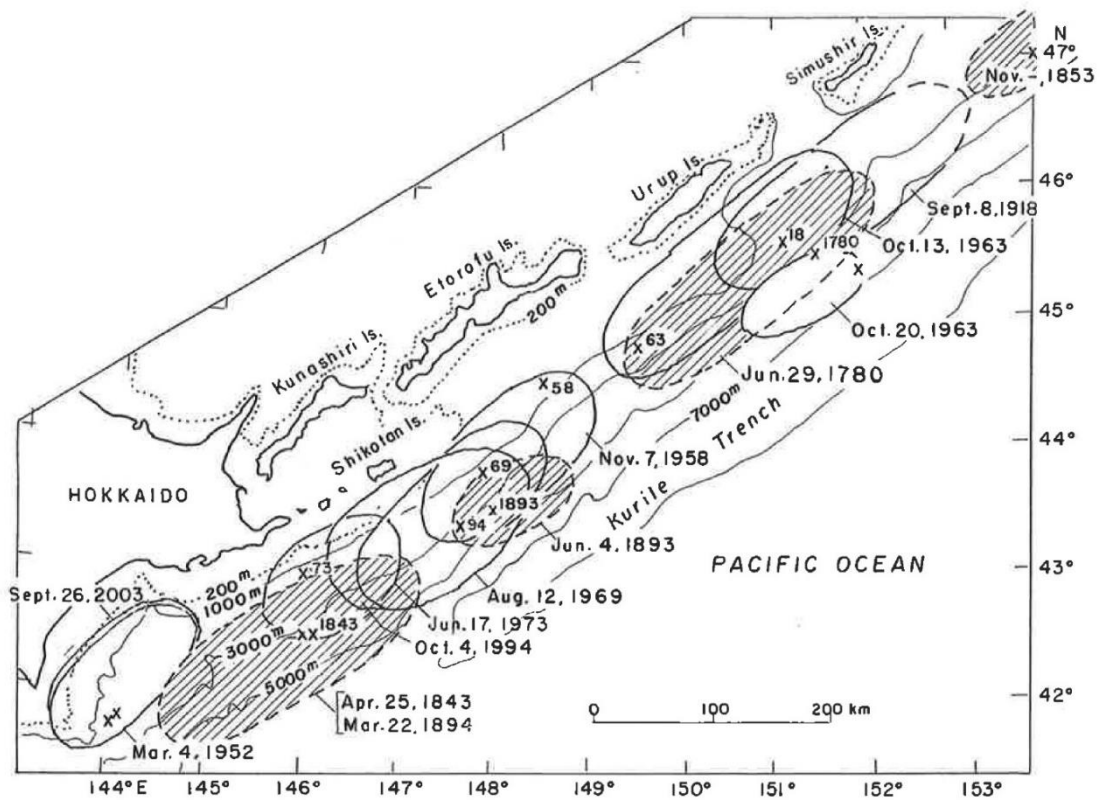


宇津 (1972) の区分け B・C・D・E・F と本評価での区分け
 灰色の部分は境界領域。海溝寄りの領域を分ける線は掲載していない。

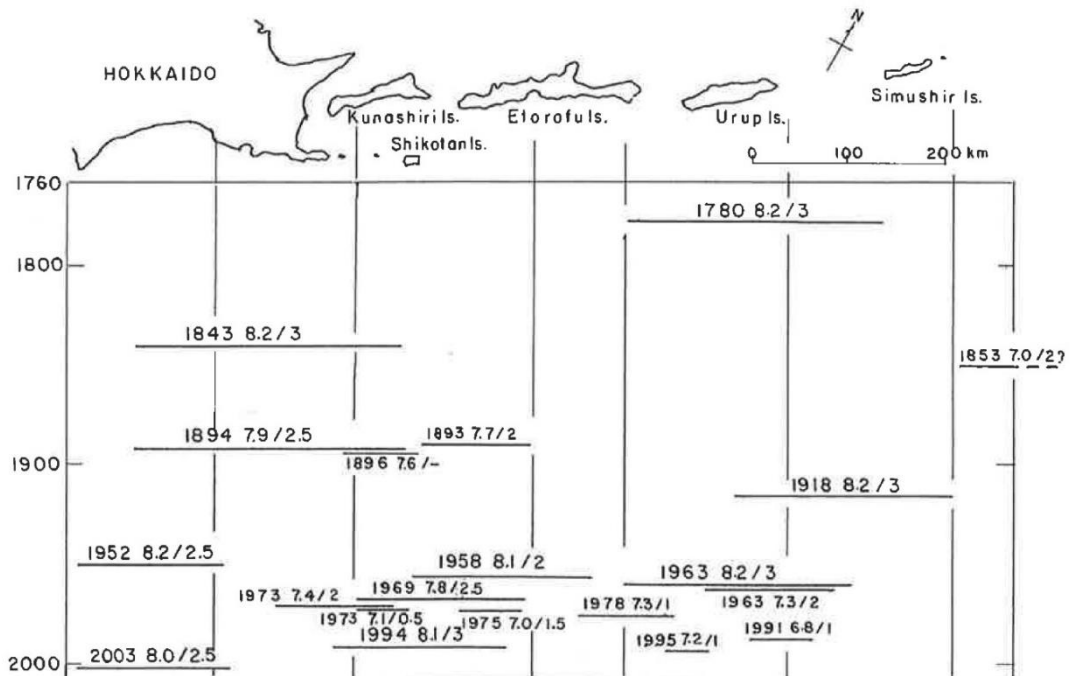


M8 程度のプレート間地震 [Fukao and Furumoto (1979) を基に作成]

図 1-1 地震の系列の同定に関する文献での評価結果等

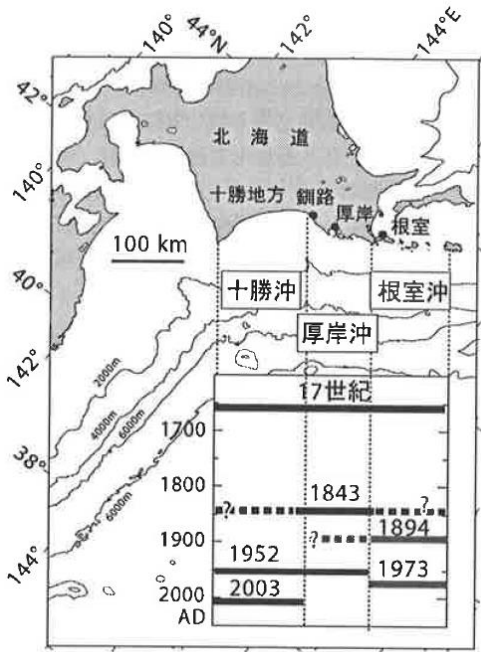


歴史地震と近年の津波の波源域分布（羽鳥，2007）。 $m \geq 2$ の地震を掲載（ m は今村（1949），Iida（1958）による津波マグニチュード（ M_t とは異なる尺度））。

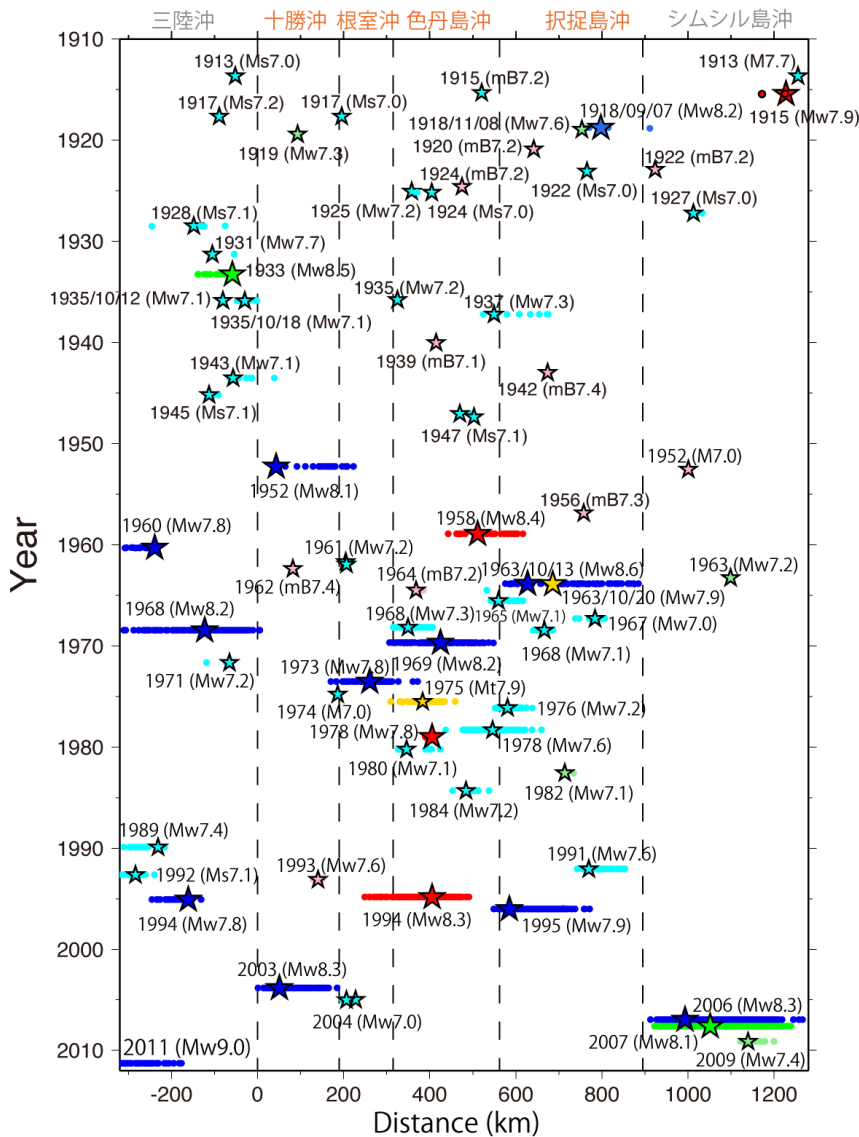


津波波源の時間・空間分布（羽鳥 2007）。発生年、マグニチュード、 m を記載。
” m ” は今村（1949），Iida（1958）による津波マグニチュード（ M_t とは異なる尺度）。

図 1-2 地震の系列の同定に関する文献での評価結果等。



佐竹・山木 (2005) による十勝沖の地震 (1843, 1952, 2003) と根室沖の地震 (1843, 1894, 1973) の津波波源域の時空間分布



1913 年以降の日本海溝北部～千島海溝沿いで発生した M7 以上の地震の時系列 (原田智也氏提供)

青色・水色はプレート間地震
 (水色は M7.8 未満)
 橙色は津波地震
 赤色は沈み込んだプレート内の地震
 黄緑色は海溝軸外側の地震

図 1-3 地震の系列の同定に関する文献での評価結果等

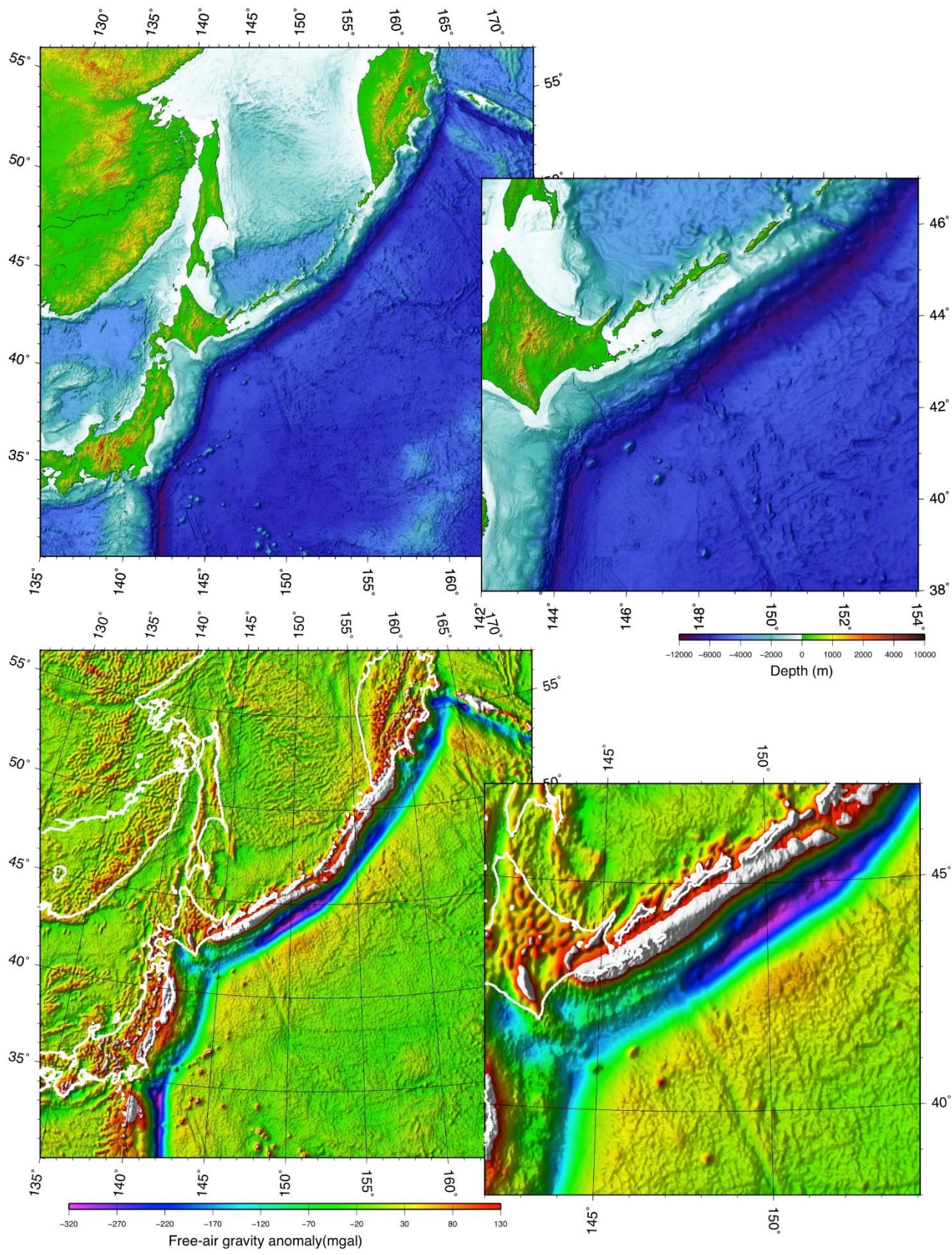


図 2-1 千島・カムチャツカ海溝域の海底地形(上)とフリーエア重力異常図 (Sandwell et al., 2014) (下).

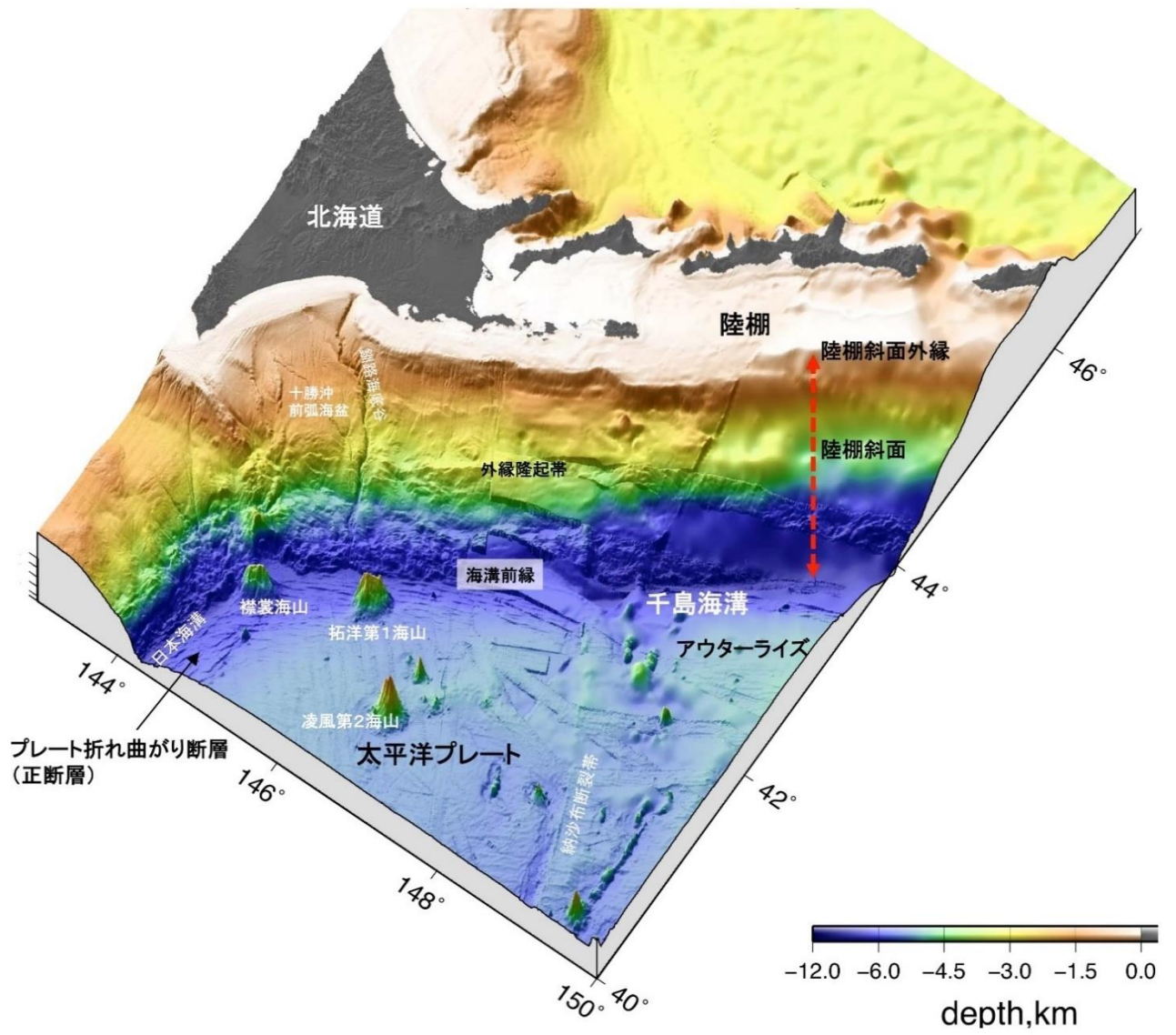


図 2-2 千島海溝南部の海底地形図 (3次元表示).

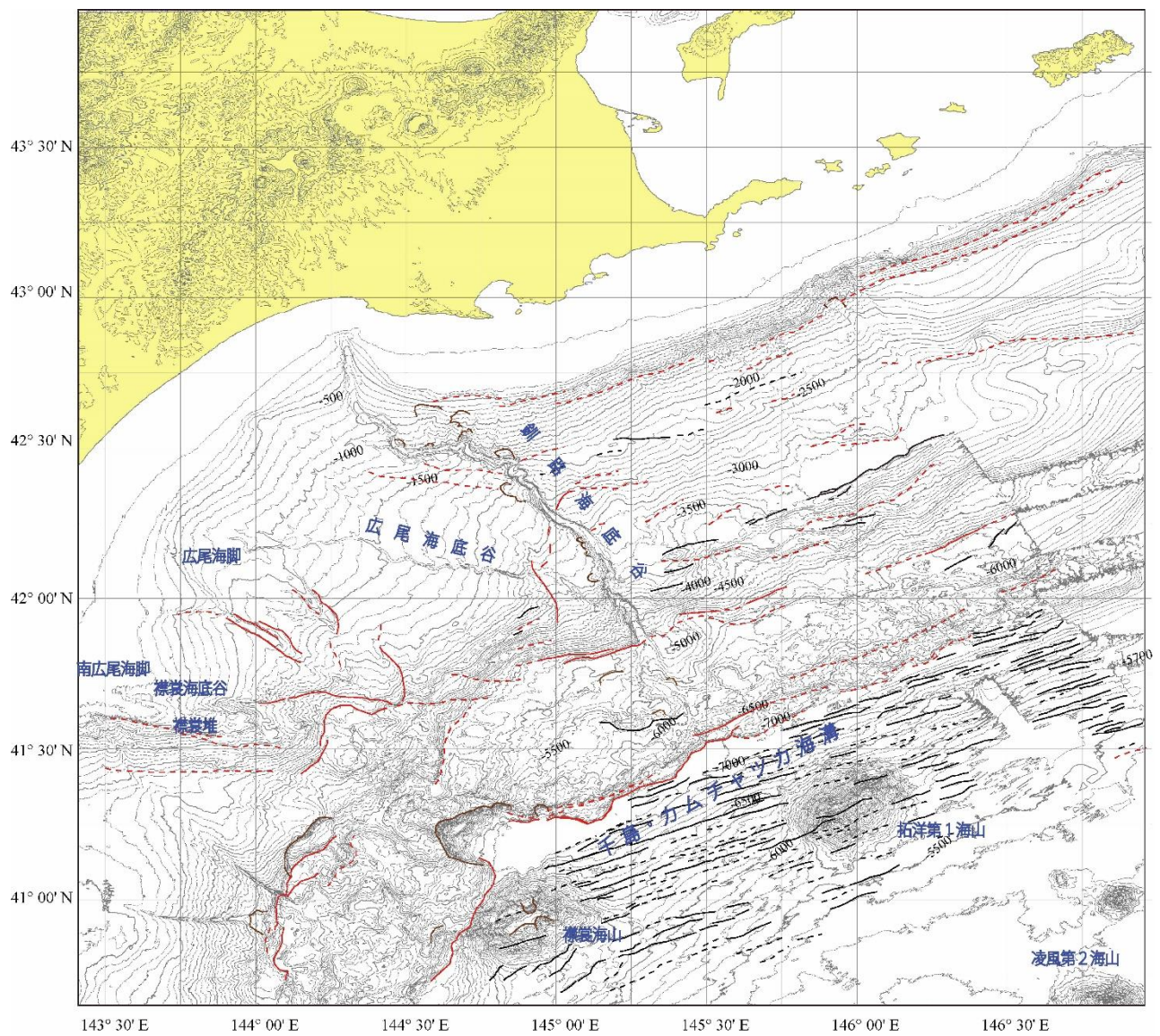


図 2-3 北海道南東沖の海底地形図（等深線間隔：100 m）及び推定された変動地形分布（泉・他，2017 に加筆）．赤：逆断層，黒：正断層，破線：推定断層，茶：大規模な海底地すべり．

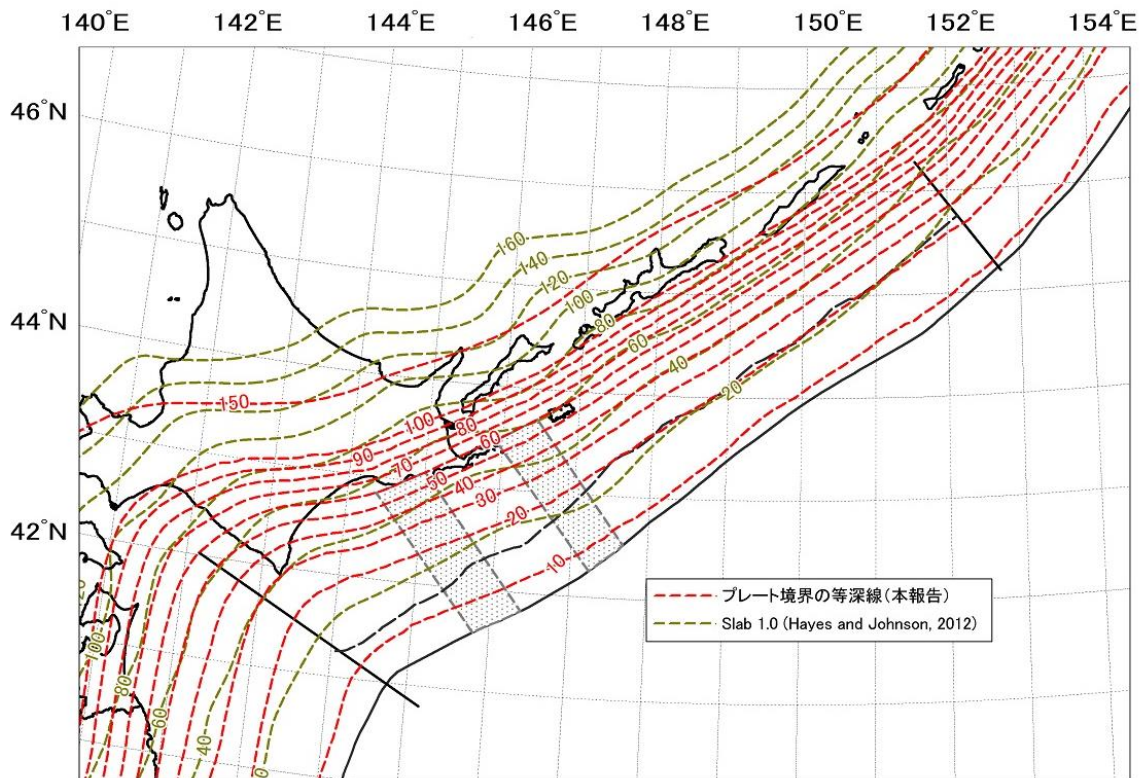
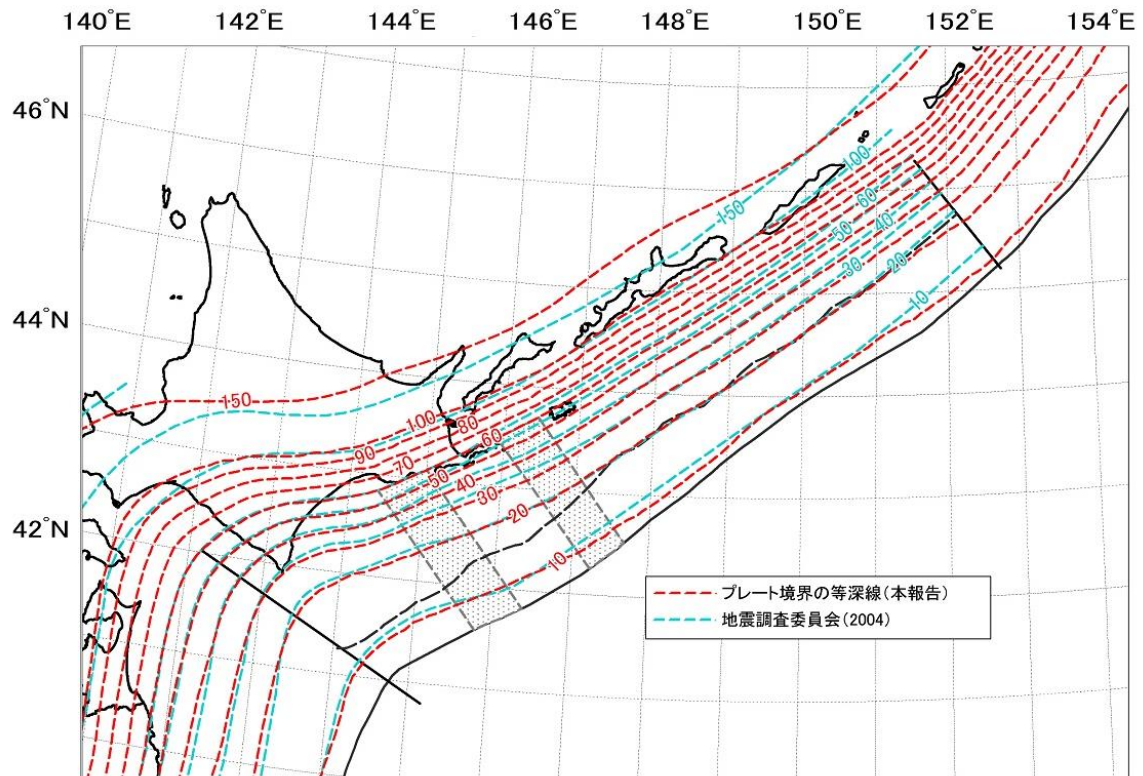


図 2-4-1 プレート境界面の推定等深線図。上：前評価と本報告で用いた横田・他(2017)との対比、
下：Slab1.0 との対比。

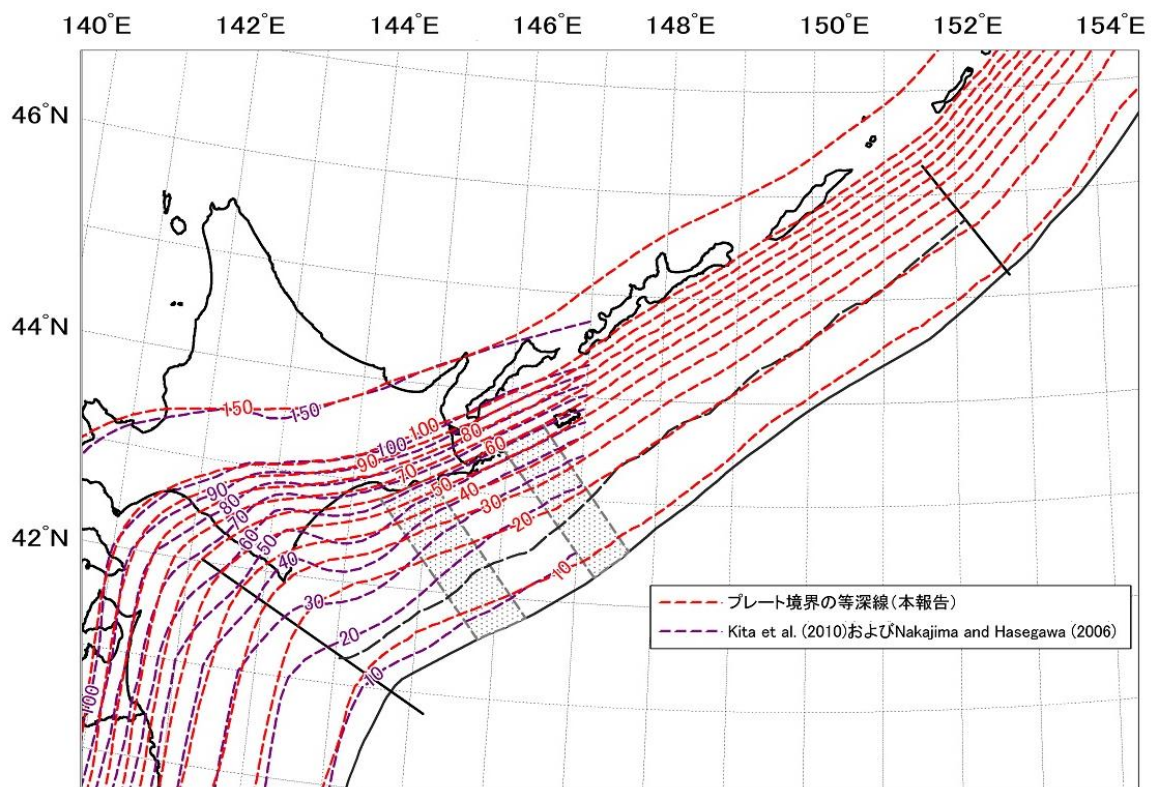
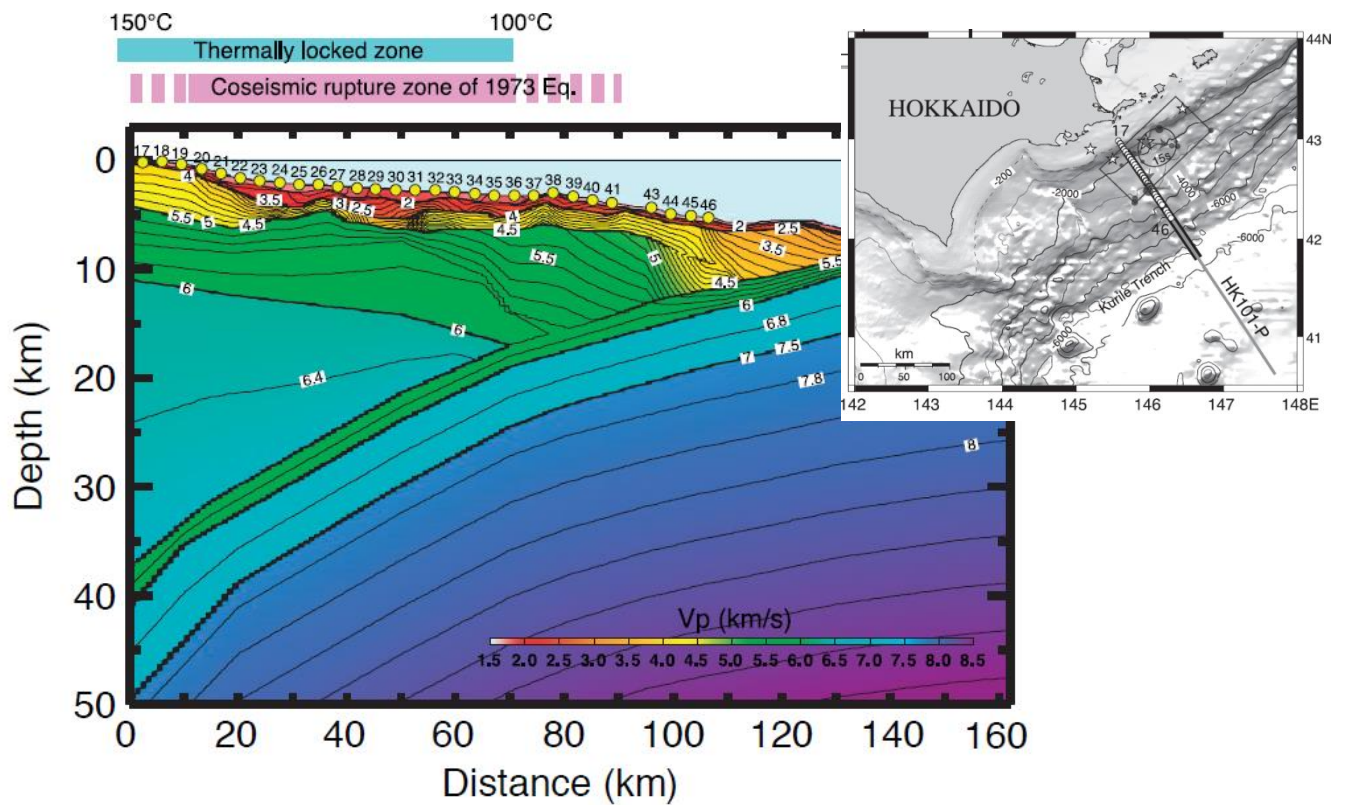
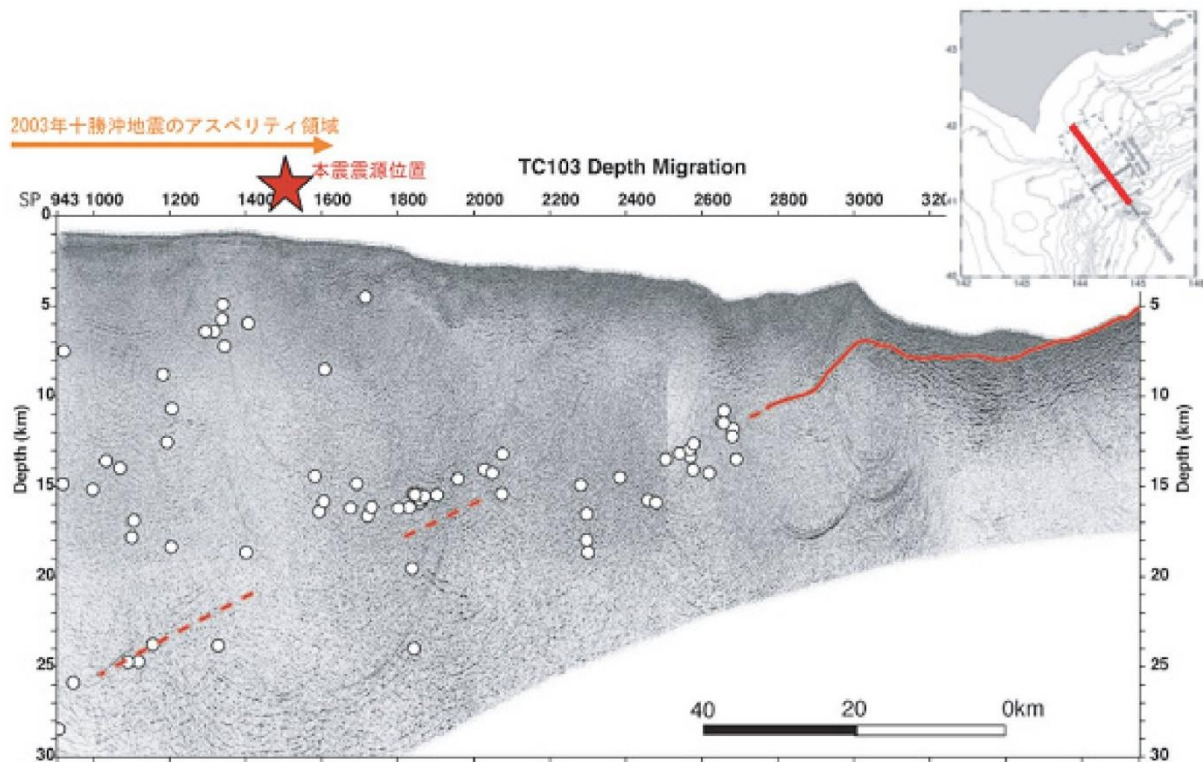


図 2-4-2 プレート境界面の推定等深線図。Kita et al. (2010) 及び Nakajima and Hasegawa (2006) との対比。後者のモデルは色丹島沖までしかない



根室沖で屈折法地震探査断面から推定されたプレート構造モデル (Nakanishi et al., 2004)



(平田 [編], 2004 に加筆, 使用したデータは下記のとおり
 反射断面 (鶴・他, 2004)
 海底地震計による余震分布 [白丸] (山田・他, 2005)
 本震時のアスペリティ位置 (Yamanaka and Kikuchi, 2003))

図 2-5 十勝沖・根室沖での反射法地震探査断面から推定された太平洋プレート上面

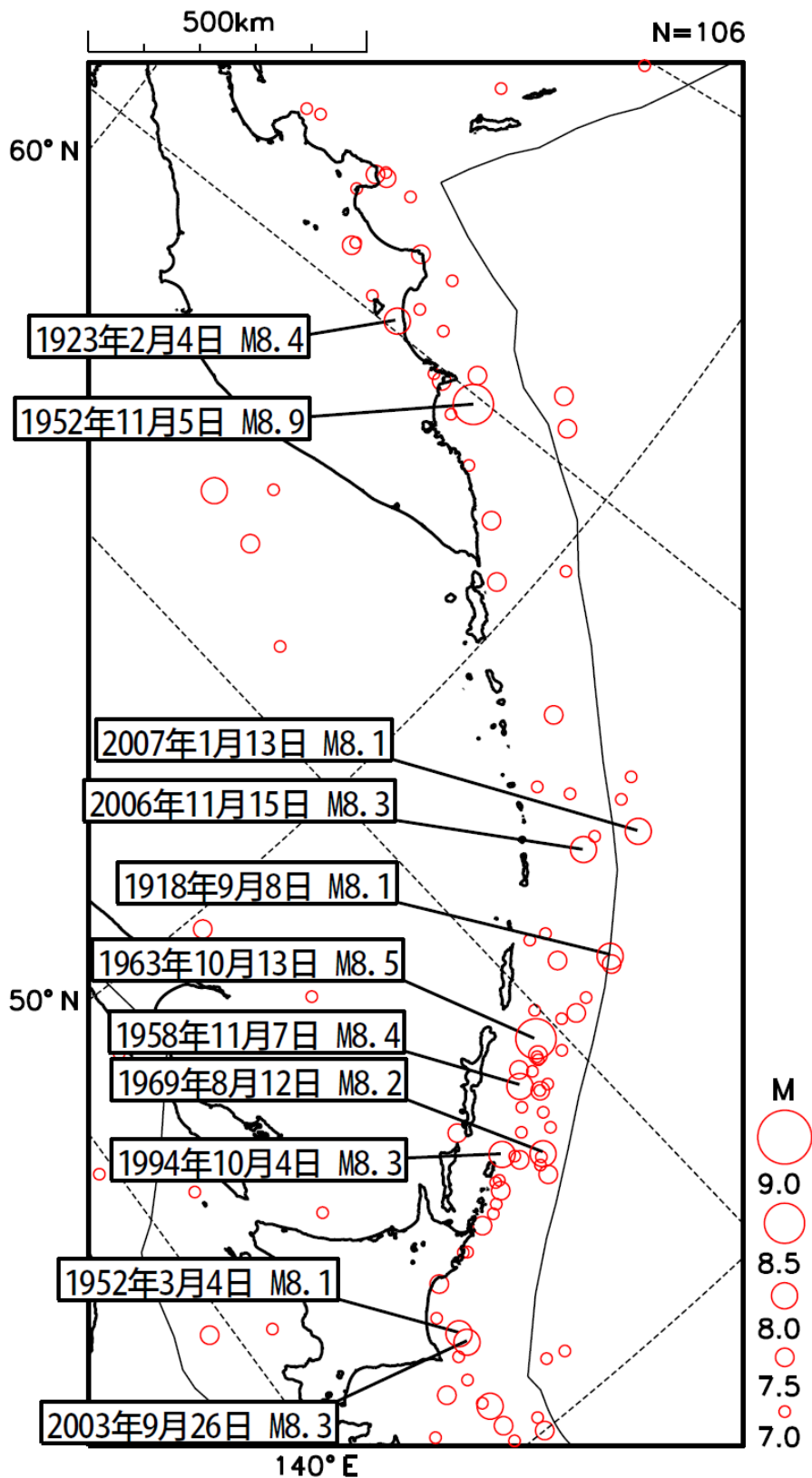


図 3-1 千島・カムチャツカ海溝沿いの地震活動。1900年～2013年、Mw7.0以上の千島海溝沿いの地震活動。震源要素はISC-GEMのカタログ(ver4.0)による。Mw8.0以上の地震に吹き出しを付けた(気象庁作成)。

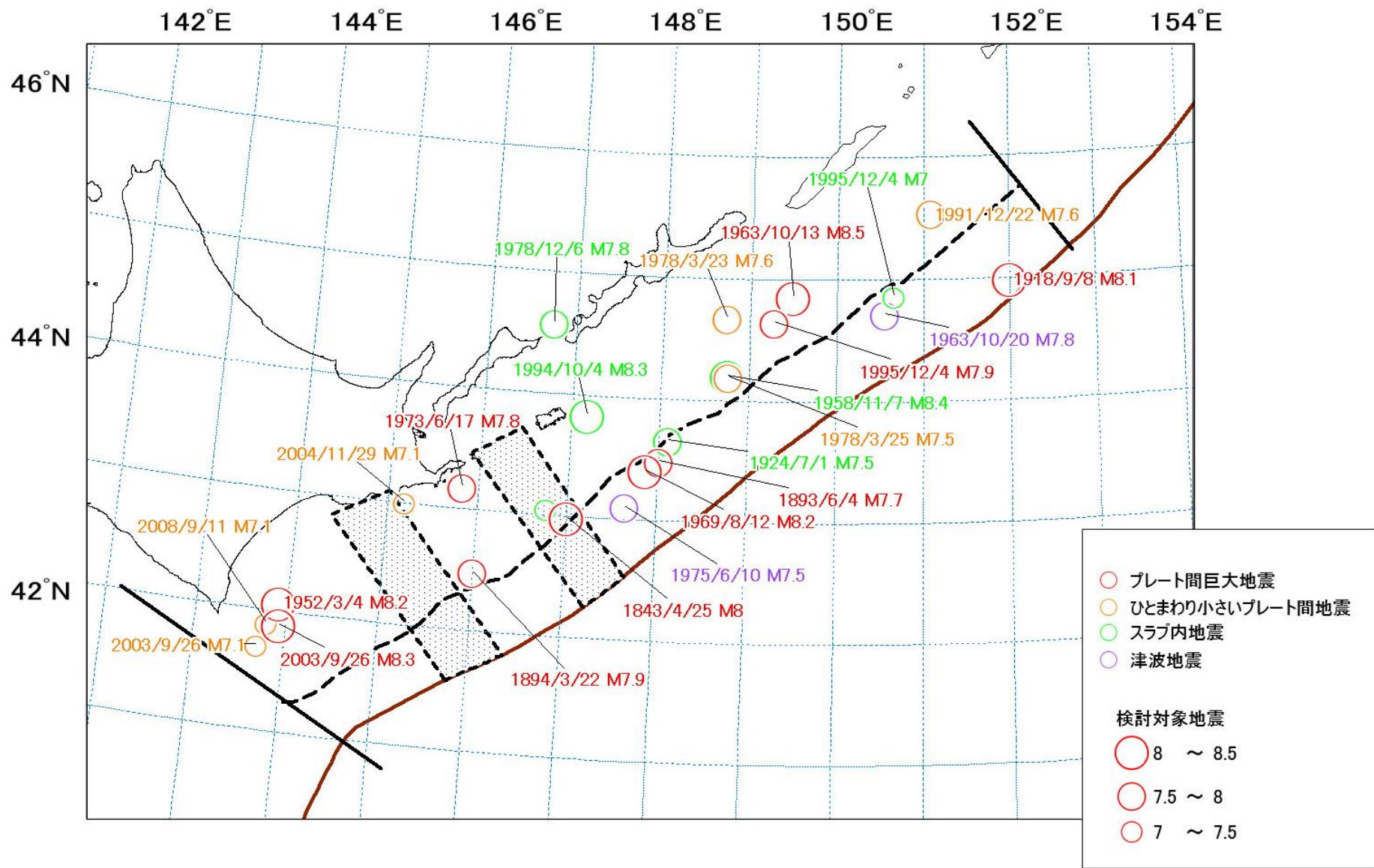
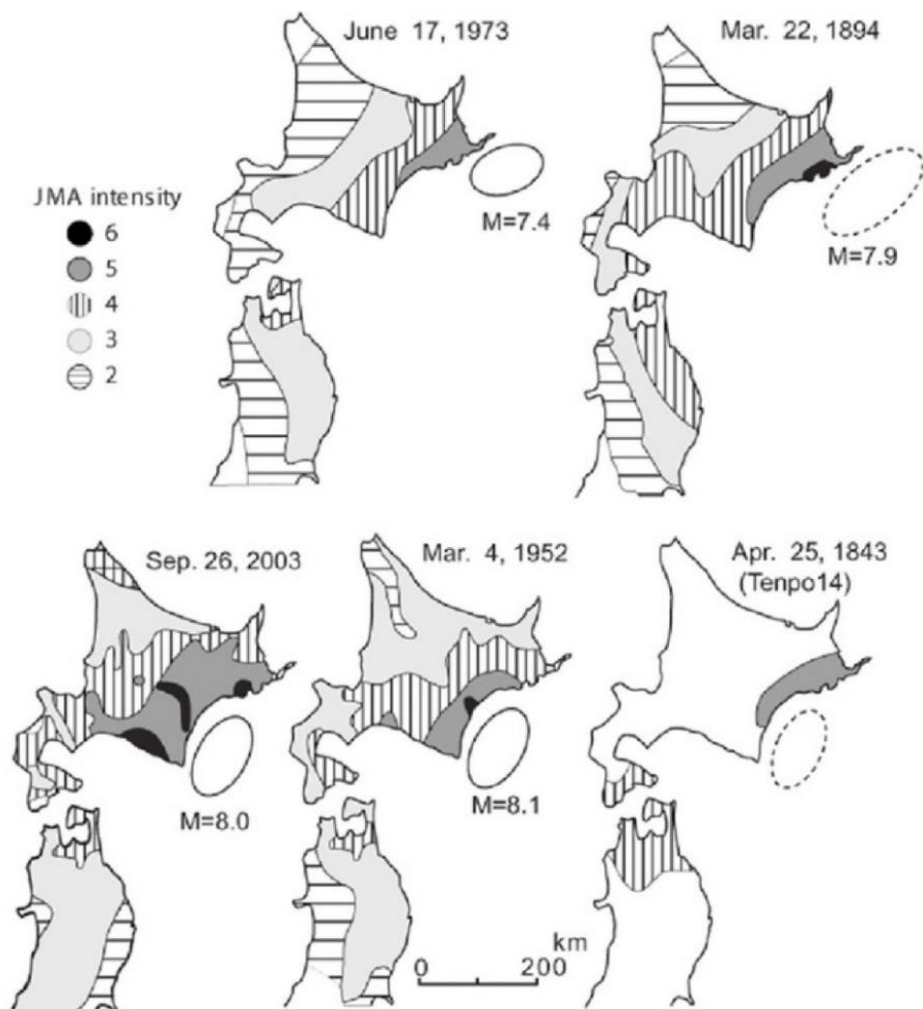
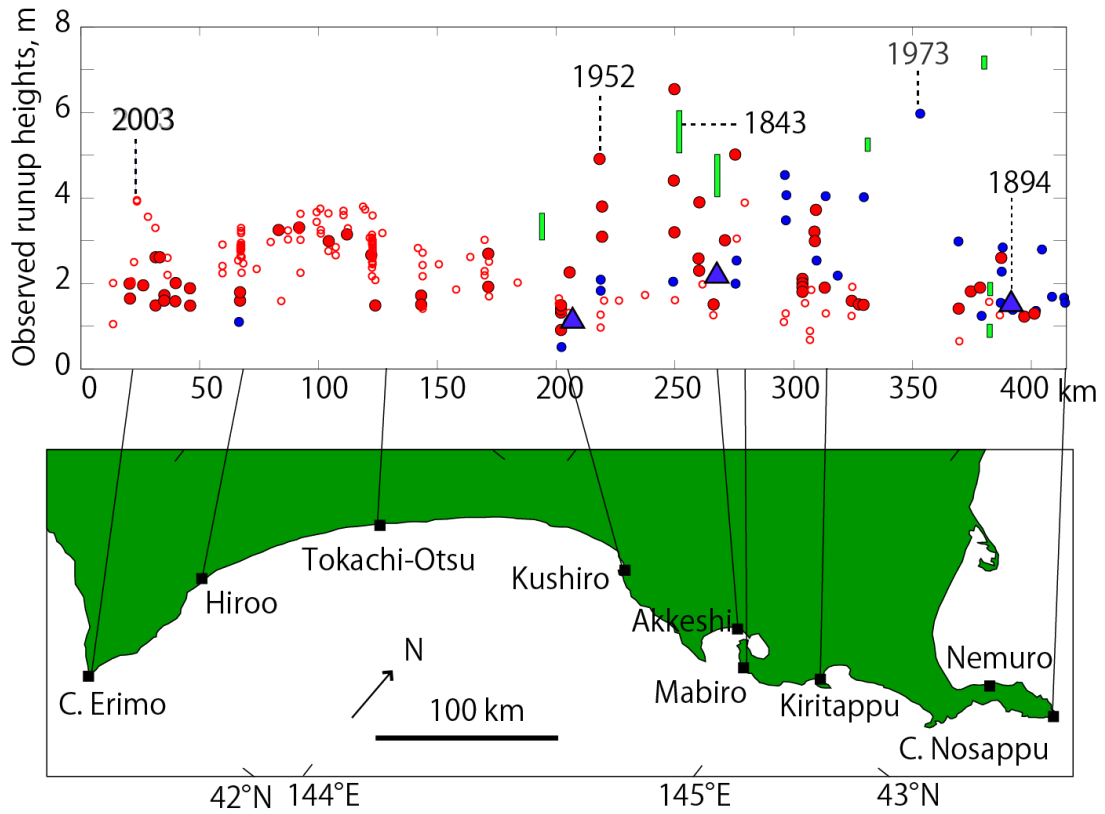


図 3-2 千島海溝沿い（評価対象領域付近）の地震活動。評価対象地震のみを掲載した。そのほかの地震は図 3-1・主文図 4 を参照

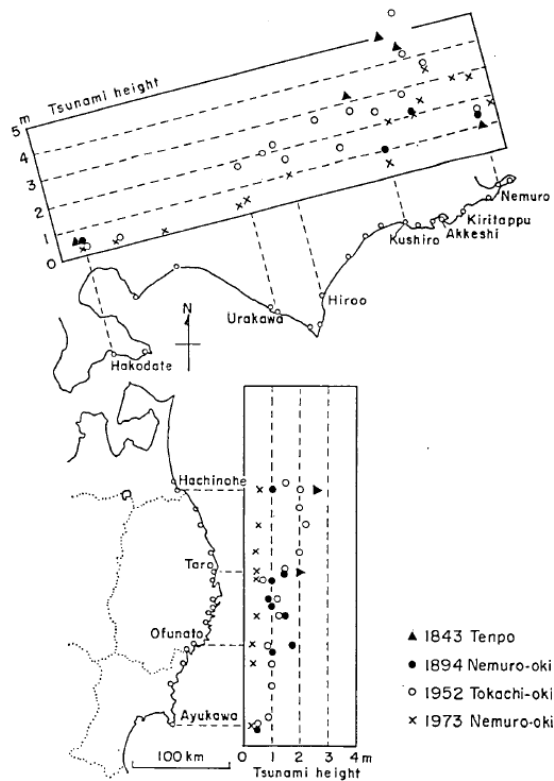


十勝沖の地震（1843，1952，2003）と根室沖の地震（1894，1973）の震度分布（佐竹・山木，2005）

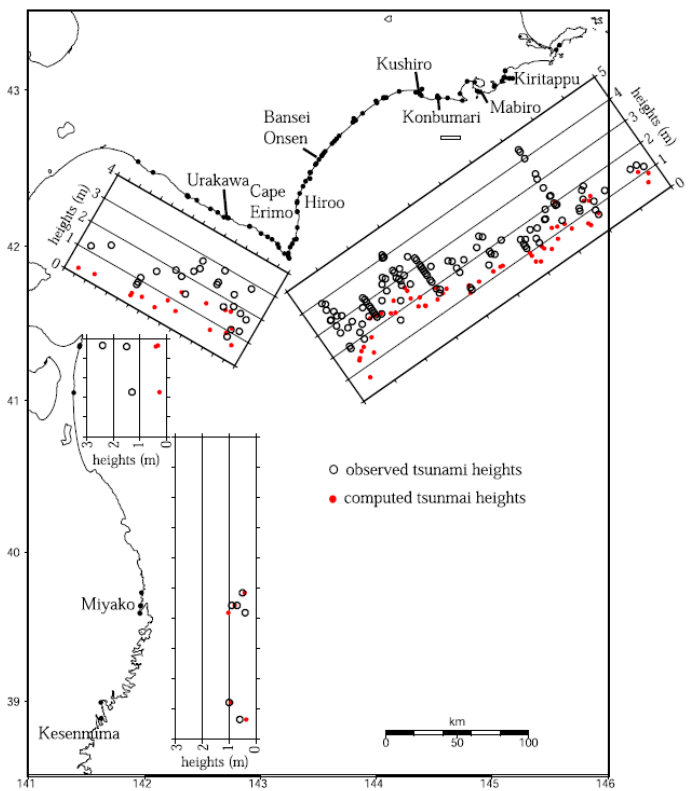
図 3-3 評価対象地震の震度分布・津波高分布（十勝沖・根室沖のプレート間巨大地震）



19-21 世紀の十勝沖・根室沖の津波の高さの分布 (佐竹, 2017)

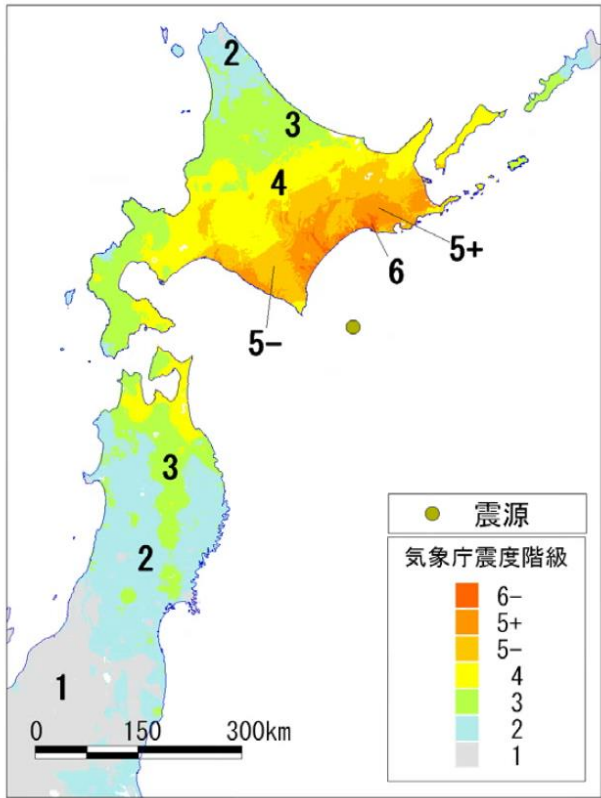


十勝沖・根室沖の地震津波高分布の比較
(平成 15 年十勝沖地震を除く) (羽鳥, 1984)

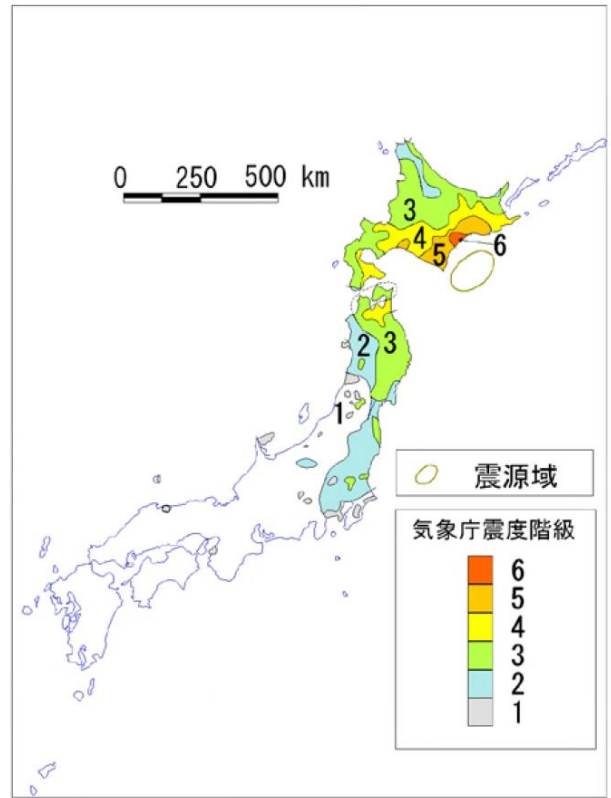


平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の津波の遡上高
(Tanioka et al., 2004a)

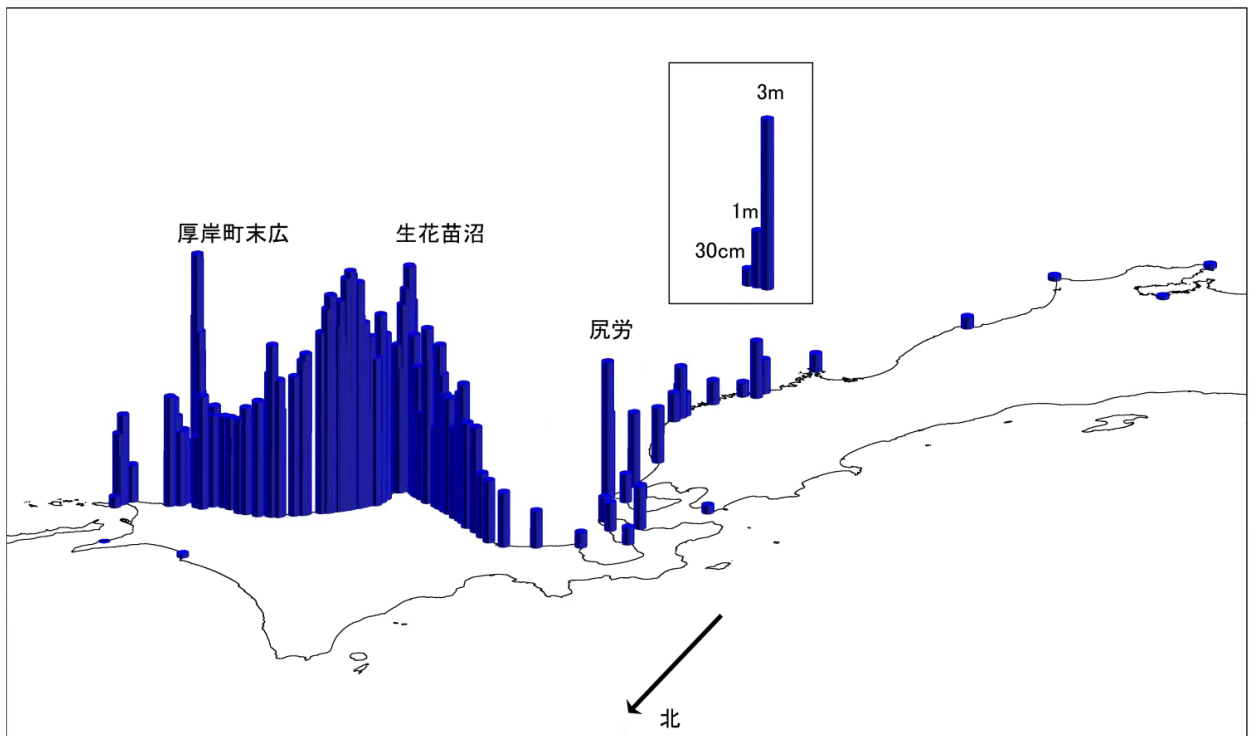
図 3-4 評価対象地震の震度分布・津波高分布 (十勝沖・根室沖のプレート間巨大地震)



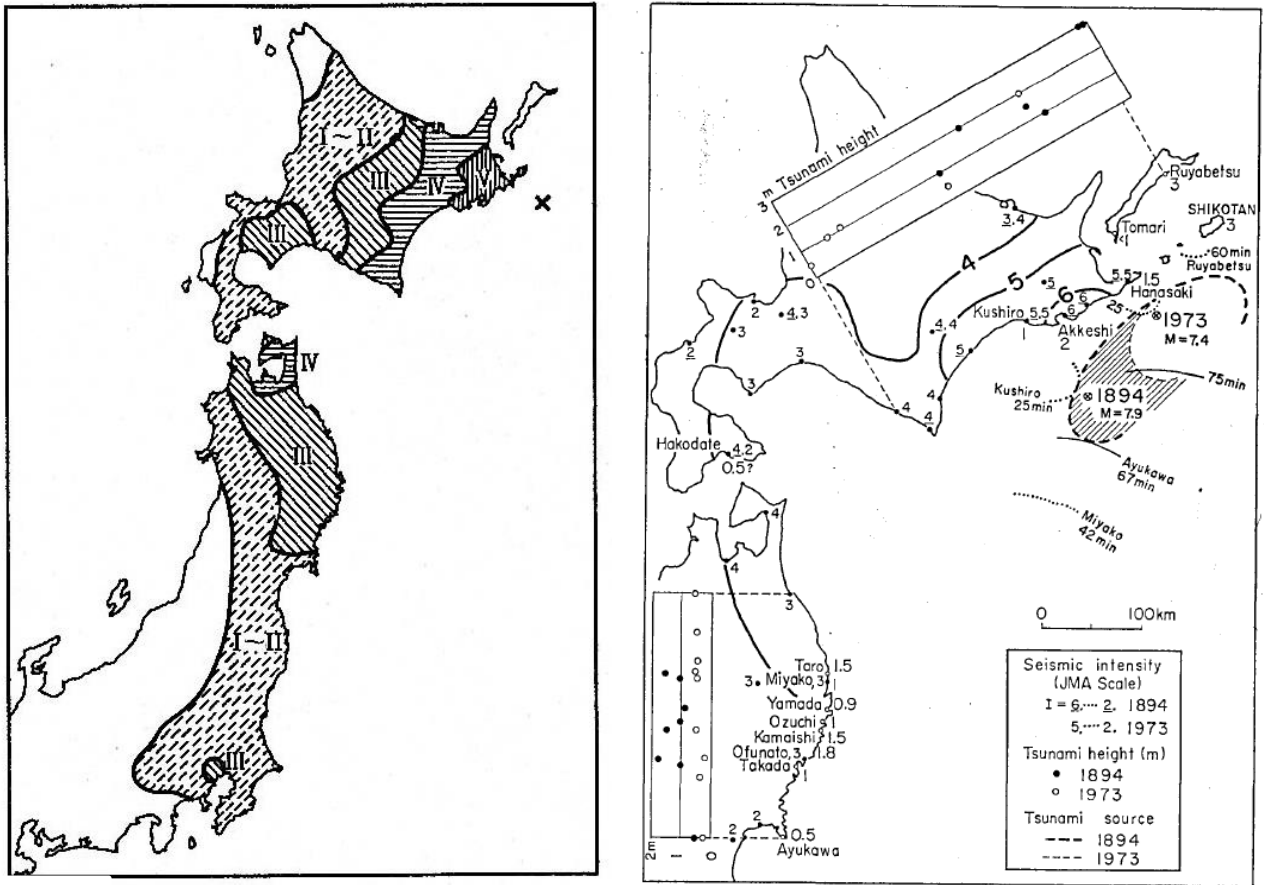
平成 15 年（2003 年）十勝沖地震（M8.0）の推計震度分布図（気象庁データから作成）
（地震調査委員会，2009）



1952 年の十勝沖地震（M8.2）の震度分布図（気象庁，1968 による）
（地震調査委員会，2009）



平成 15 年（2003 年）十勝沖地震（M8.0）の津波高分布（地震調査委員会，2009）
図 3-5 評価対象地震の震度分布・津波高分布（十勝沖のプレート間巨大地震）



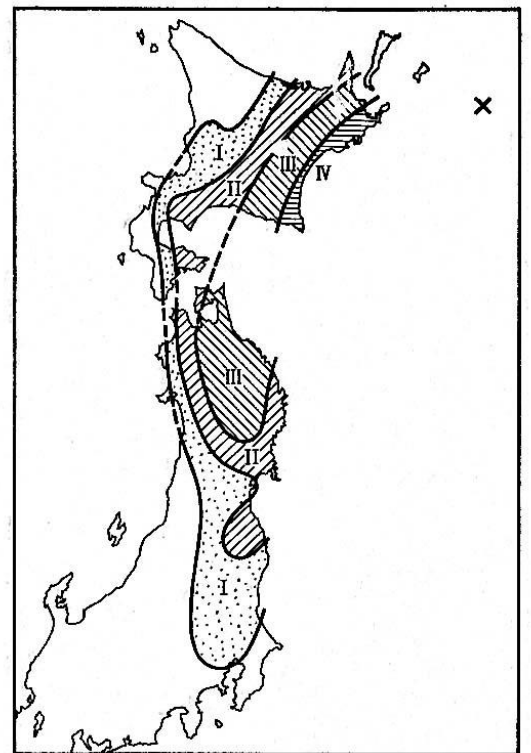
1973年6月17日の根室半島沖地震 (M7.4)

左：震度分布 (気象庁, 1974)、右：津波高分布 (羽鳥, 1974)

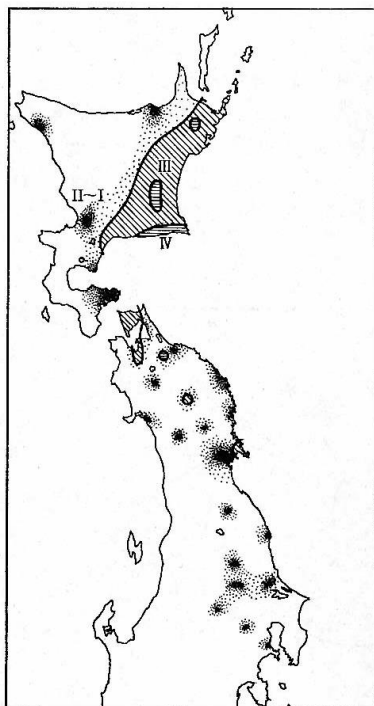
図 3-6 評価対象地震の震度分布・津波高分布 (根室沖のプレート間巨大地震)



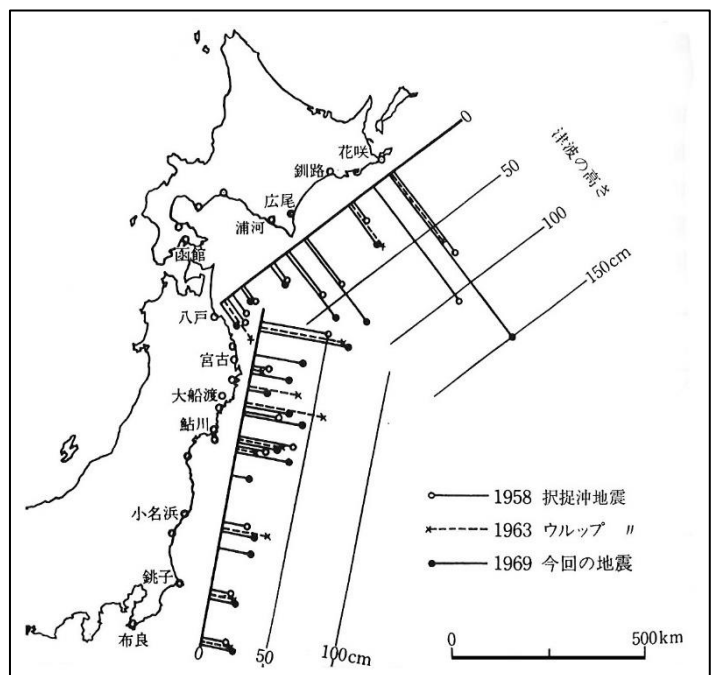
1893年6月4日の色丹島沖(M7.7)の地震(震災予防調査会, 1985) [微震・弱震・強震はそれぞれ現在の震度1, 2~3, 4に相当]



1969年8月12日の色丹島沖の地震(M7.8)の震度分布(札幌管区气象台・仙台管区气象台, 1970) (図は宇佐美・他, 2013)

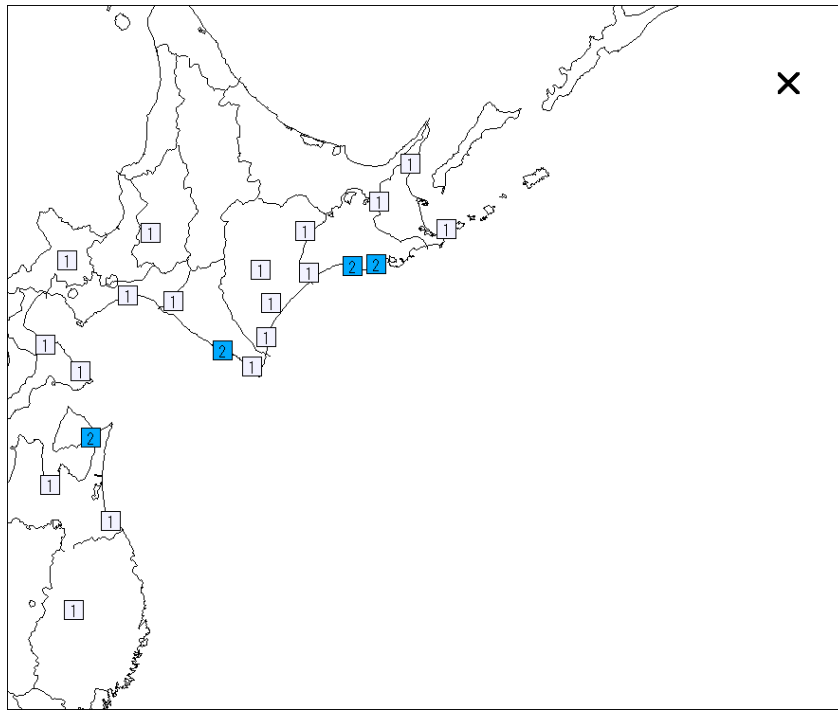


1963年10月13日の択捉島沖の地震(M8.1)の震度分布(気象庁, 1964) (図は宇佐美・他, 2013)



色丹島及び択捉島沖で発生した主な地震の津波高分布(Hatori, 1970) (図は宇佐美・他, 2013)。図中の地震は1958年11月7日の択捉島沖でのプレート内地震(M8.1)、1963年10月13日の択捉島沖の地震(M8.1)、1969年8月12日の色丹島沖の地震(M7.8)。

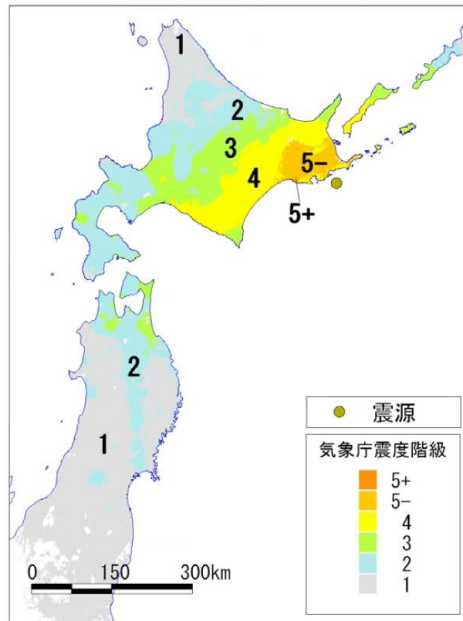
図3-8 評価対象地震の震度分布・津波高分布(色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震)



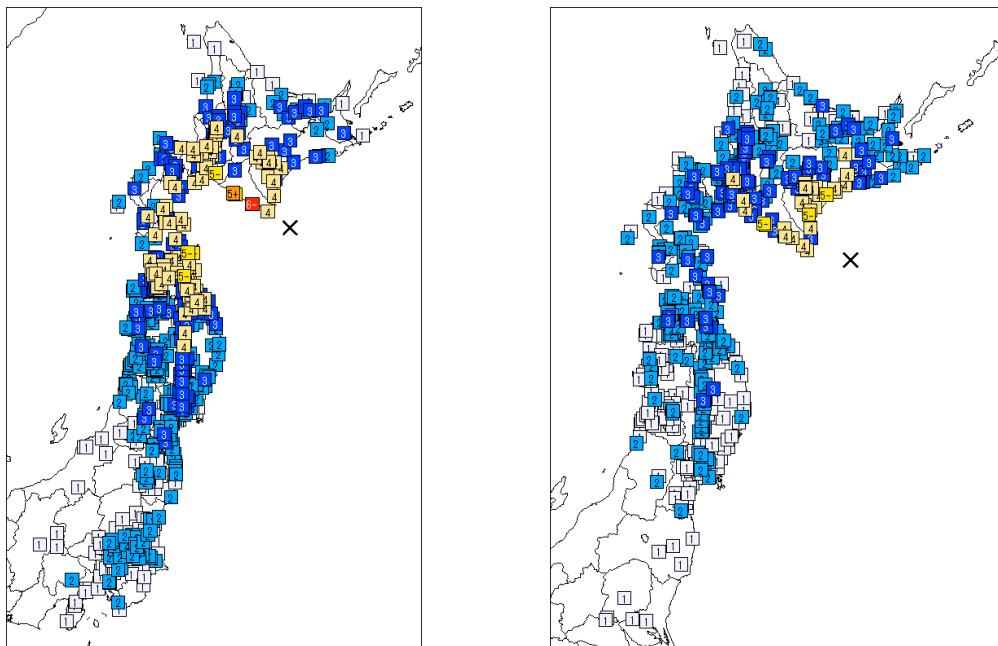
- × 震央
- 7 震度 7 6+ 震度 6 強 6- 震度 6 弱 5+ 震度 5 強 5- 震度 5 弱
- 4 震度 4 3 震度 3 2 震度 2 1 震度 1

1995 年 12 月 4 日の択捉島南東沖 (M7.3) の地震の震度分布 (気象庁)

図 3-9 評価対象地震の震度分布・津波高分布 (色丹島沖及び択捉島沖のプレート間巨大地震)



2004年11月29日の釧路沖の地震（M7.1）の推計震度分布図（気象庁データから作成）（地震調査委員会，2009）



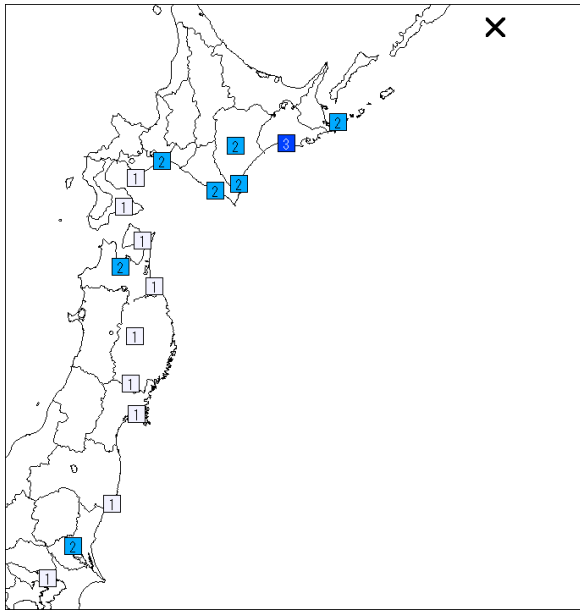
2003/09/26 06:08 M7.1

2008/09/11 09:20 M7.1

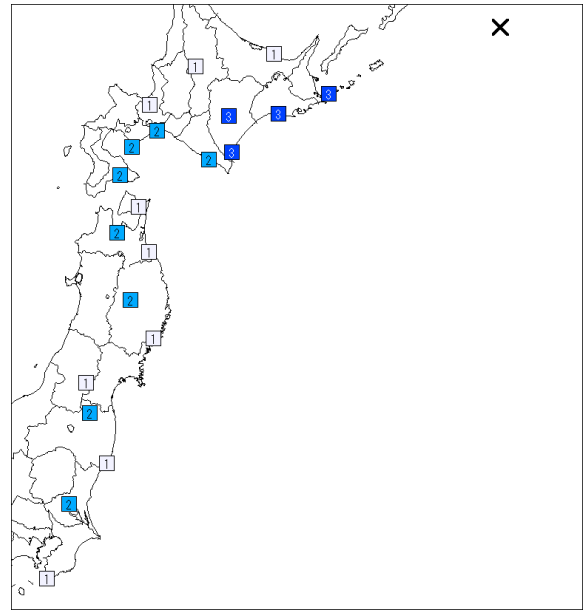
- × 震央
 7 震度7
 6+ 震度6強
 6- 震度6弱
 5+ 震度5強
 5- 震度5弱
4 震度4
3 震度3
2 震度2
1 震度1

2003年、2008年の十勝沖の地震の震度分布図（気象庁）

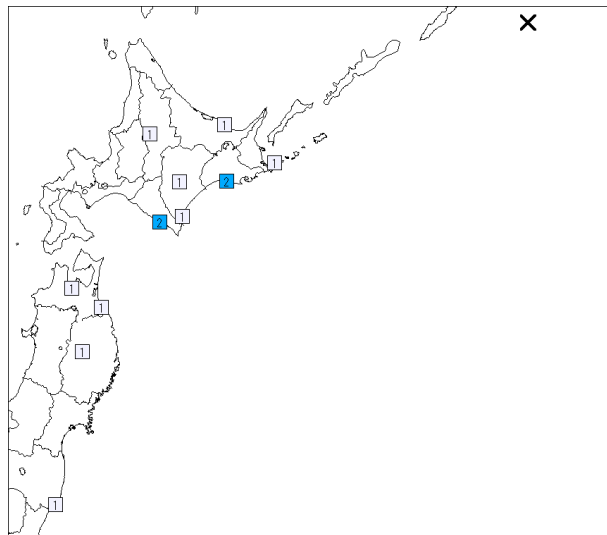
図3-10 評価対象地震の震度分布・津波高分布（十勝沖及び根室沖のひとまわり小さいプレート間地震）



1978/03/23 12:15 M7.0



1978/03/25 04:47 M7.3



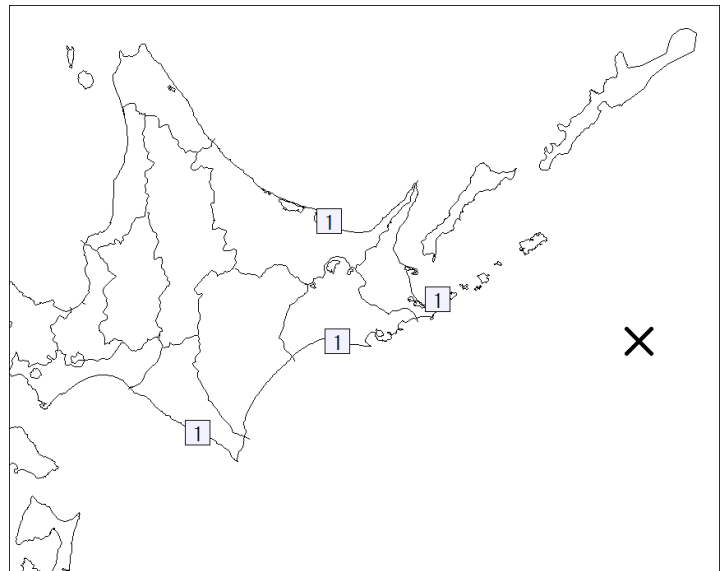
1991/12/22 17:43 M6.8

- × 震央
- 7 震度7
- 6+ 震度6強
- 6- 震度6弱
- 5+ 震度5強
- 5- 震度5弱
- 4 震度4
- 3 震度3
- 2 震度2
- 1 震度1

図 3-11 評価対象地震の震度分布・津波高分布（色丹島沖及び択捉島沖のひとまわり小さいプレート間地震）（気象庁）

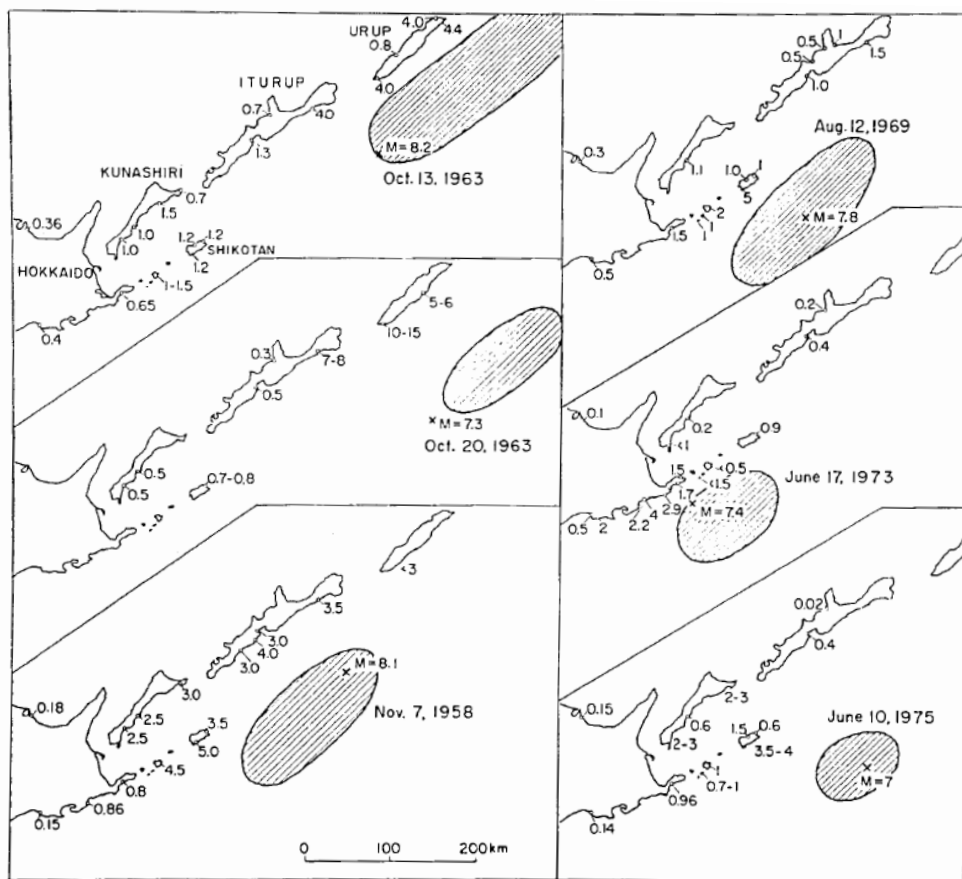


1963/10/20 09:53 M6.7



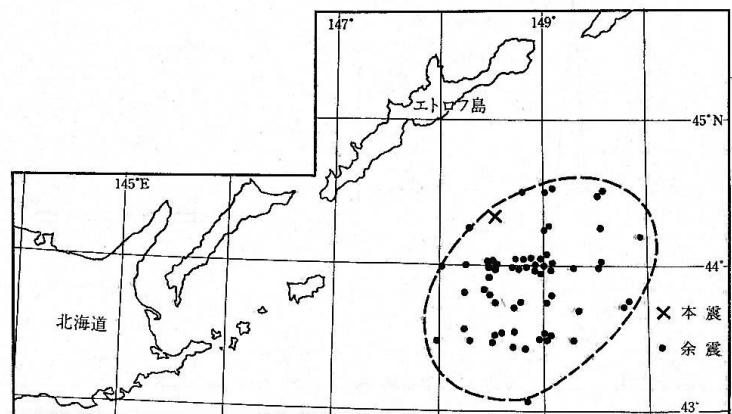
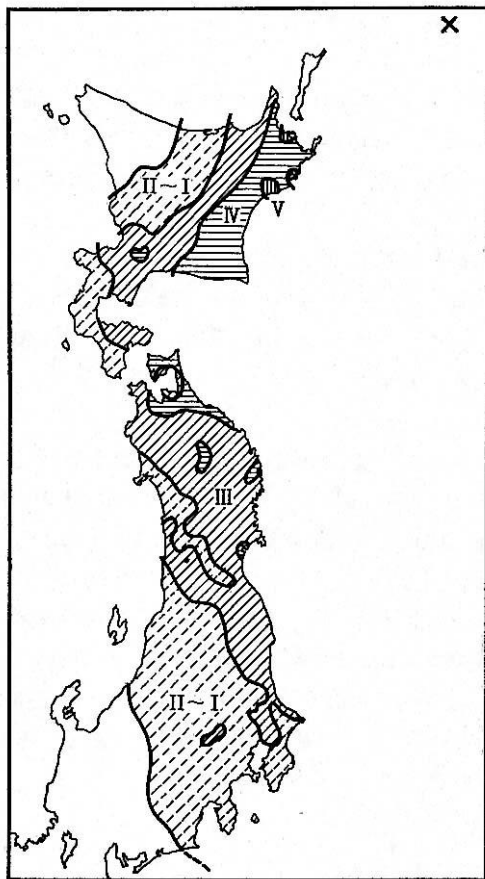
1975/06/10 22:47 M7.0

津波地震の震度分布 (気象庁)



津波高分布及び波源域 (羽鳥, 1974)。単位はm。1963年10月20日と1975年6月10日の地震が津波地震。

図 3-12 評価対象地震の震度分布・津波高分布 (十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震 (津波地震等))

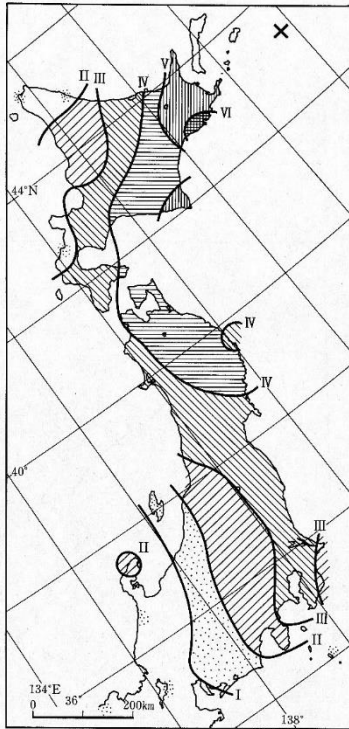


1958年11月7日のプレート内の地震 (M8.1) (広野, 1959) (図は宇佐美・他 (2013))

左：震度分布

右：主な余震の分布 (11月7日～12月末)

図 3-13 評価対象地震の震度分布・津波高分布 (沈み込んだプレート内のやや浅い地震)



1994年の北海道東方沖地震 (M8.2) の震度分布
(気象庁データより) (宇佐美・他, 2013)

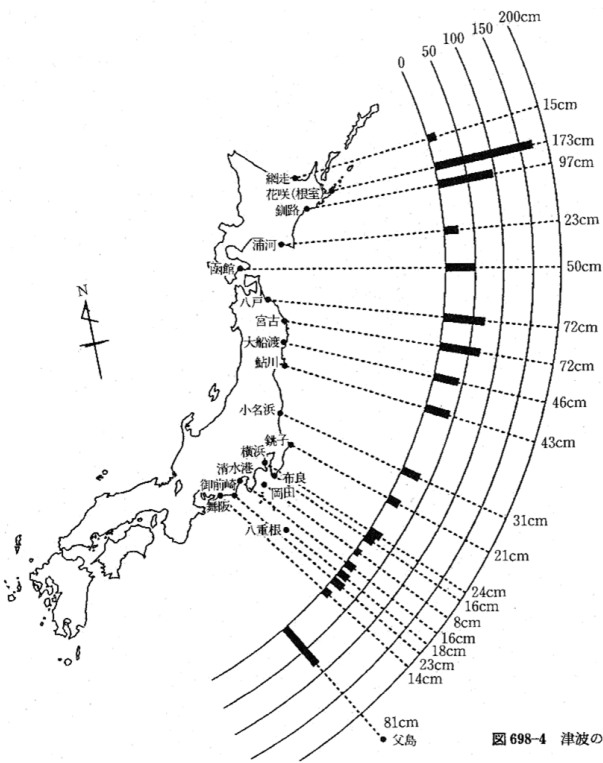
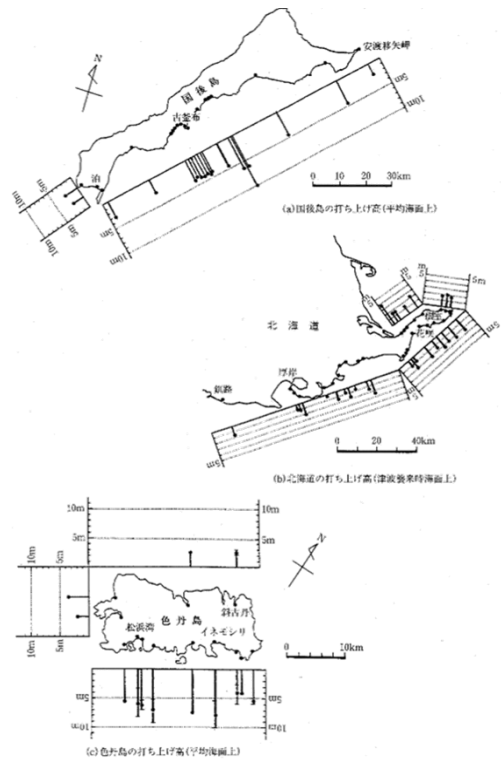
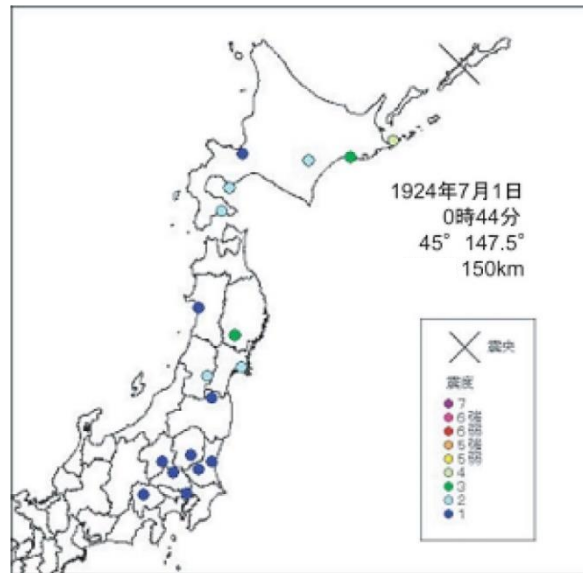


図 698-4 津波の

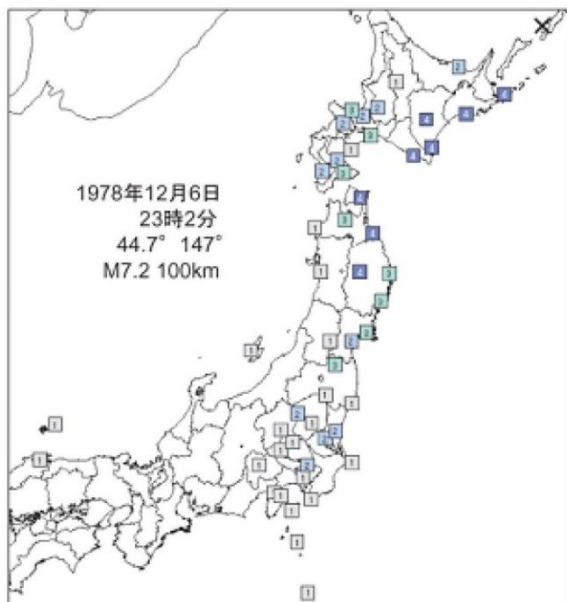


1994年10月4日の北海道東方沖地震 (M8.2) による津波の最大高分布 (気象庁データより)
(宇佐美・他, 2013)

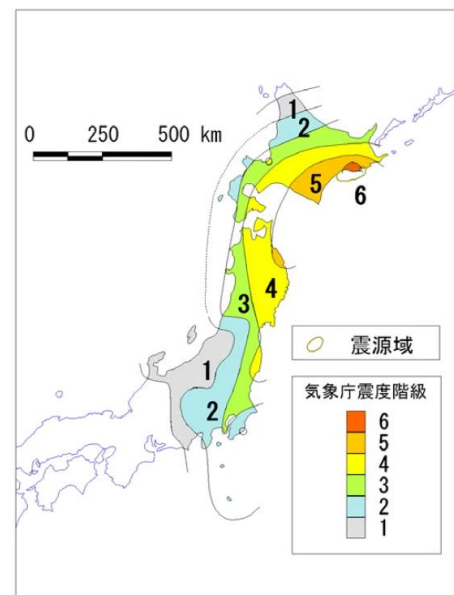
図 3-14 評価対象地震の震度分布・津波高分布 (沈み込んだプレート内のやや浅い内地震)



1924年7月1日のプレート内地震 (M7.5) の震度分布 (宇津, 1989 に加筆)



1978年12月6日のプレート内地震 (M7.2) の震度分布 (気象庁)



1993年1月15日の平成5年(1993年) 釧路沖地震 (M7.5) の震度分布 (地震調査委員会, 2009)

図 3-15 評価対象地震の震度分布・津波高分布 (沈み込んだプレート内のやや深い地震)

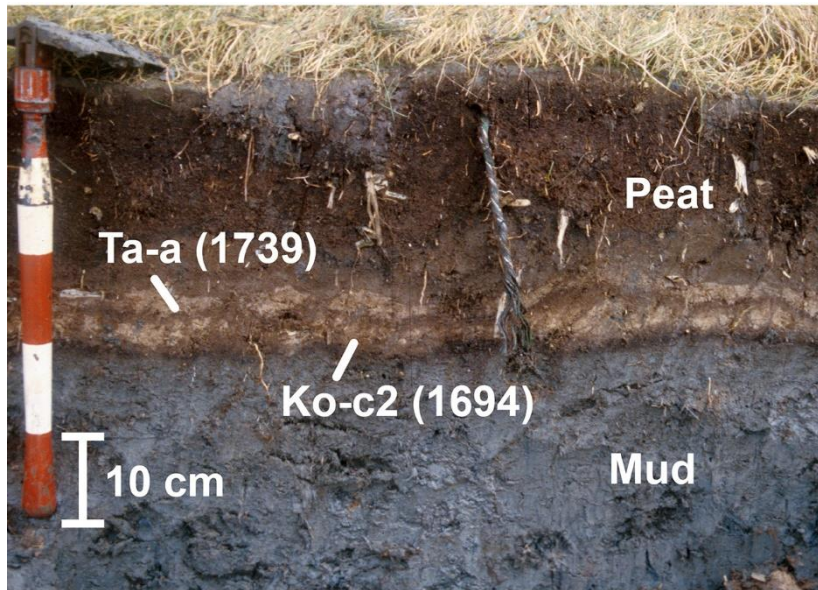


図 3-16 北海道火散布沼で観察される 17 世紀の超巨大地震による隆起を示す地層 (Kelsey et al., 2002)。

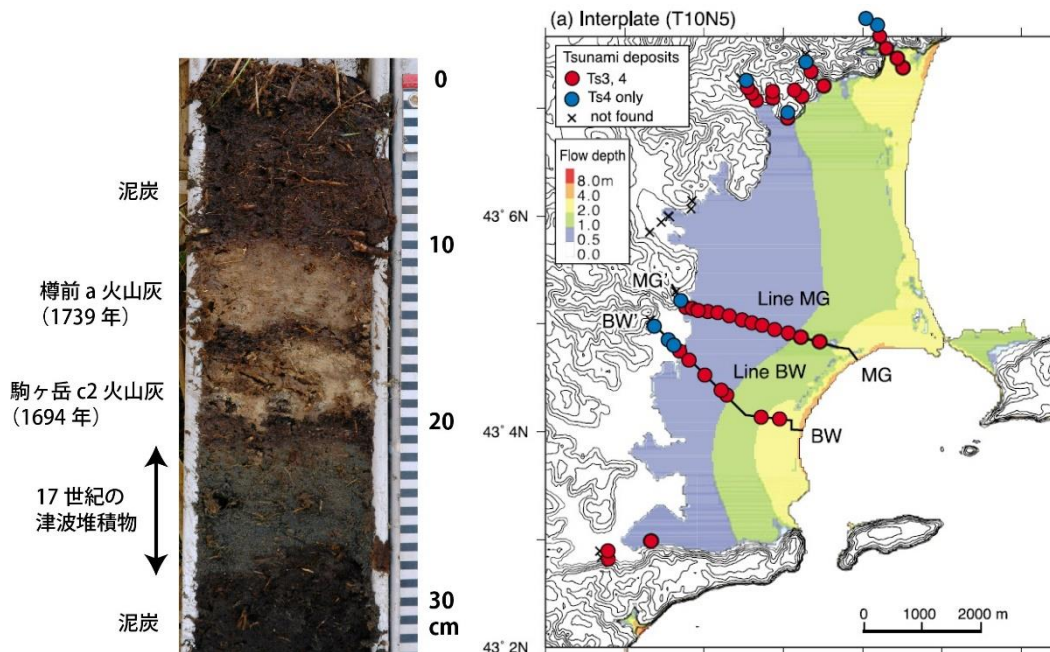


図 3-17 北海道霧多布湿原で観察される 17 世紀の超巨大地震による津波堆積物 (左) とその分布域及び津波浸水計算結果 (右 : Satake et al., 2008)。右図の Ts3 (赤丸) が 17 世紀の津波堆積物を示す。

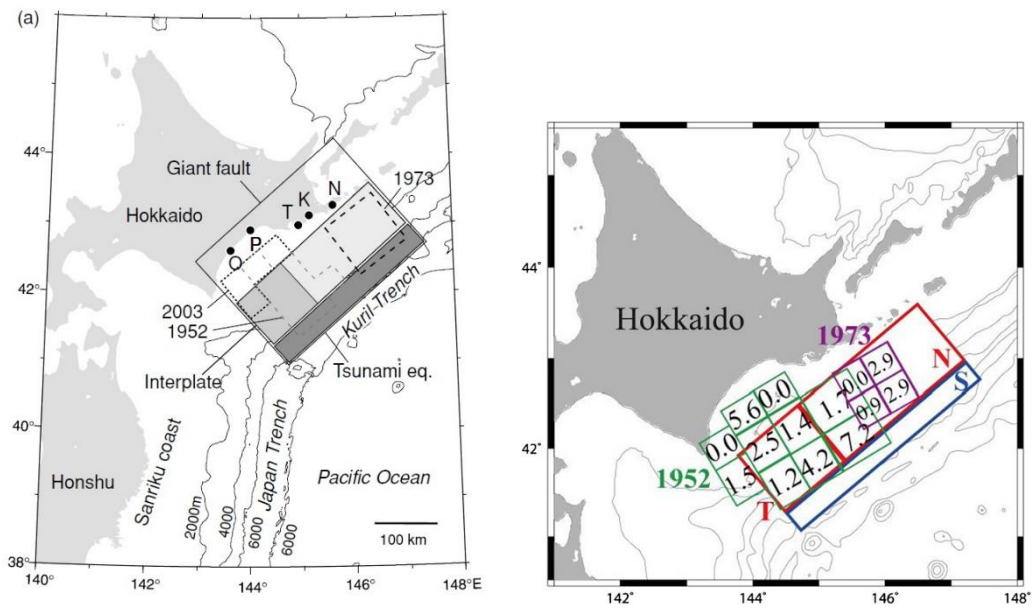


図 3-18 17 世紀の超巨大地震に関する断層モデル。左は Satake et al. (2008) が示した 3 つのモデル (giant fault, interplate earthquake, tsunami earthquake) と 1952 年及び 2003 年十勝沖地震 (Satake et al., 2006; Tanioka et al., 2004b), 1973 年根室半島沖地震 (Aida, 1978) のモデル。黒丸は津波堆積物調査地点 (N: 南部, K: 霧多布, T: 床潭, P: 馬主来, O: 生花苗)。右は Ioki and Tanioka (2016a) によるモデルと 1952 年十勝沖地震 (Hirata et al., 2003), 1973 年根室半島沖地震 (Tanioka et al., 2007) のモデル。

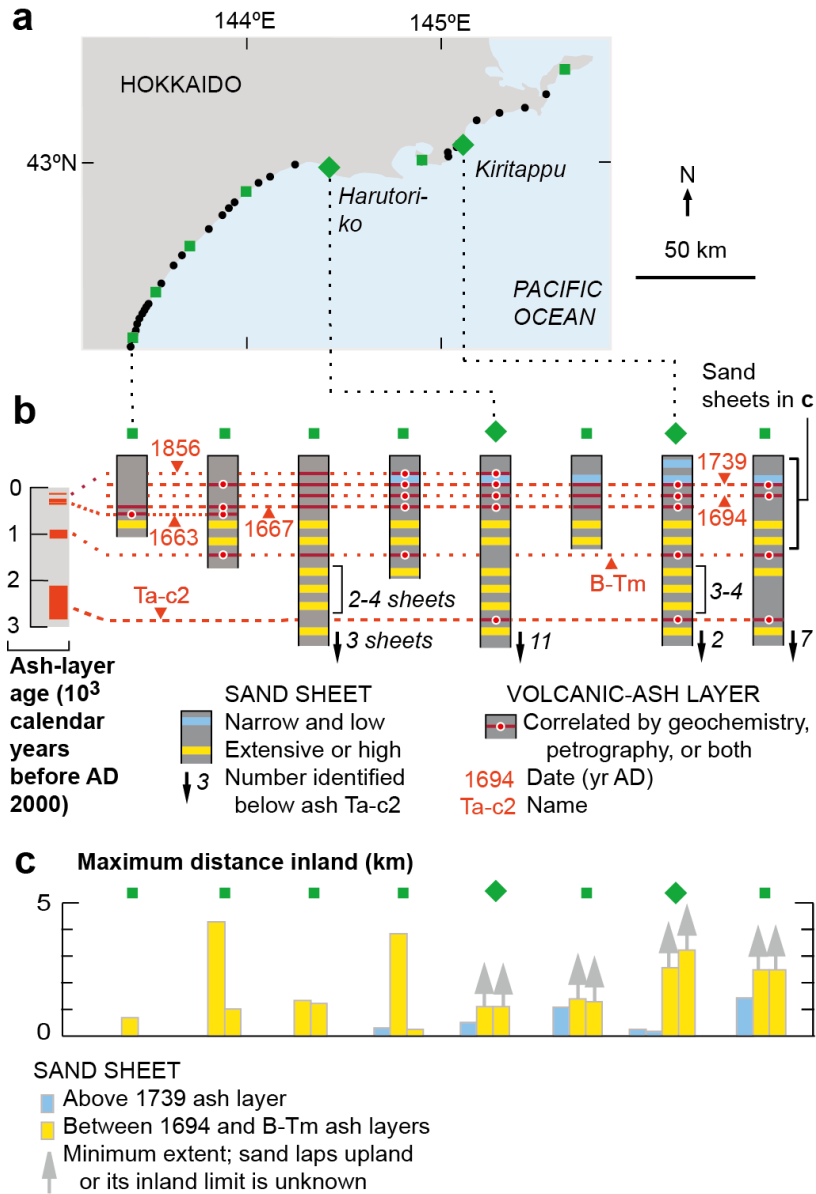


図 3-19 北海道東部沿岸各地で観察される津波堆積物とその地域間対比及び内陸への分布距離 (Nanayama et al., 2003)。

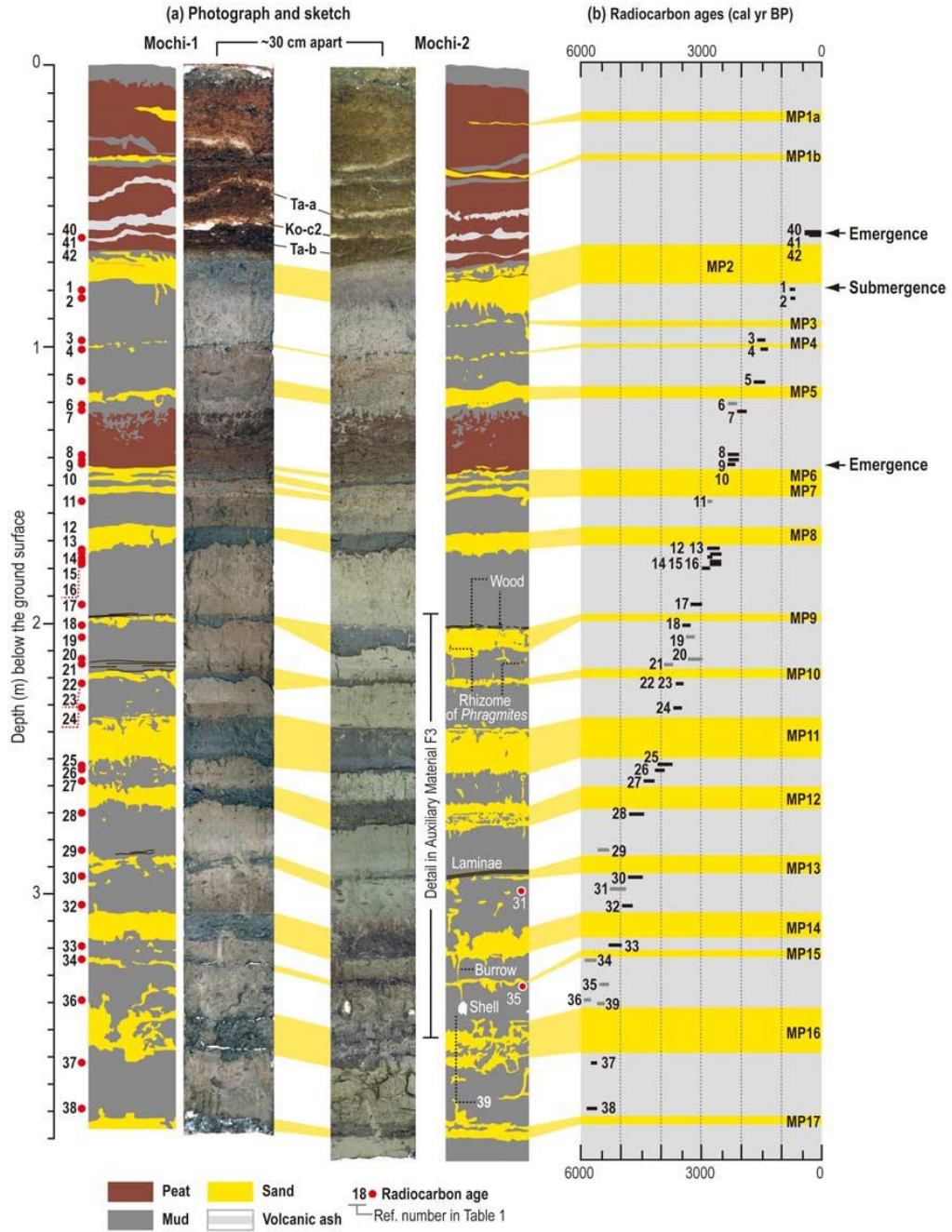
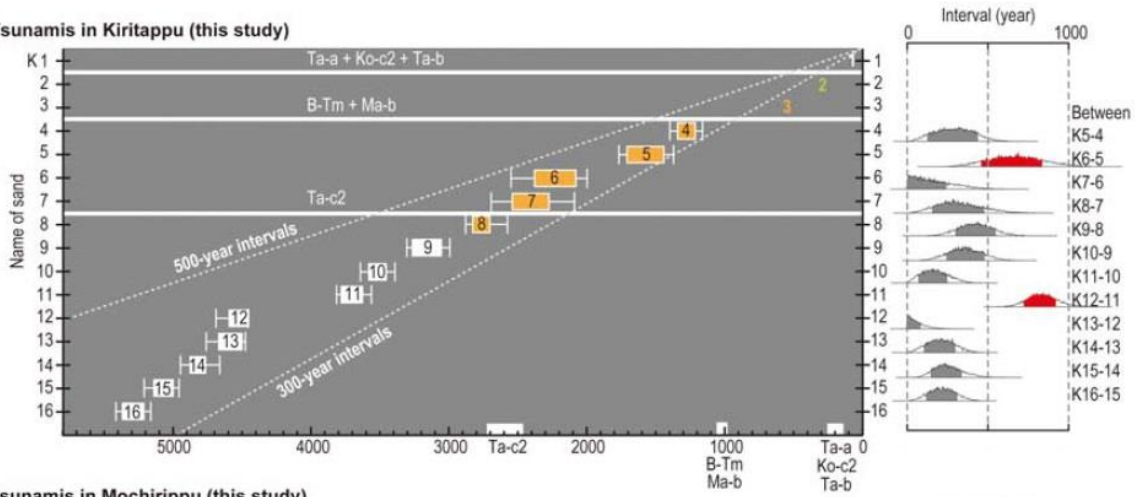


図 3-20 北海道藻散布沼で採取されたジオスライサーコアの写真とスケッチ及び年代測定値 (Sawai et al., 2009)。

d: Tsunamis in Kiritappu (this study)



e: Tsunamis in Mochirippu (this study)

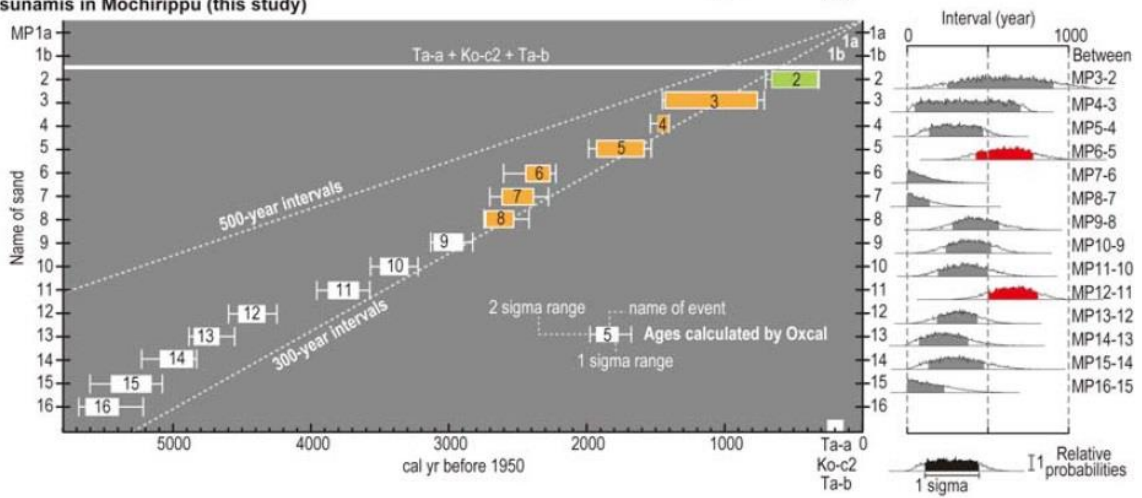
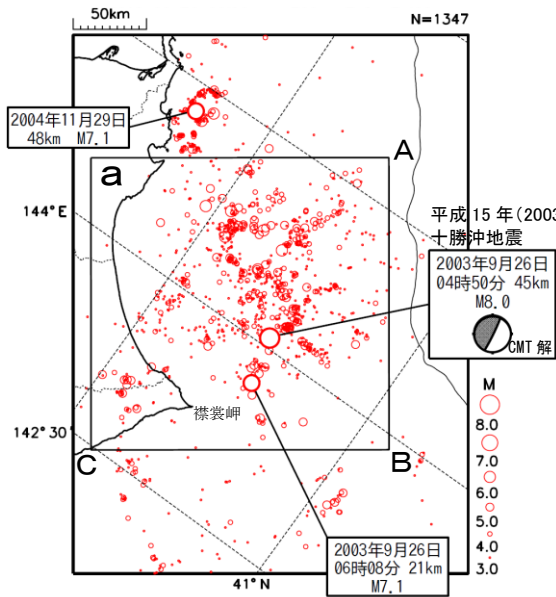
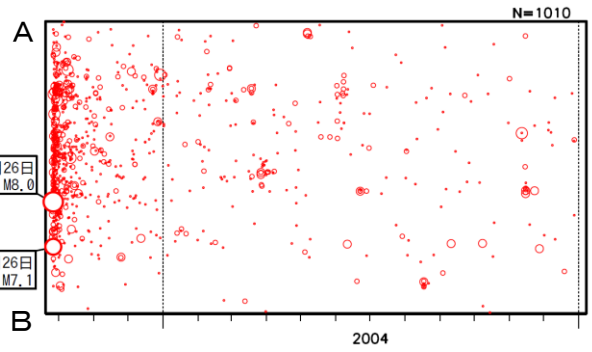


図 3-21 北海道霧多布湿原及び藻散布沼における津波堆積物の年代から推定され津波履歴 (Sawai et al., 2009)。

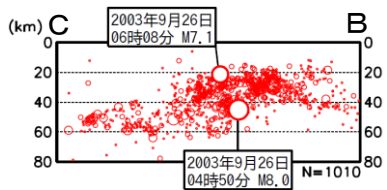
震央分布図
(2003年9月26日～2004年12月31日、
 $M \geq 3.0$ 、深さ $\leq 80\text{km}$)



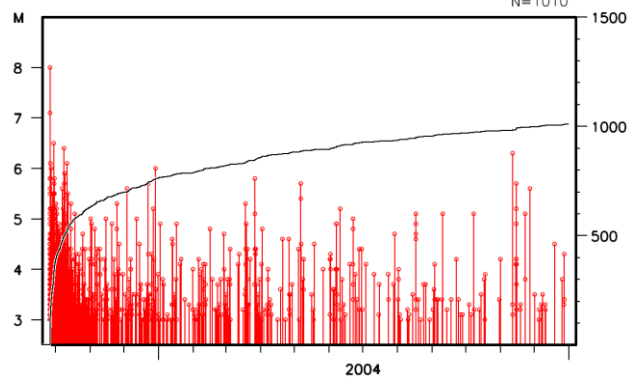
領域 a 内の時空間分布図 (A-B 投影)



領域 a 内の断面図 (B-C 投影)



領域 a 内の M-T 図及び回数積算図



領域 a 内の回数積算及び大森・宇津公式による減衰曲線
(2003年9月26日04時50分～2004年12月27日23時51分)

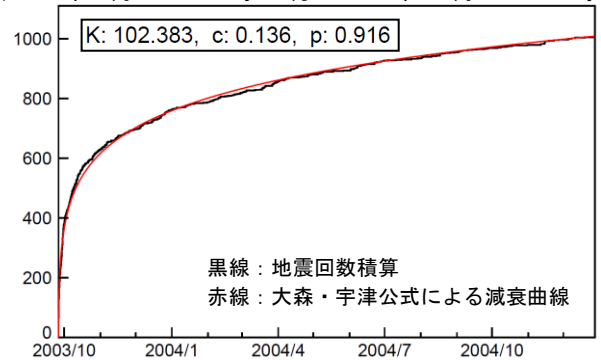
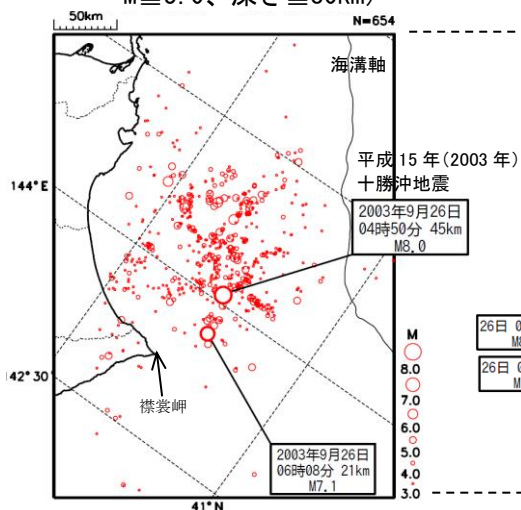
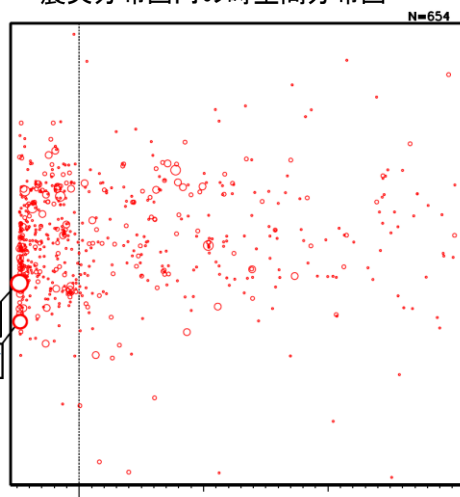


図 3-22 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の地震活動 (気象庁作成)

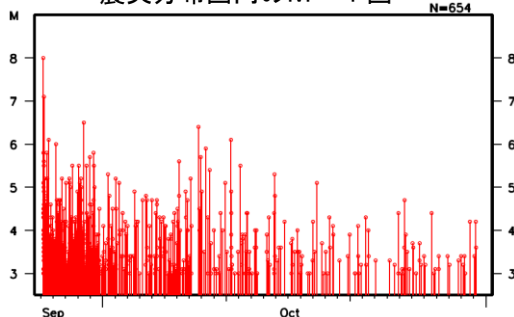
震央分布図
 (2003年9月26日～2003年10月31日、
 $M \geq 3.0$ 、深さ ≤ 80 km)



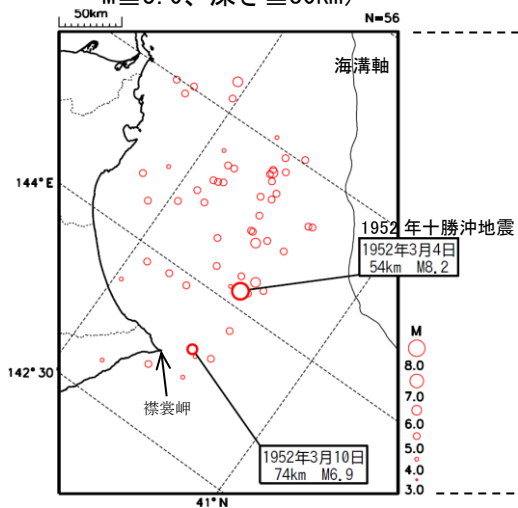
震央分布図内の時空間分布図



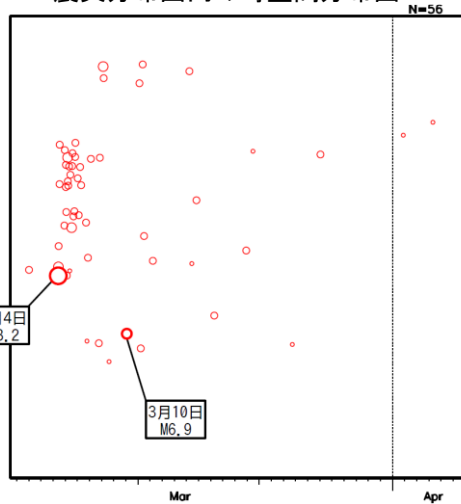
震央分布図内のM-T図



震央分布図
 (1952年3月1日～1952年4月6日、
 $M \geq 3.0$ 、深さ ≤ 80 km)



震央分布図内の時空間分布図



震央分布図内のM-T図

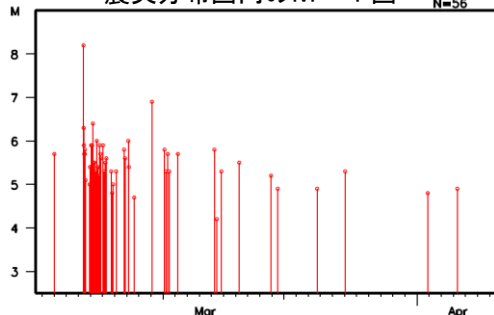
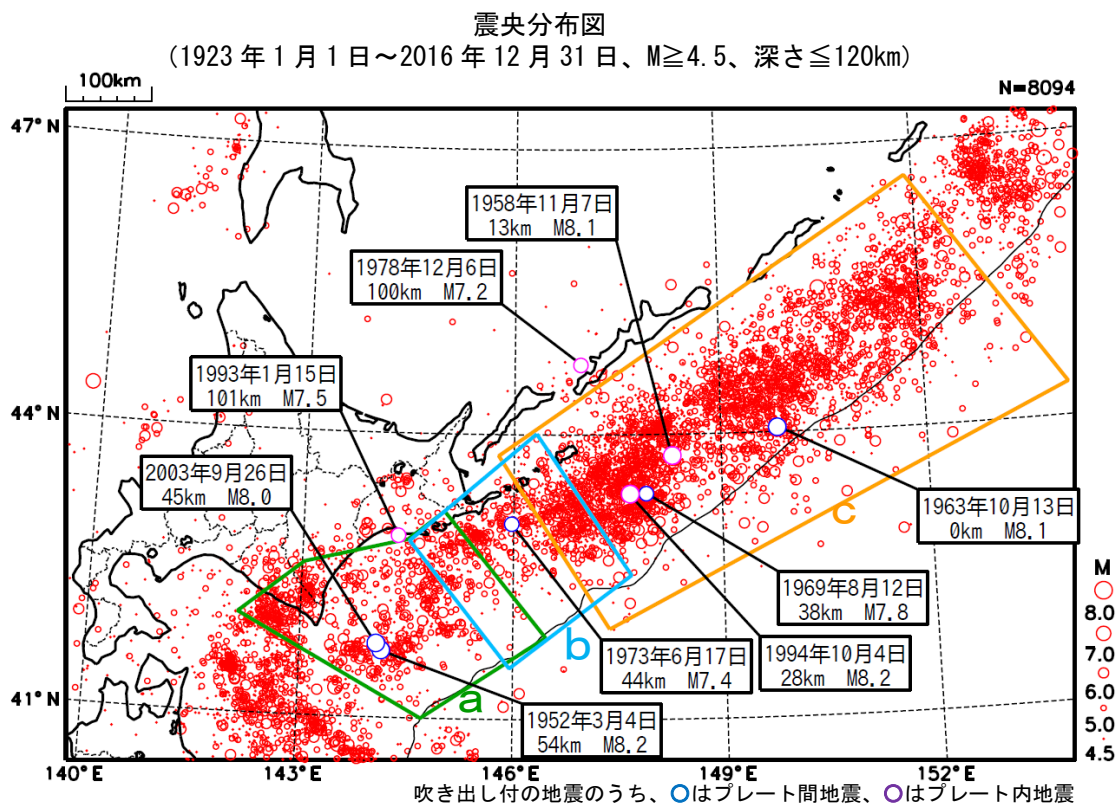
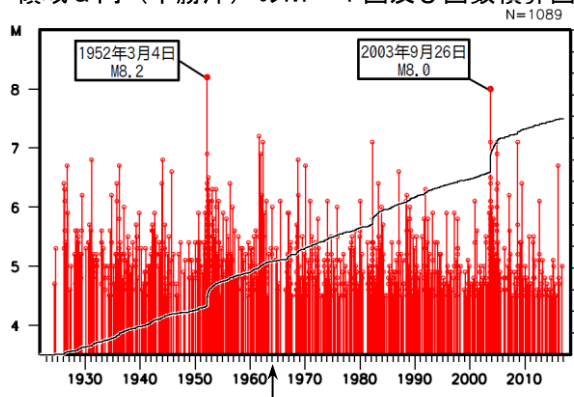


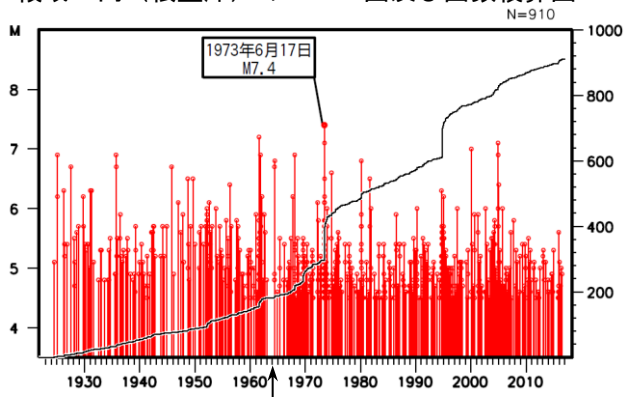
図 3-23 平成15年(2003年)十勝沖地震と1952年十勝沖地震の地震活動 (気象庁作成)



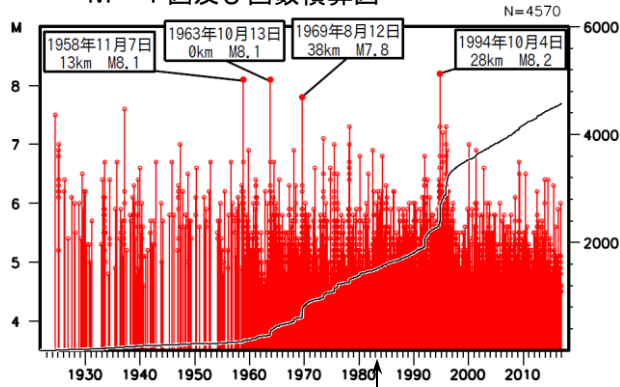
領域 a 内（十勝沖）のM-T図及び回数積算図



領域 b 内（根室沖）のM-T図及び回数積算図



領域 c 内（色丹島沖及び択捉島沖）の
M-T図及び回数積算図



※M-T図及び回数積算図における矢印以降は、 $M4.5$ 以上の地震がほぼ漏れなく決定できている。

図 3-24 千島海溝沿いの地震活動（気象庁作成）

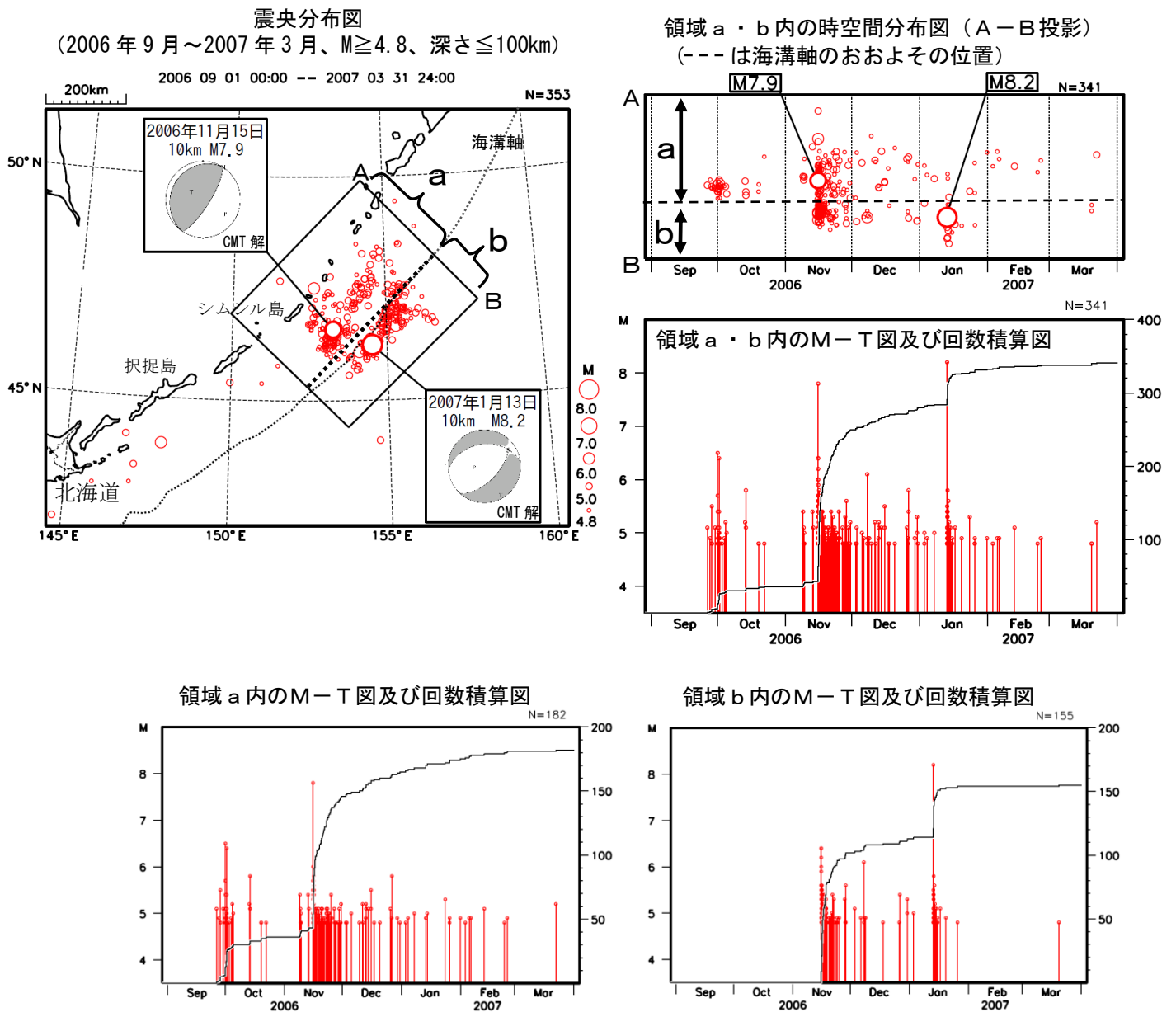
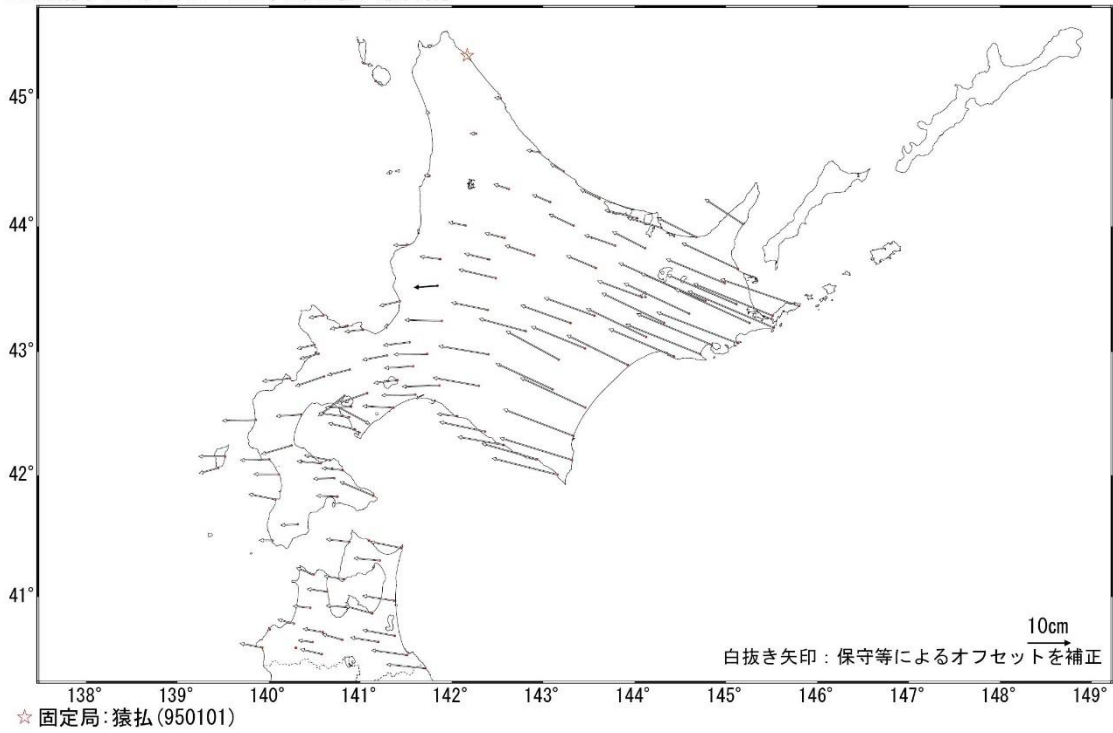


図 3-25 2006年11月15日及び2007年1月13日の千島列島東方(シムシル島東方沖)の地震活動。震源要素はUSGSによる。2006年11月15日のM7.9の地震及び2007年1月13日のM8.2の地震のMは気象庁による。発震機構(CMT解)はGlobalCMTによる(気象庁作成)。

平成15年(2003年)十勝沖地震前の水平変動

基準期間:1997/09/01~1997/09/15[F3:最終解]
比較期間:2003/09/01~2003/09/15[F3:最終解]



平成15年(2003年)十勝沖地震前の上下変動

基準期間:1997/09/01~1997/09/15[F3:最終解]
比較期間:2003/09/01~2003/09/15[F3:最終解]

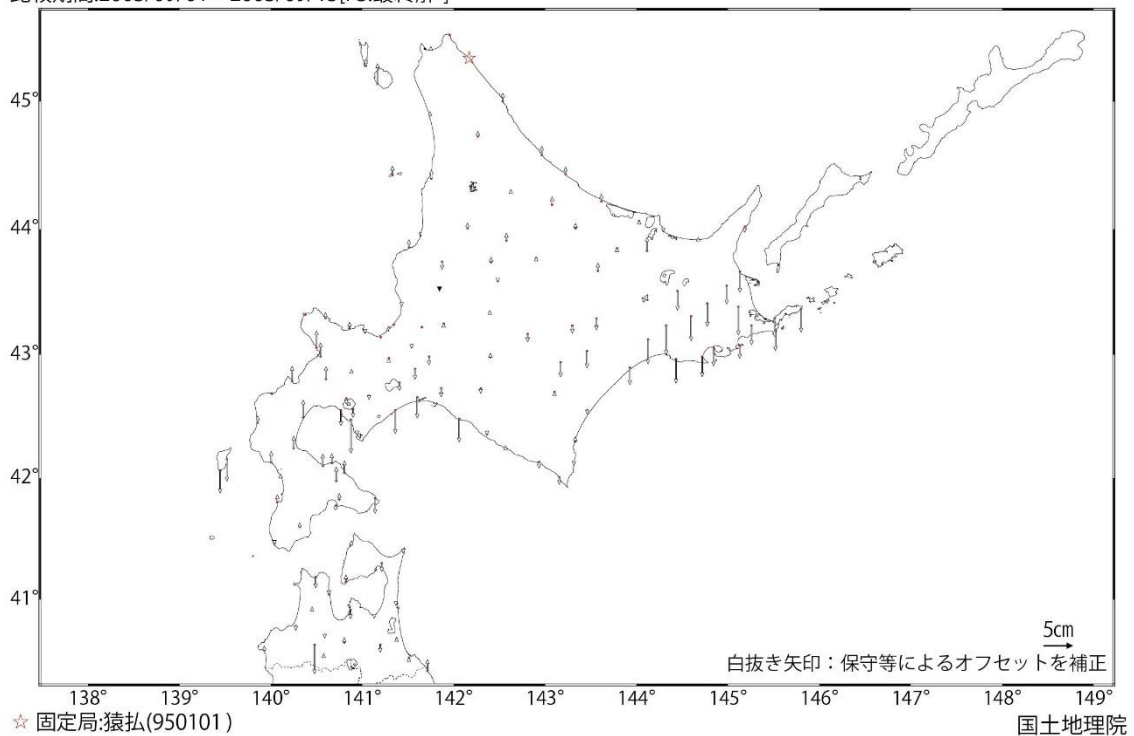
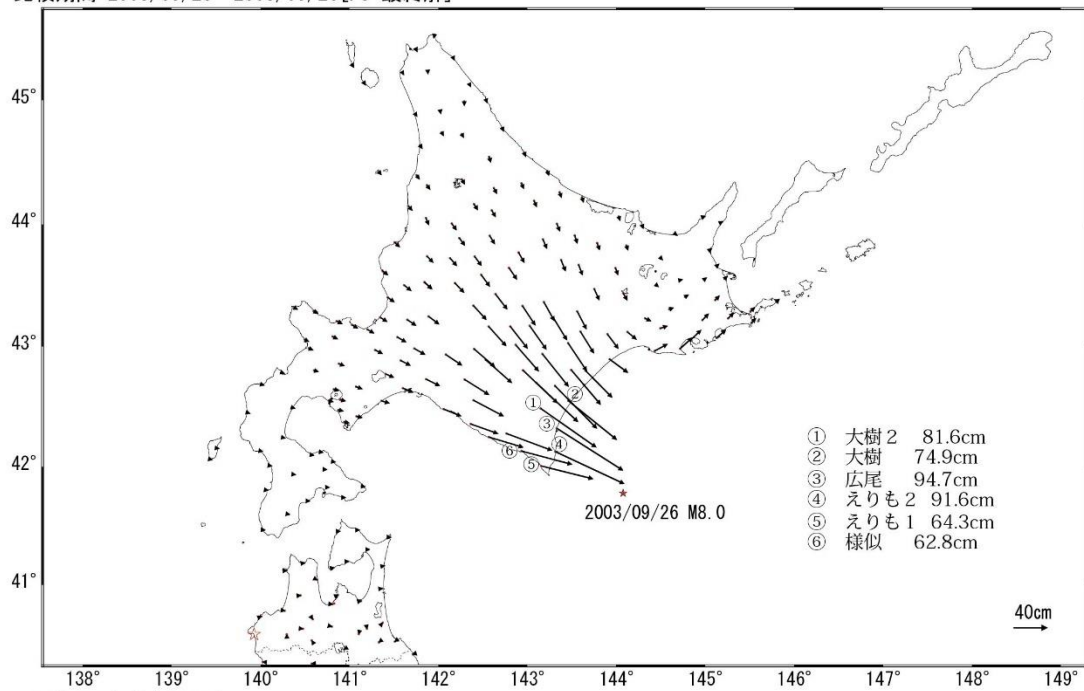


図 3-26 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震前の地殻変動

平成15年(2003年) 十勝沖地震に伴う水平変動

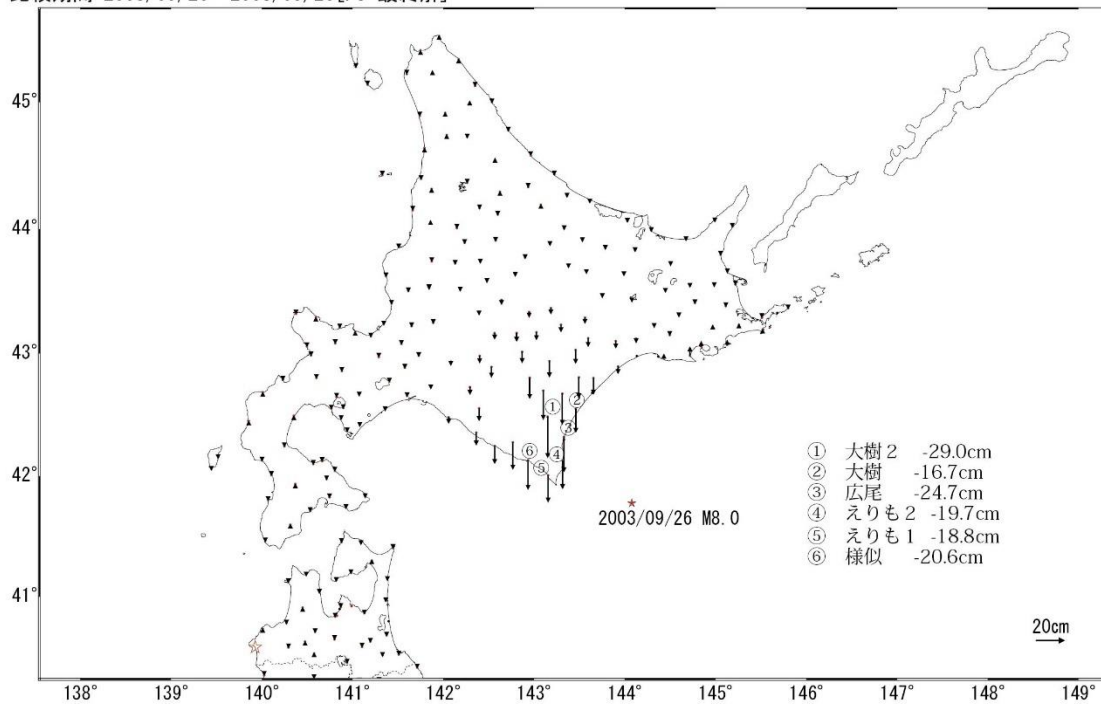
基準期間: 2003/09/15~2003/09/24[F3:最終解]
 比較期間: 2003/09/26~2003/09/26[F3:最終解]



☆ 固定局: 岩崎 (950154)

平成15年(2003年) 十勝沖地震に伴う上下変動

基準期間: 2003/09/15~2003/09/24[F3:最終解]
 比較期間: 2003/09/26~2003/09/26[F3:最終解]



☆ 固定局: 岩崎 (950154)

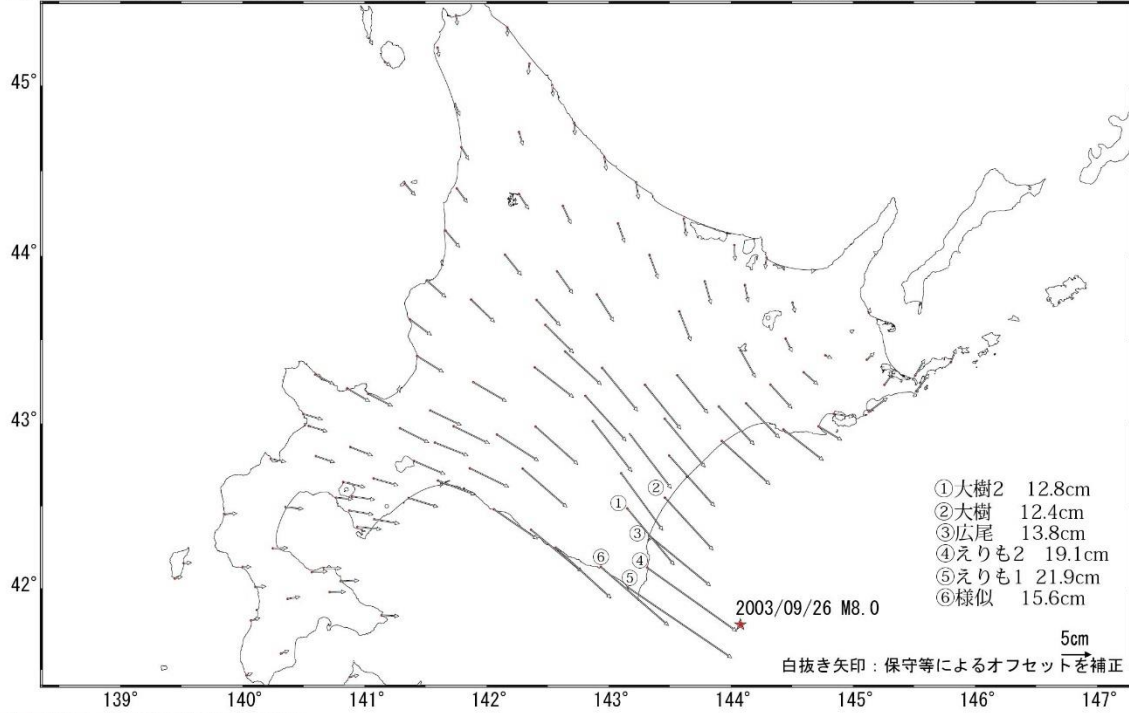
国土地理院

図 3-27 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震に伴う地殻変動

平成15年(2003年) 十勝沖地震後の水平変動(傾斜・年周期・半年周期)

基準期間: 2003/09/26~2003/09/26 [F3: 最終解]
 比較期間: 2004/09/29~2004/10/05 [F3: 最終解]

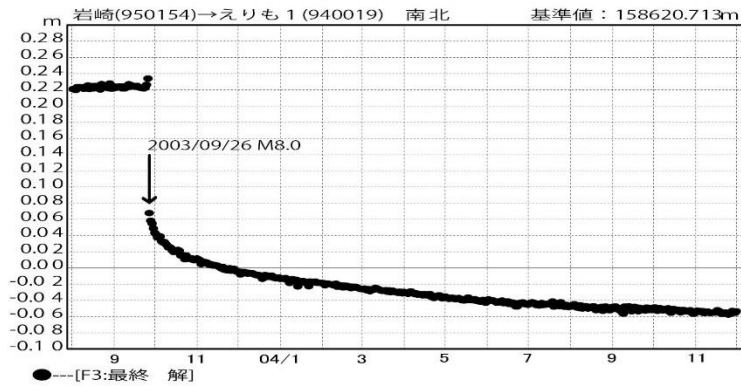
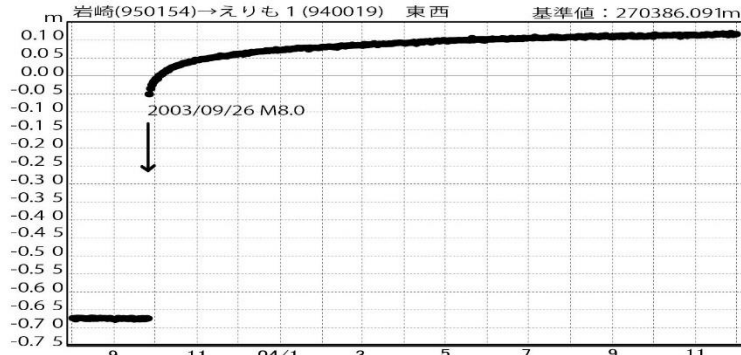
計算期間: 2001/06/30~2003/06/29



☆ 固定局: 岩崎 (950154: 青森県)

基線変化グラフ (傾斜・年周成分・半年周補正)

期間: 2003/08/01~2004/12/01 J ST 計算期間: 2001/06/30~2003/06/30

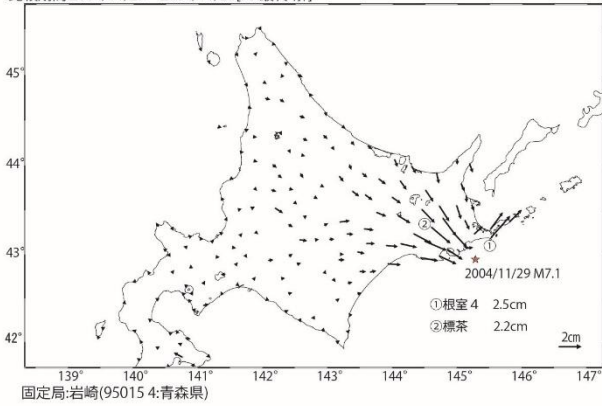


国土地理院

図 3-28 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震発生後の余効変動

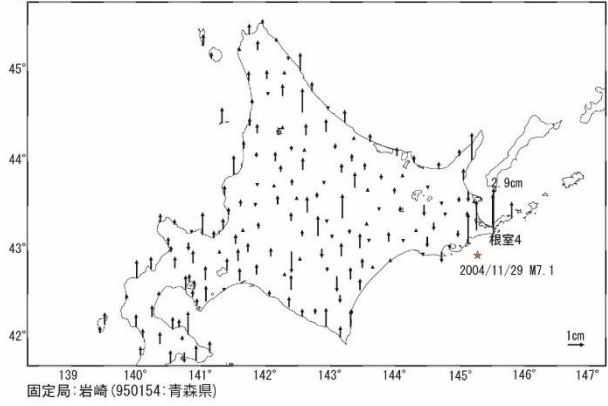
2004年11月29日釧路沖の地震（M7.1）に伴う水平変動

基準期間:2004/11/23~2004/11/27[F3:最終解]
比較期間:2004/11/29~2004/11/29[F3:最終解]

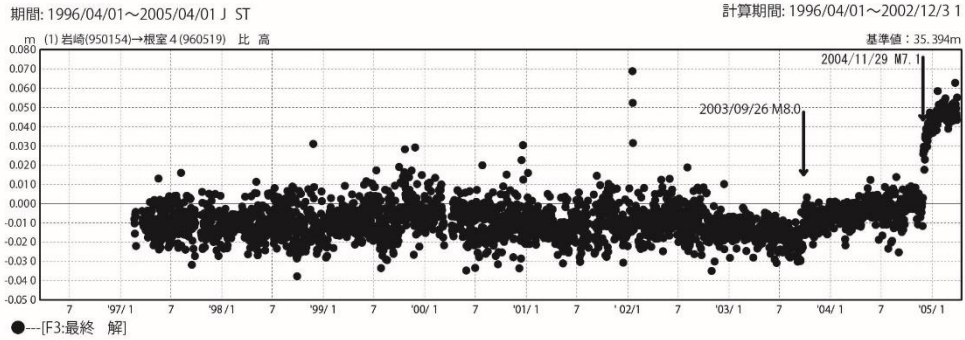


2004年11月29日釧路沖の地震（M7.1）に伴う上下変動

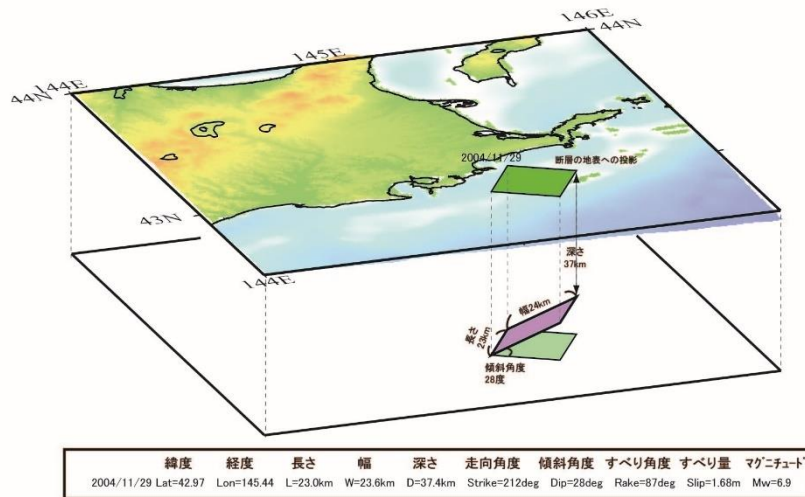
基準期間:2004/11/23~2004/11/27[F3:最終解]
比較期間:2004/11/29~2004/11/29[F3:最終解]



基線変化グラフ（傾斜・年周・半年周補正）

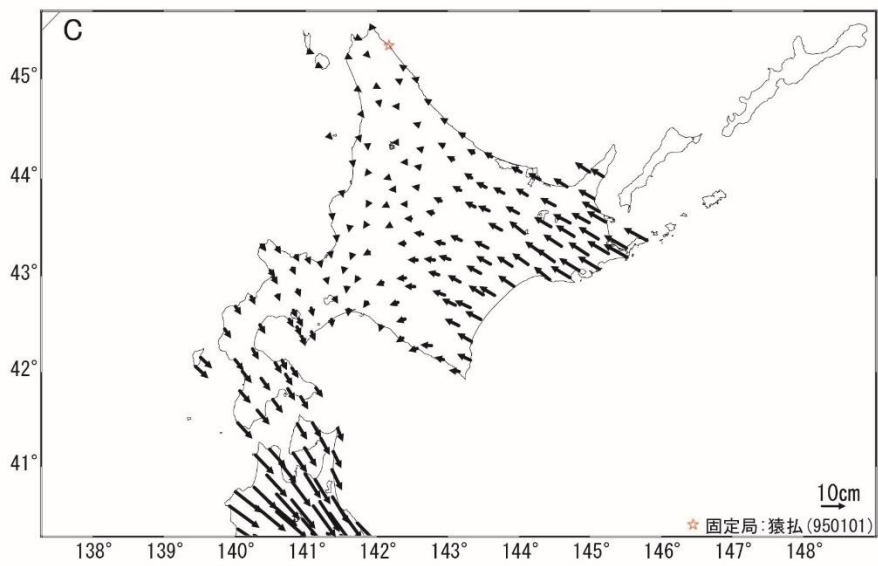
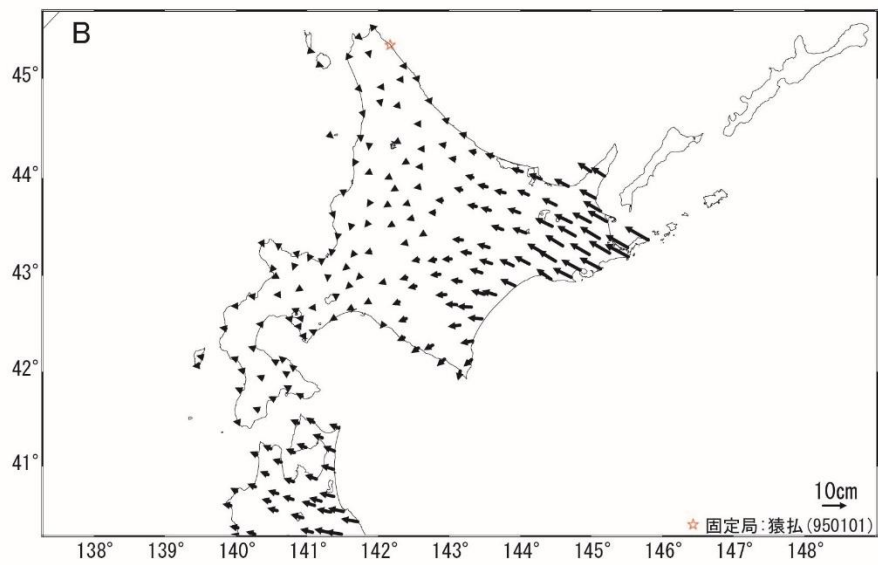
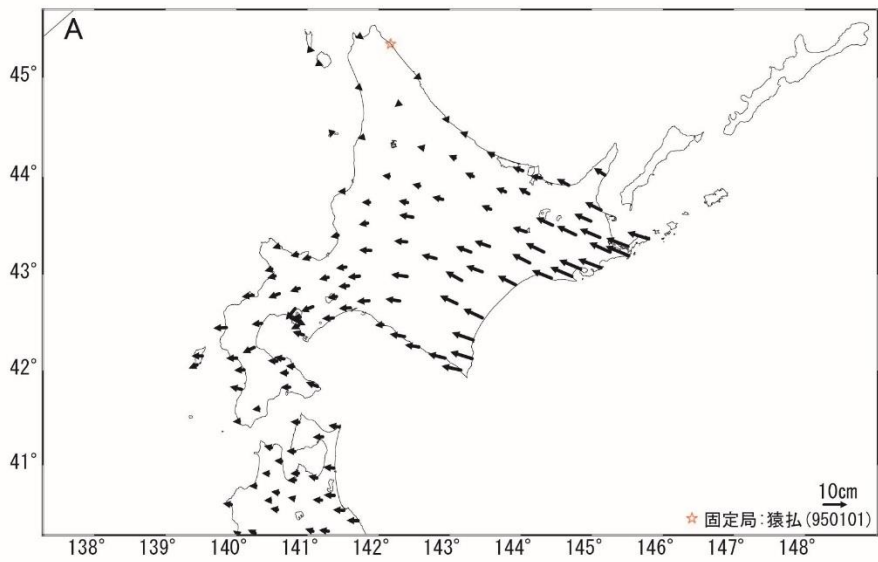


震源断層モデルの概念図



国土地理院

図 3-29 2004年11月29日の釧路沖地震に伴う地震発生後の地殻変動と断層モデル

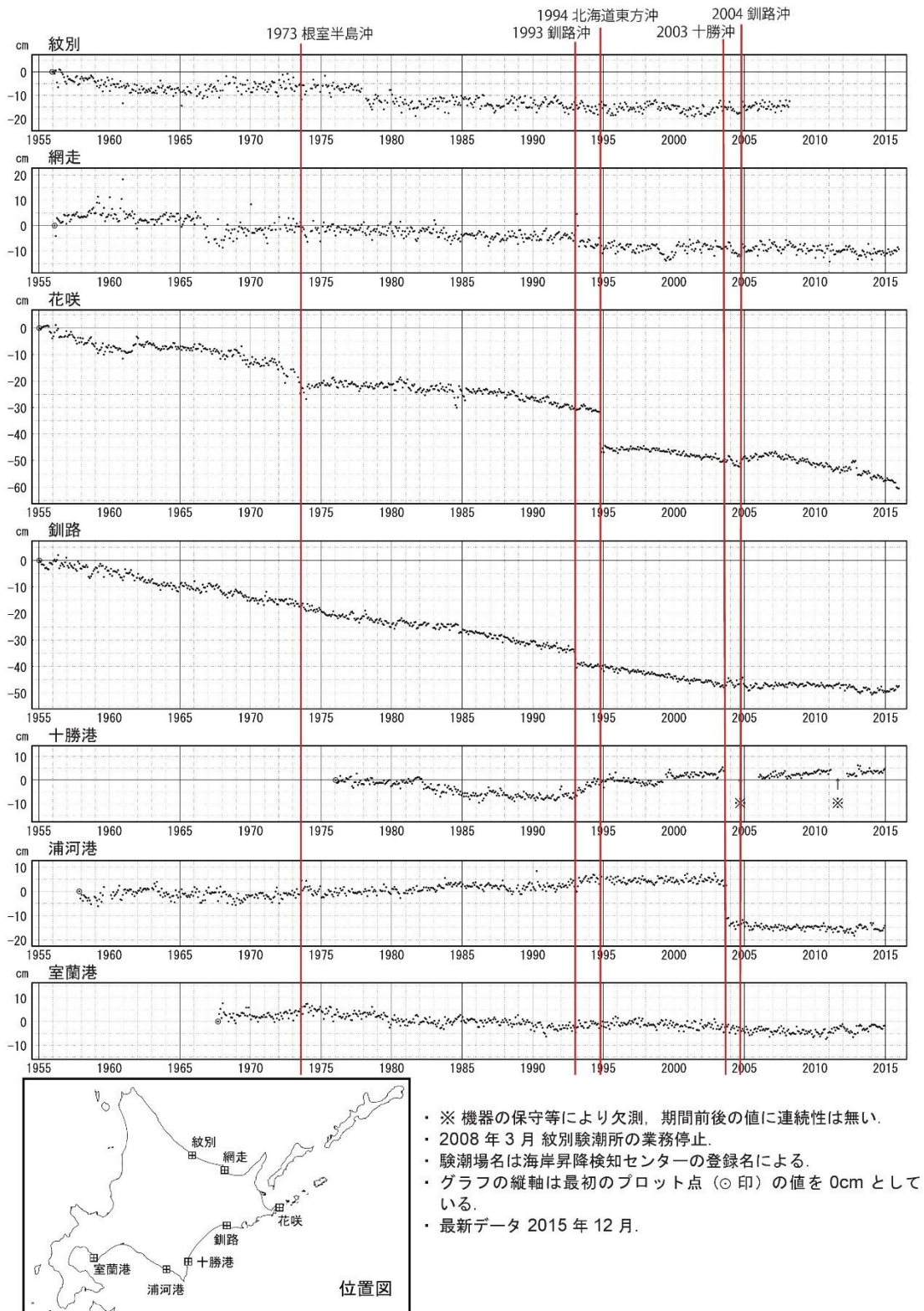


A: 1997年4月～2000年4月までの3年間の水平方向の動き
 B: 2007年4月～2010年4月までの3年間の水平方向の動き
 C: 2013年4月～2016年4月までの3年間の水平方向の動き

国土地理院

図 3-30 北海道地方の水平方向の動き

加藤・津村(1979)の解析方法による, 潮位観測から検出された験潮場の地盤の上下変動



国土地理院

図 3-31 潮位観測から検出された験潮(検潮)場の地盤の上下変動(1955年~2015年)

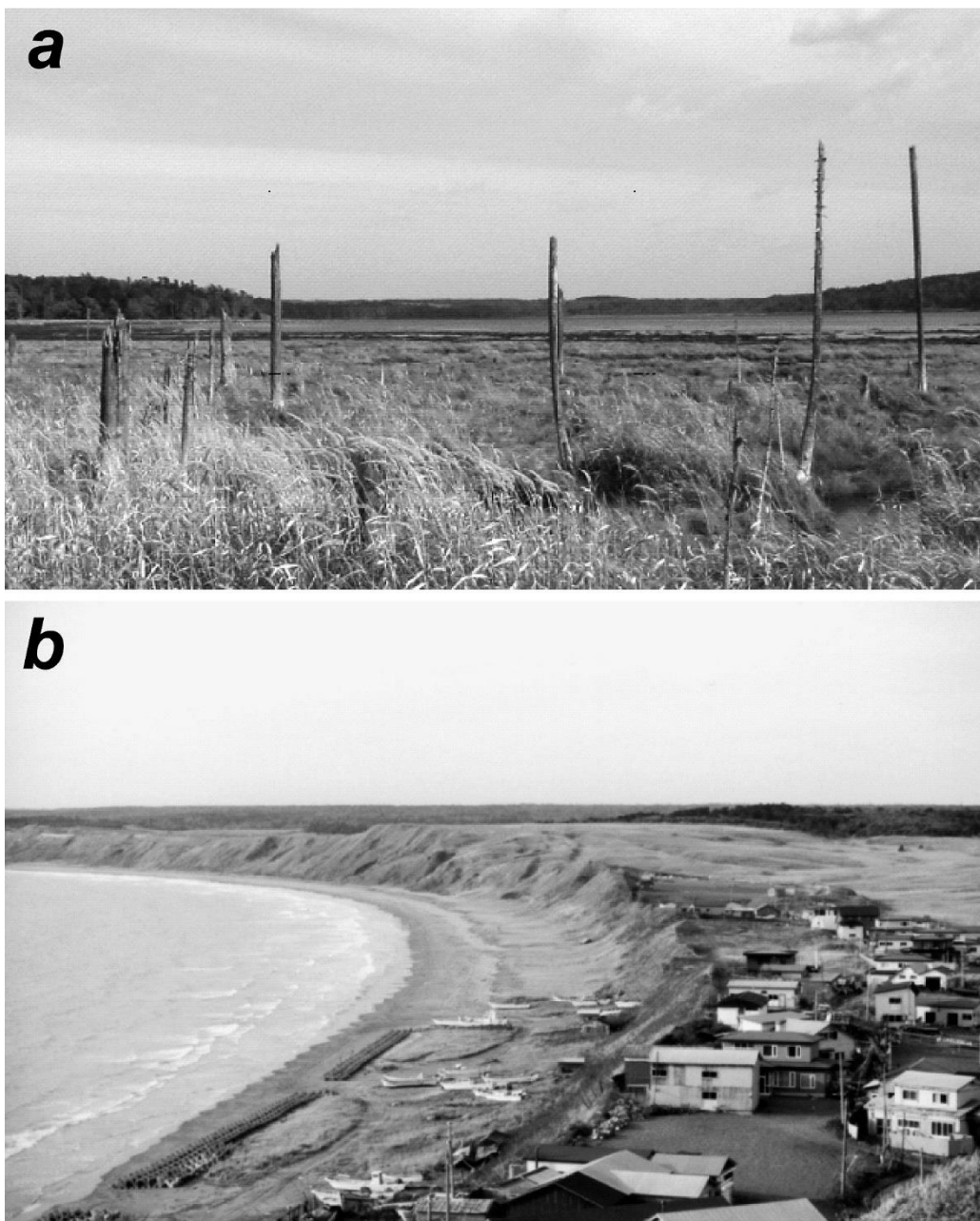


図 3-32 北海道東部の塩性湿地と海岸段丘 (宍倉・他, 2009)。a: 根室市温根沼における地盤の沈降で立ち枯れた林木。b: 根室市落石における更新世後期の海岸段丘。

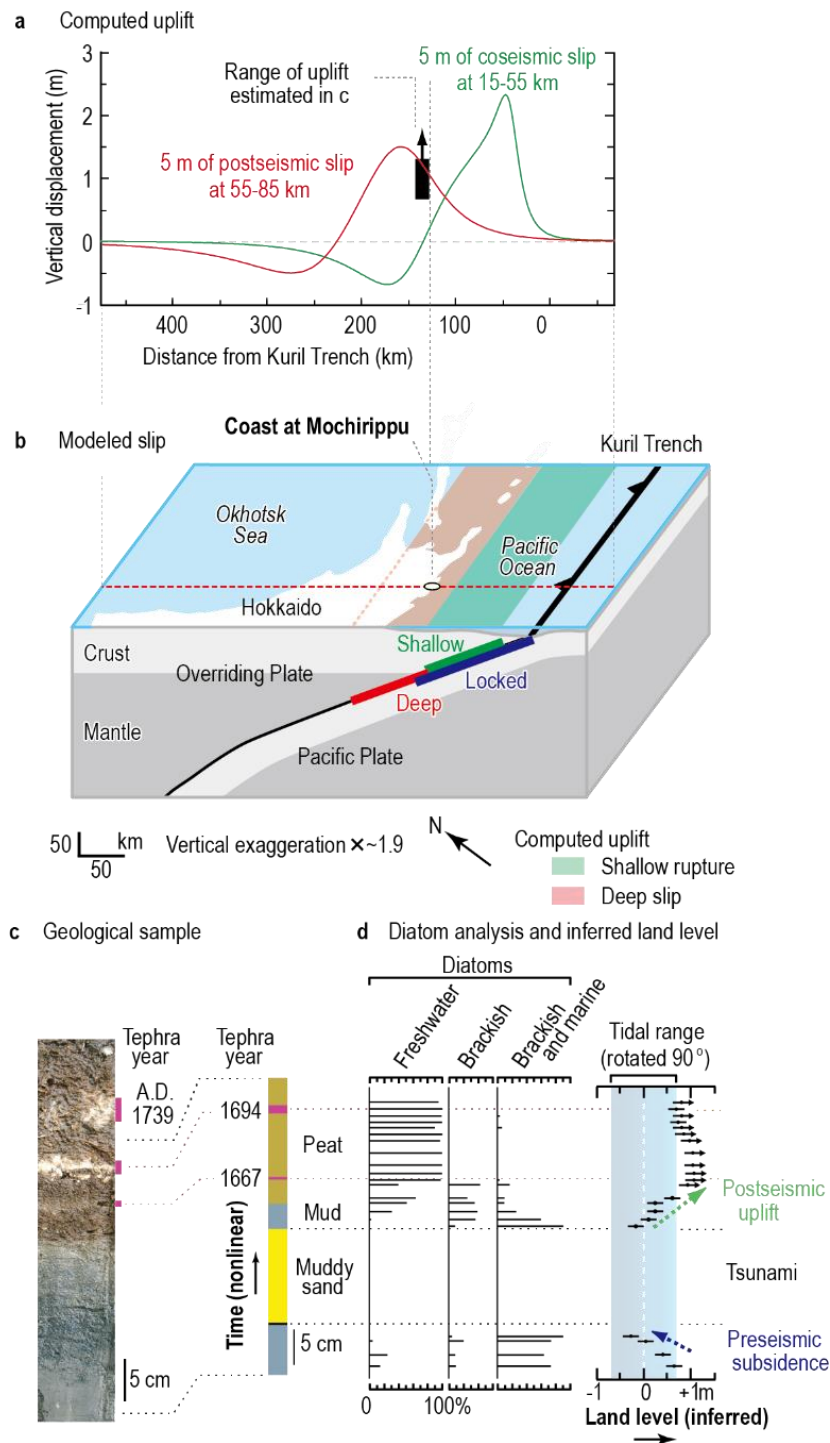


図 3-33 北海道藻散布沼における沿岸堆積物の珪藻分析に基づく 17 世紀の超巨大地震前後の地殻変動 (Sawai et al., 2004)。a: 断層モデルから計算される地殻上下変動。緑はプレート間地震 (深さ 15-55 km) による地震性地殻変動、赤はプレート境界深部のすべりによる余効変動 (深さ 55-85 km)。b: 北海道東部における地殻の模式断面と断層モデルの位置。c: 藻散布で得られた地層の写真。d: 珪藻分析結果 (淡水種・汽水種・海水種の相対出現頻度) とそれから推定される地表面高度の変化。

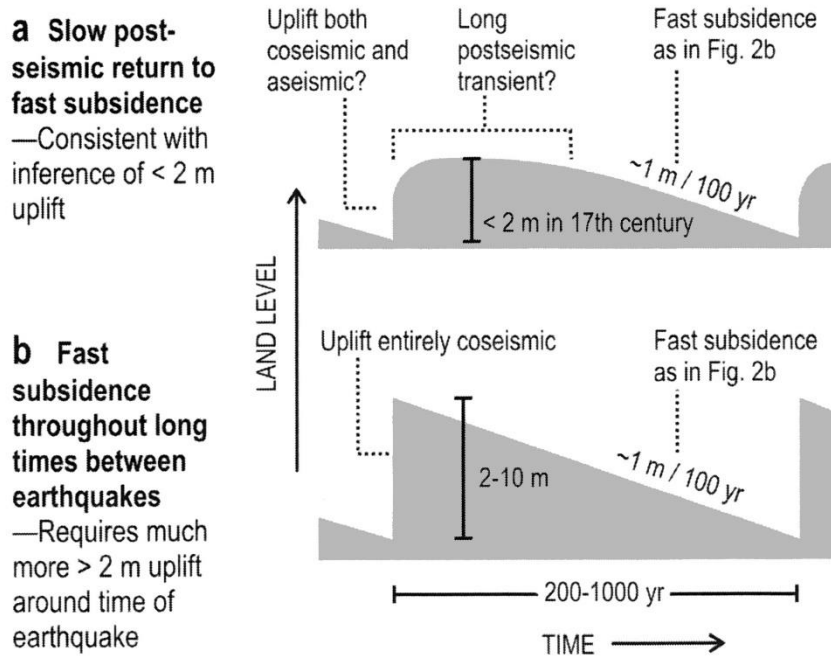


図 3-34 北海道東部の地殻変動サイクルモデル (Atwater et al., 2004)。a: 余効変動及びそれに続く停滞の後に急速な沈降が起こるモデル。b: 地震時の突発的な隆起の直後から次の地震まで長期にわたって急速な沈降が続くモデル。

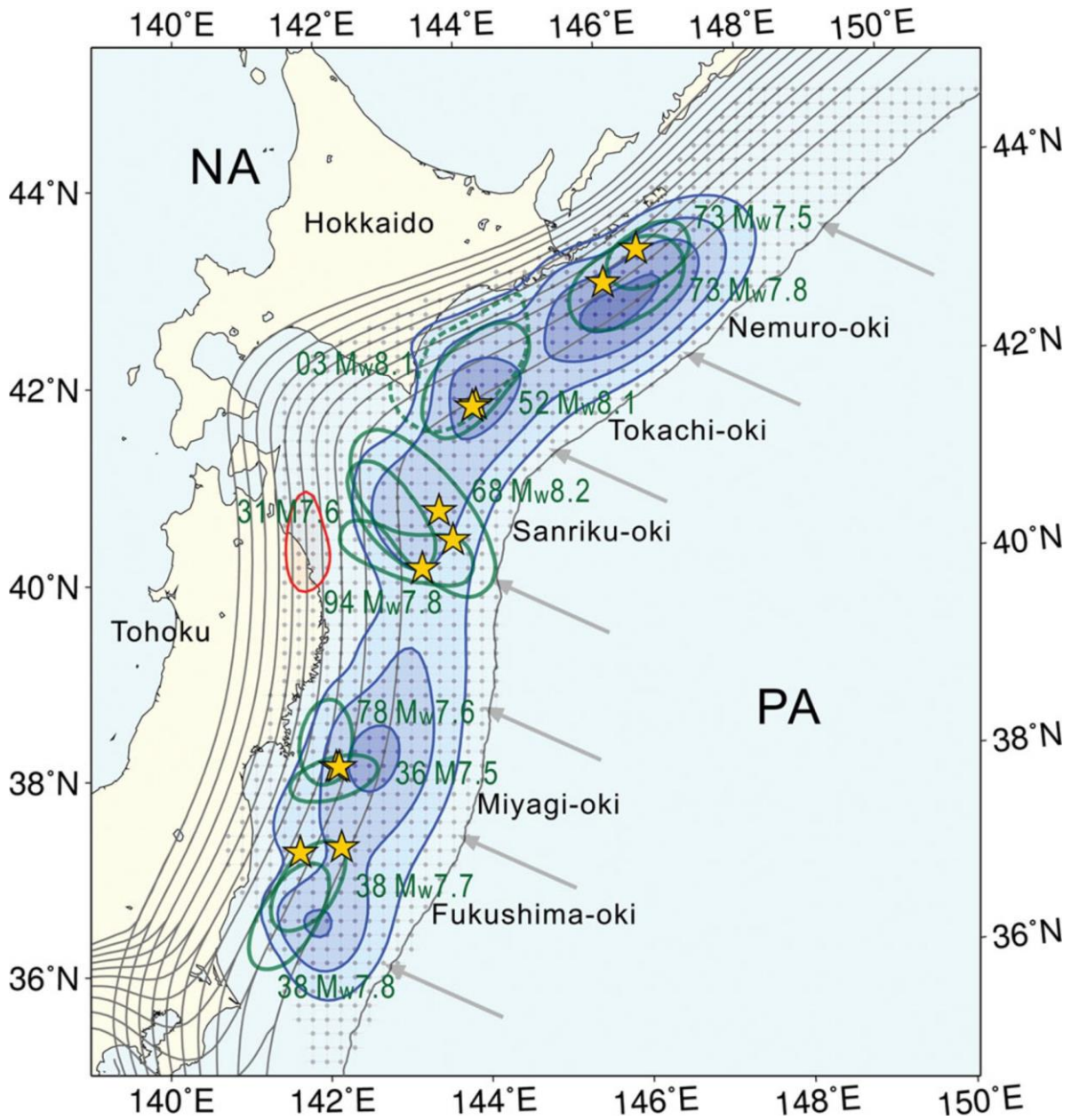


図 3-35 陸上 GNSS データ (期間: 1996-2000 年) から推定したプレート間のすべり欠損速度 (Hashimoto et al., 2012)。コンターは 3cm/年の間隔で、青がすべり遅れ、赤がすべり過ぎを示す。緑及びグレーの線はそれぞれ過去の大地震の震源域とプレートの等深線 (10km 間隔) (Hashimoto et al., 2004) を表す。

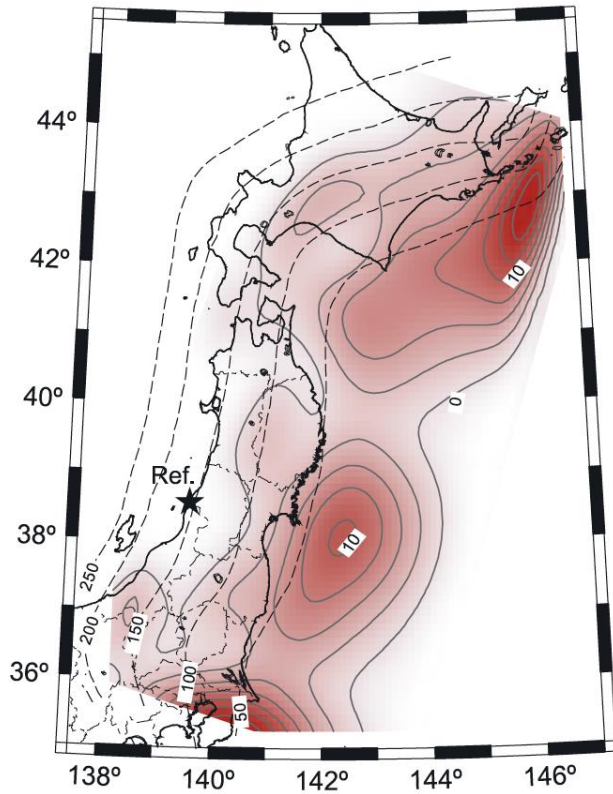


図 3-36 陸上 GNSS データ（期間：1997-2001 年）から推定したプレート間のすべり欠損速度（Suwa et al., 2006）。コンター間隔は 2cm/年。破線はプレートの等深線（50km 間隔）を表す。

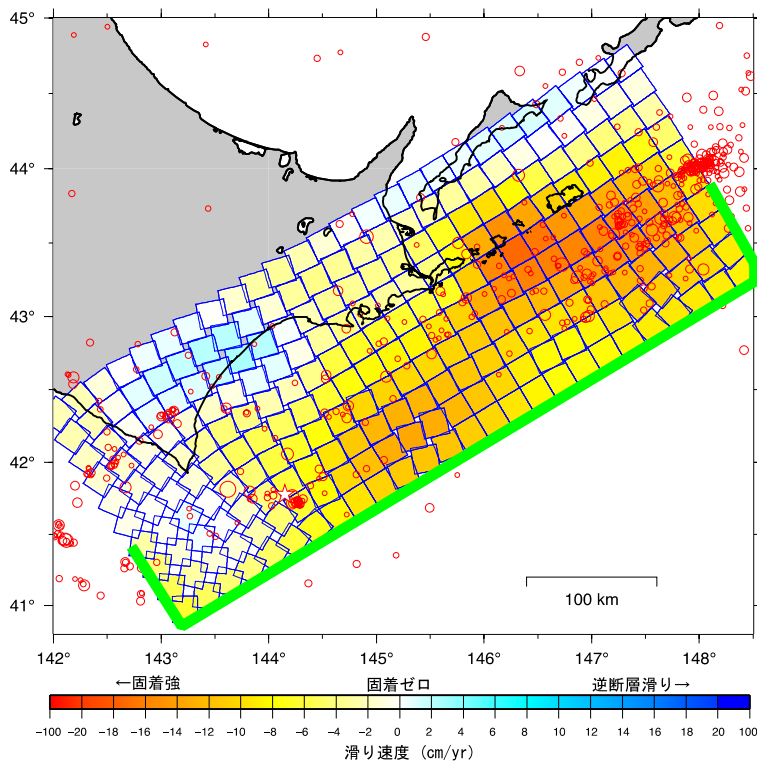


図 3-37 陸上 GNSS データ（期間：2007-2011 年）から推定した千島海溝沿いにおけるプレート間のすべり欠損速度（国土地理院，2012）。

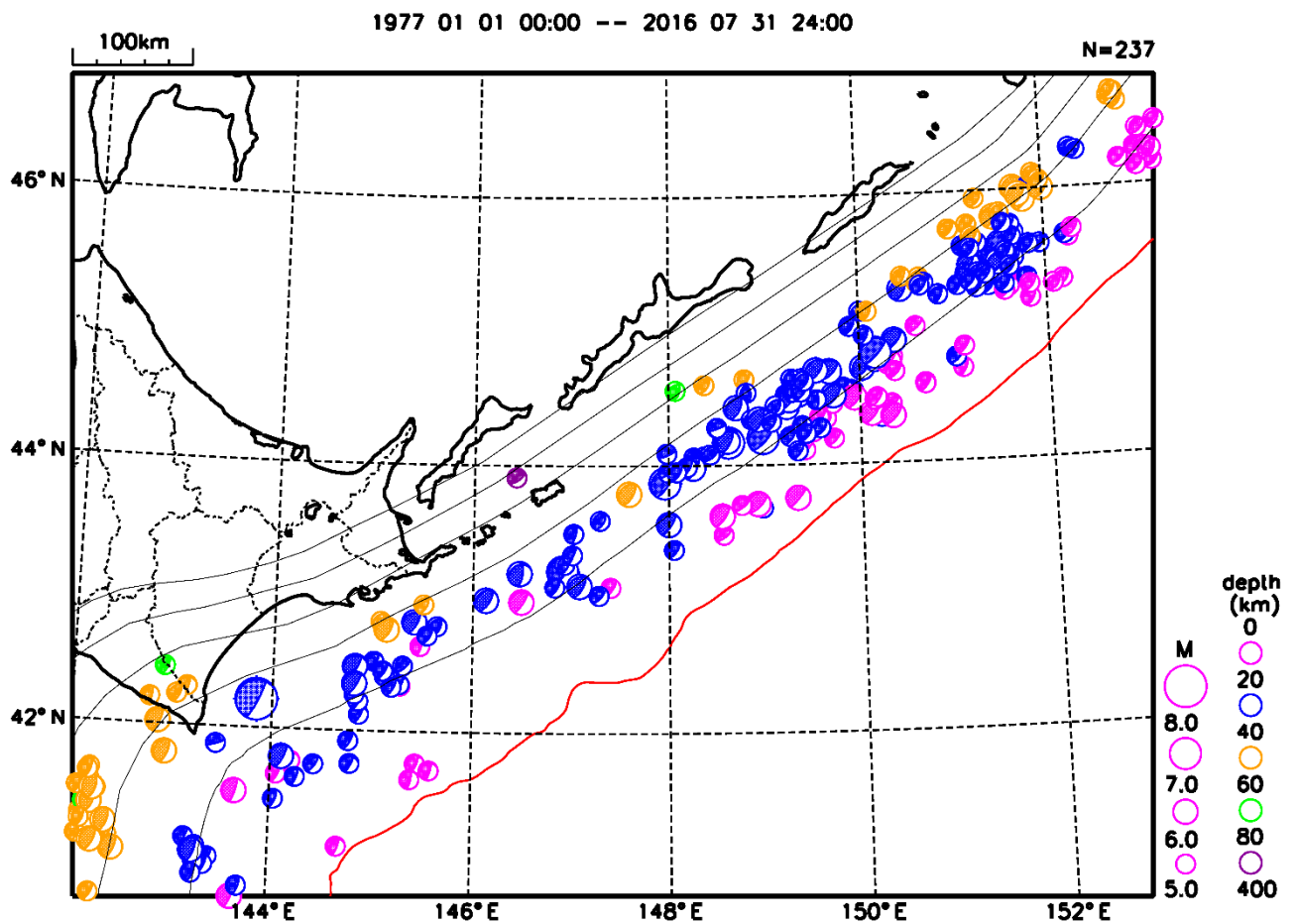


図 4-1 プレート境界付近の低角逆断層型地震の分布。1977 年 1 月から 2016 年 7 月までの Mw5.0 以上の地震について、太平洋プレートの上面深度から±10km の範囲で発生したものをプロットした。震源球のサイズは M、色は震源の深さを表す。赤線は海溝軸、黒線は太平洋プレート上面の等深線（20km 間隔）を示す。使用したプレートモデルは横田・他（2017）による（気象庁作成）。

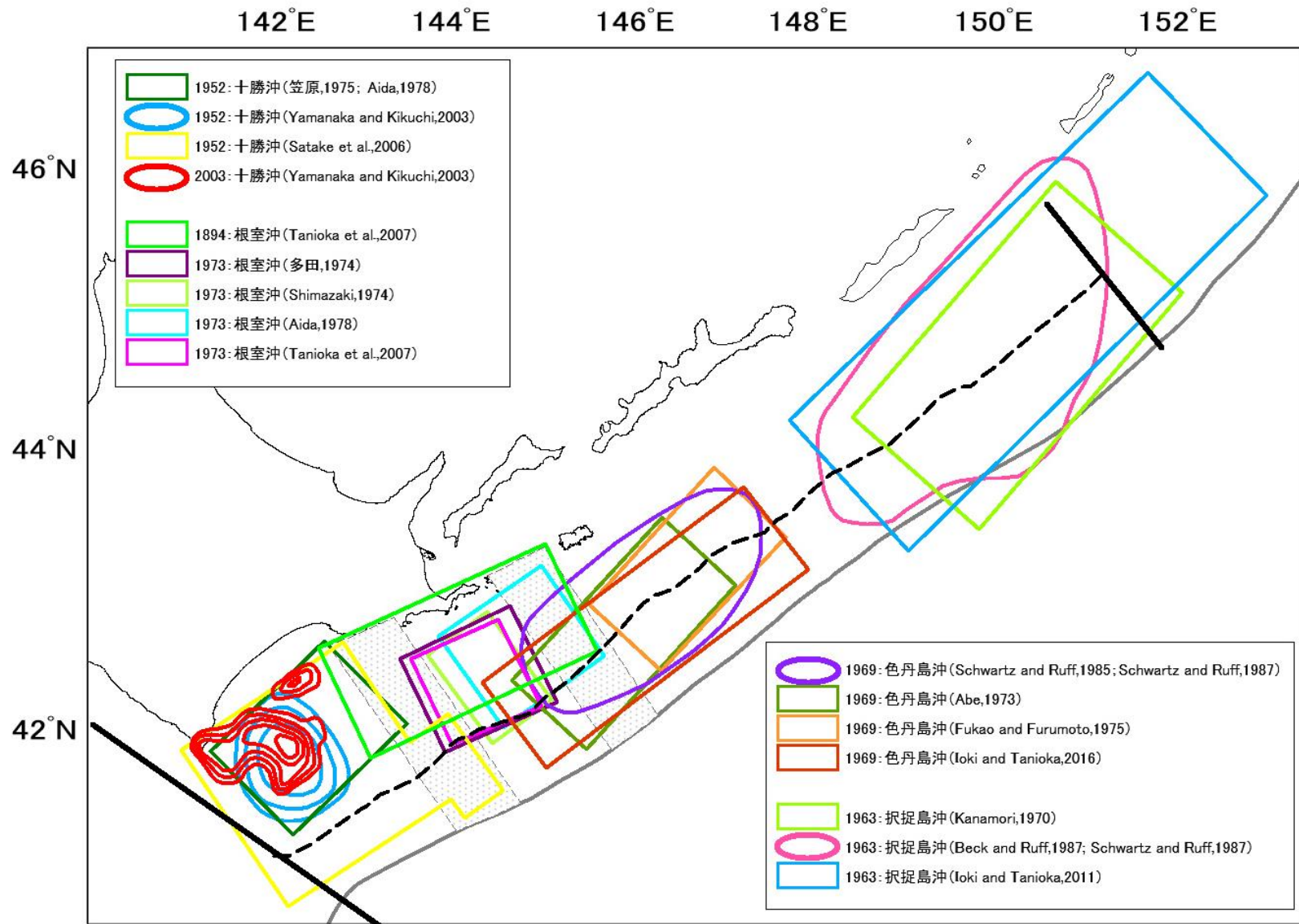


図 4-2 プレート間巨大地震の各種震源モデル。薄灰色の部分は境界領域。

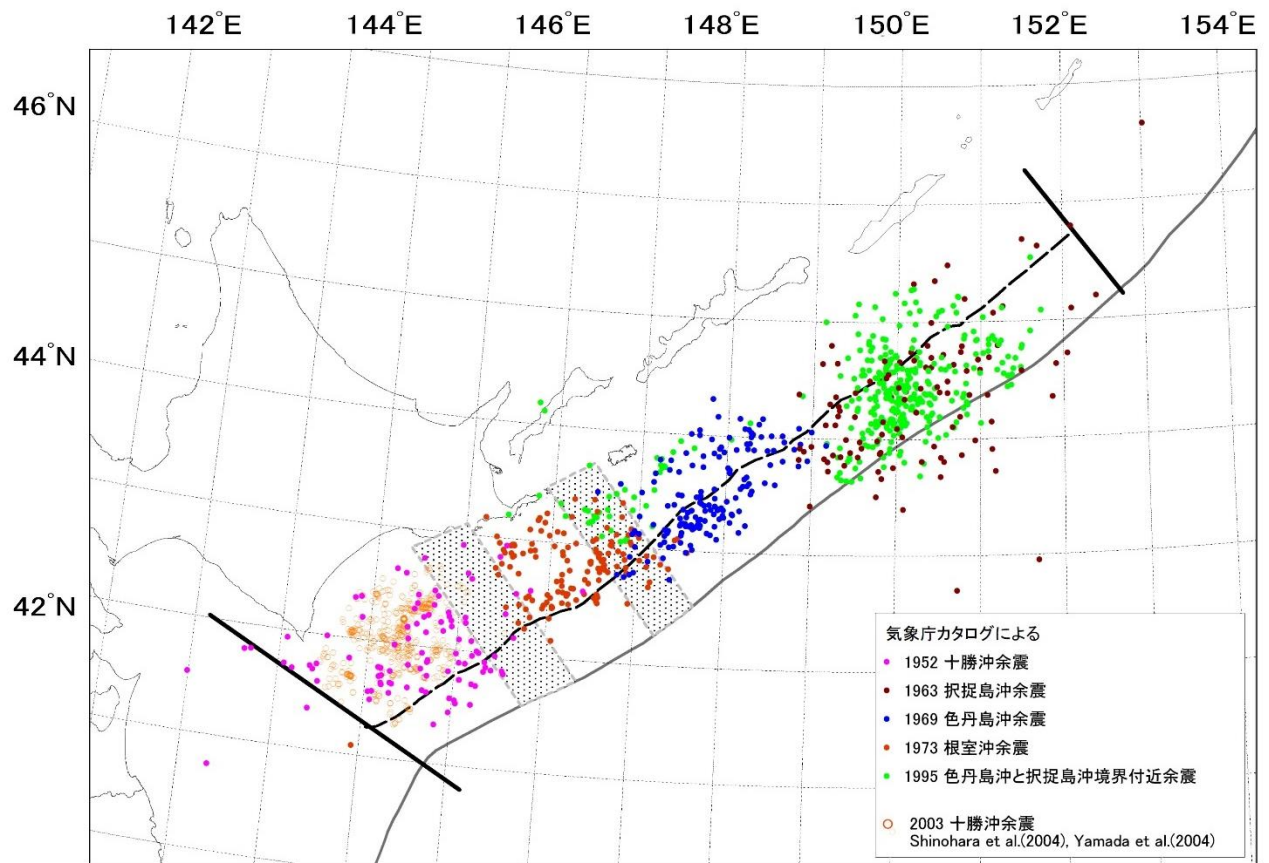
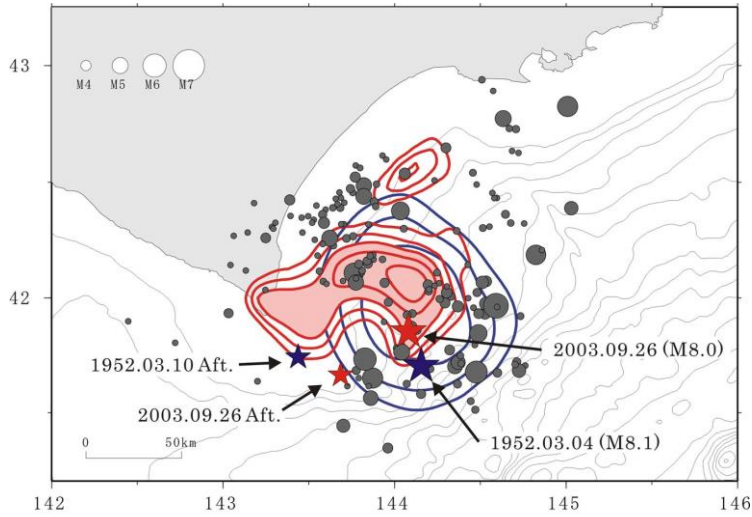
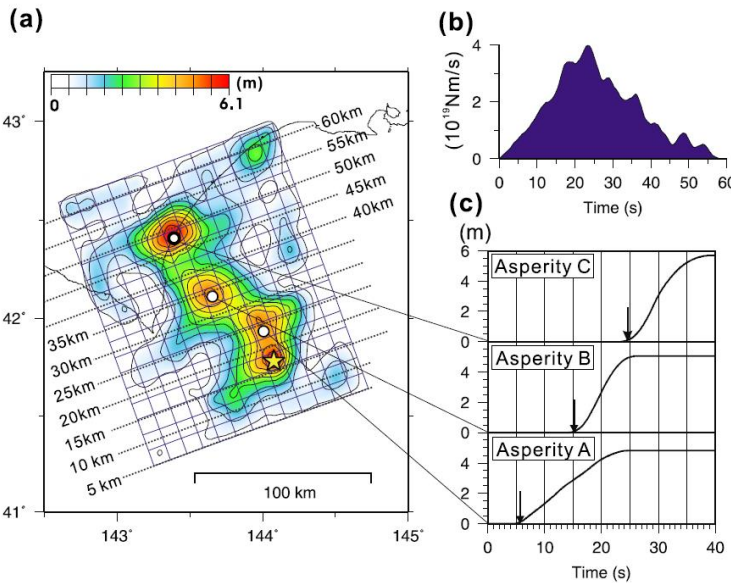


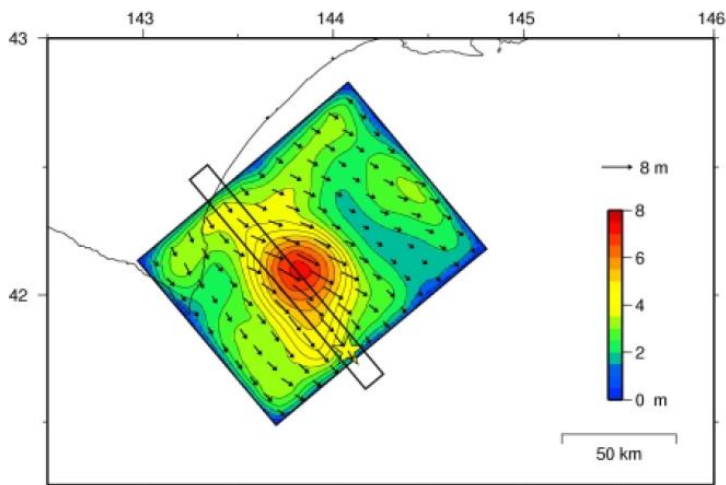
図 4-3 近年のプレート間巨大地震の余震分布。薄灰色の部分は境界領域。



遠地実体波の解析から推定された1952年及び2003年の地震の本震時のすべり量分布 (Yamanaka and Kikuchi, 2003) (図は平田[編], 2004より)
1952年が青、2003年が赤のコンター

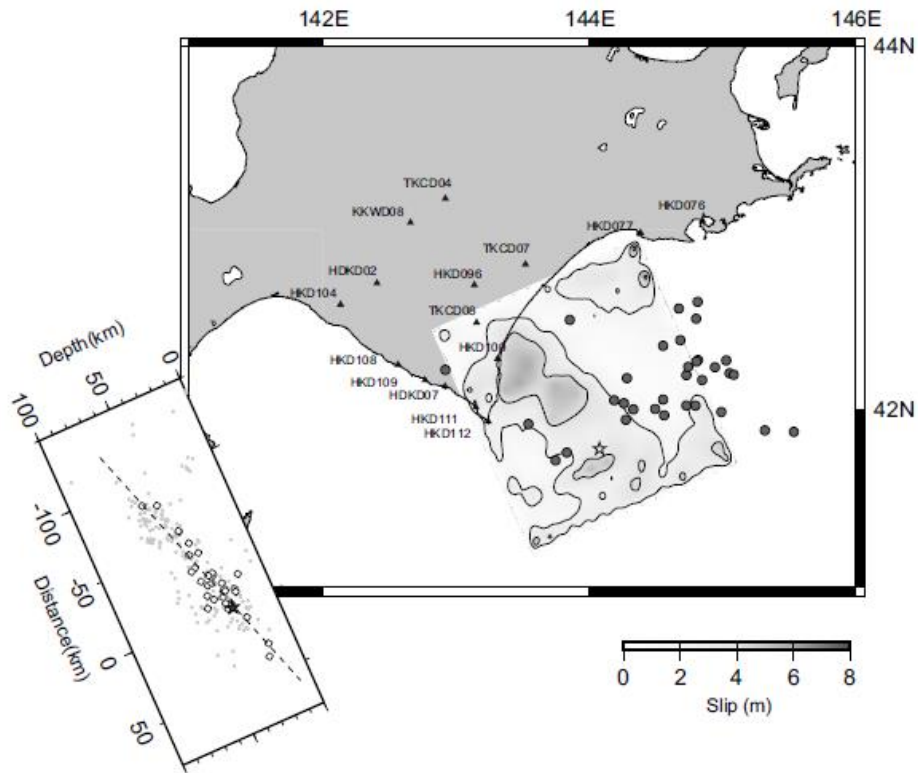


遠地実体波及び強震動データの解析から推定された本震時のすべり量分布 (Yagi, 2004)
(a) すべり分布
(b) 領域内の震源時間関数
(c) 各地点での総すべり量の時間変化とすべり(破壊)開始時間(矢印)

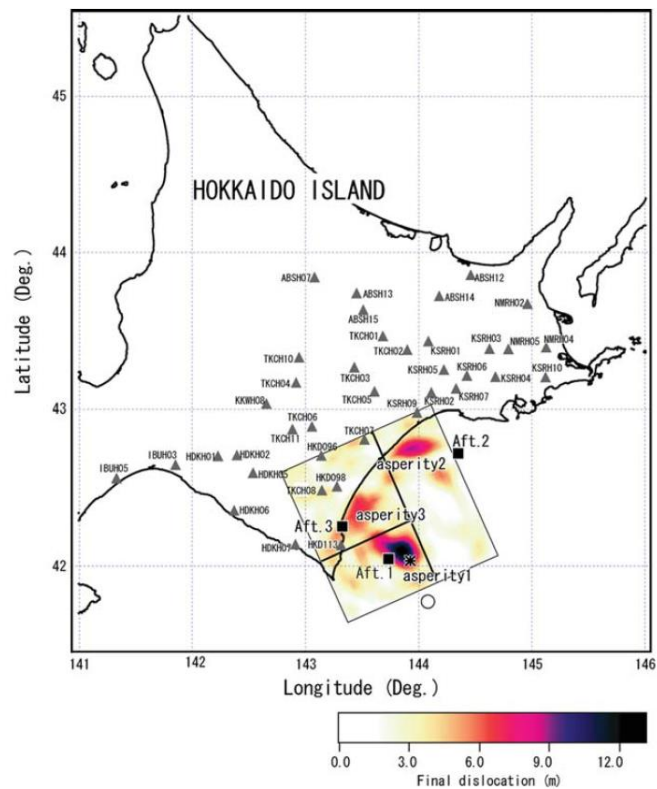


強震動及び測地データの解析から推定された2003年の地震のすべり量分布 (Koketsu et al., 2004)

図 4-4 1952年及び2003年十勝沖地震の本震時におけるすべり領域の各モデル

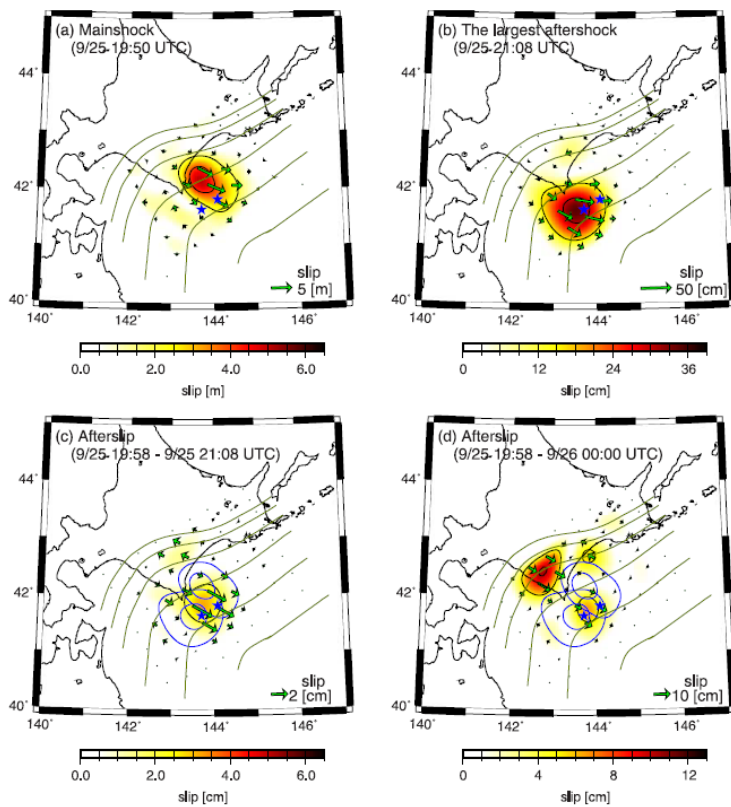


強震動データの解析から推定された2003年の地震のすべり量分布 (Honda et al., 2004)

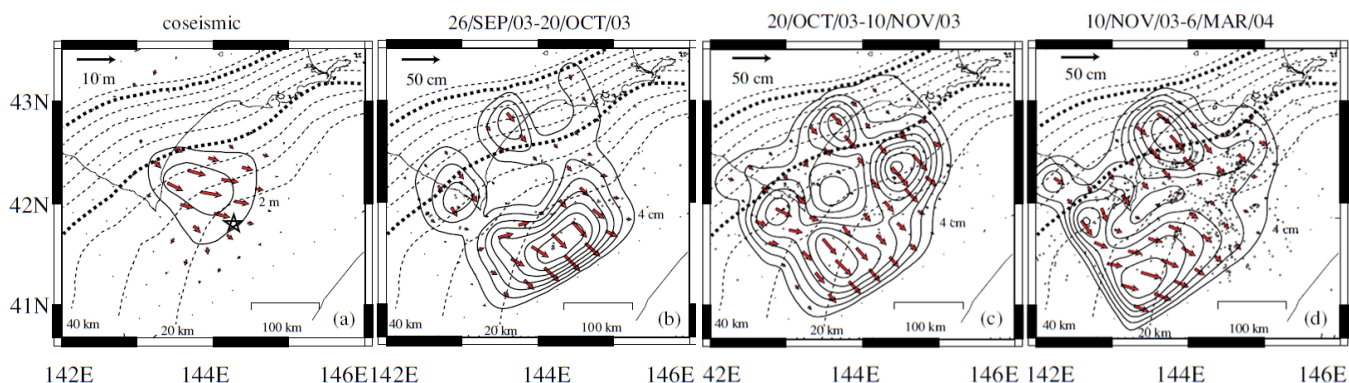


地震波形の解析による2003年の地震(本震・余震)の強震動生成域(SMGA) (Nodu and Irikura, 2008)

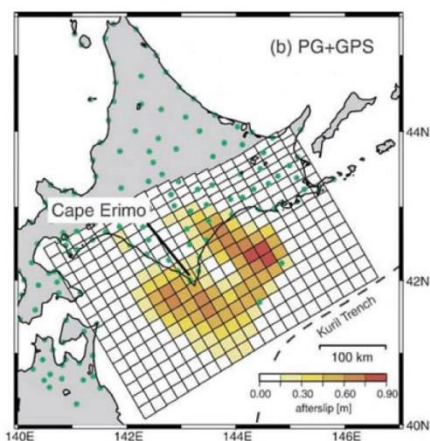
図4-5 2003年十勝沖地震の本震時におけるすべり領域の各モデル



2003 年十勝沖地震の (a) 本震時のすべり量分布 (b) 最大余震のすべり量分布 (c) a-b 間の余効すべりの変位分布 (d) 余効すべりの変位分布 (Miyazaki and Larson 2008) コンターの間隔は図ごとに異なる (a:2m, b:15cm, c:2cm, d:5cm)

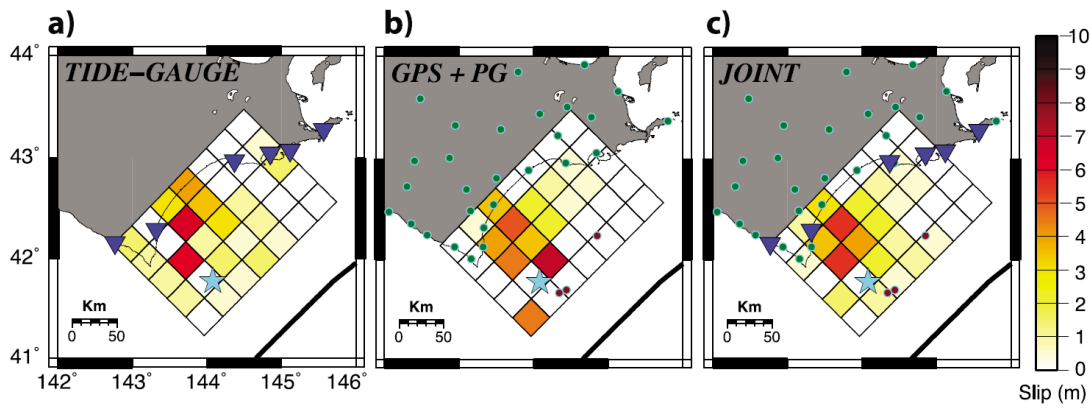


2003 年十勝沖地震の (a) 本震時のすべり量分布 (b) 9/26 (本震後) -10/2 の余効すべり量の変位分布 (c) 10/2-11/10 の余効すべりの変位分布 (d) 11/10-2004/3/6 の余効すべりの変位分布 (Ozawa et al. 2004) コンターの間隔は図ごとに異なる (a:2m, b:4cm, c:4cm, d:4cm)

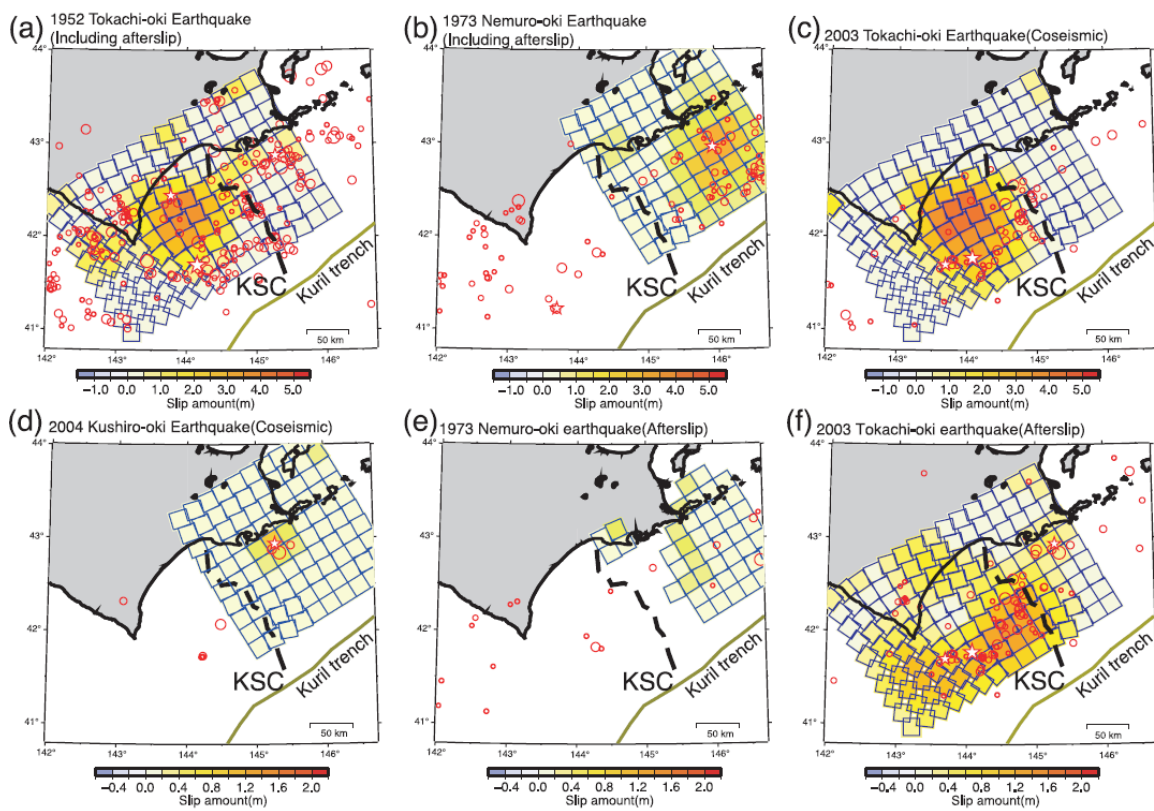


GNSS と海底水圧観測により推定した 2003 年十勝沖地震の本震から 1 年間の余効すべりの変位分布 (Baba et al. 2006)

図 4-6 地殻変動の解析から推定された 2003 年十勝沖地震におけるすべり領域の各モデル

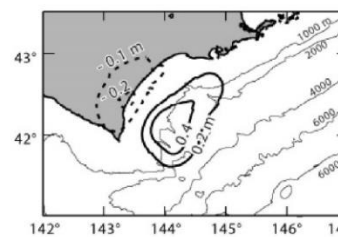
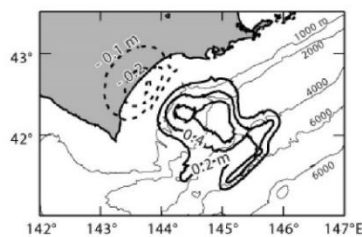
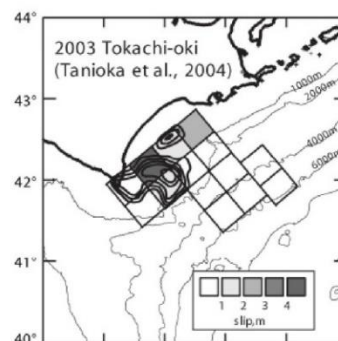
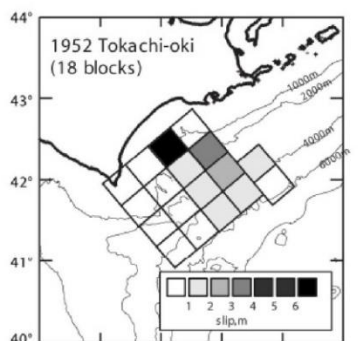
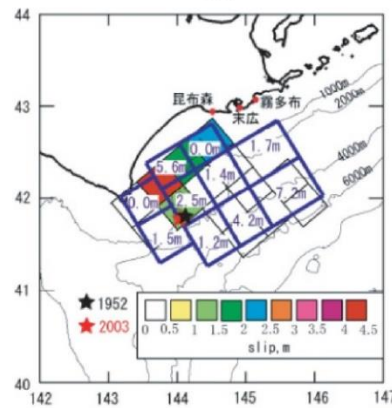
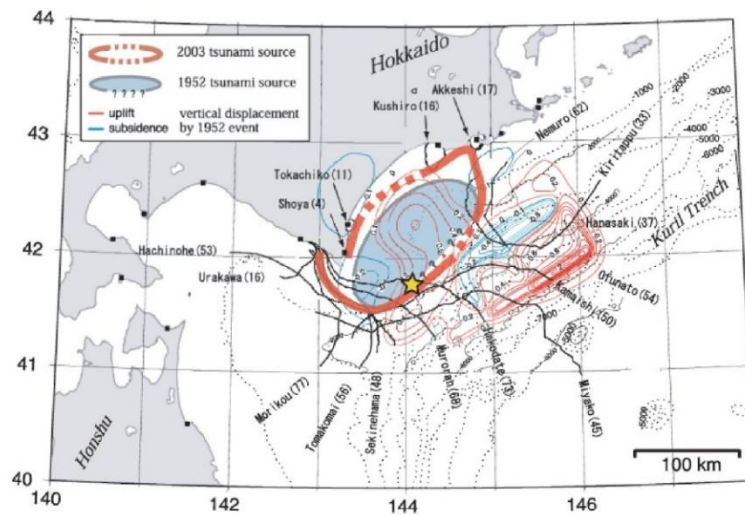


津波・GNSS・海底水圧観測により推定した2003年十勝沖地震の本震時のすべり分布 (Romano et al., 2010) a)津波観測(検潮) b)GNSSと海底水圧計 c)aとbの統合解析結果



測地観測により推定した十勝沖及び根室沖のプレート間巨大地震によるすべり分布 (西村, 2011) (a) 1952年の十勝沖地震 (b) 1973年根室半島沖地震 (c) 2003年十勝沖地震(本震) (d) 2004年の釧路沖のひとまわり小さいプレート間地震 (e) 1973根室半島沖地震の余効すべり (f) 2003年十勝沖地震の余効すべり。a-cとd-fで凡例が異なる。KSCは釧路海底谷。

図4-7 地殻変動の解析から推定された十勝沖・根室沖のプレート間巨大地震におけるすべり領域の各モデル



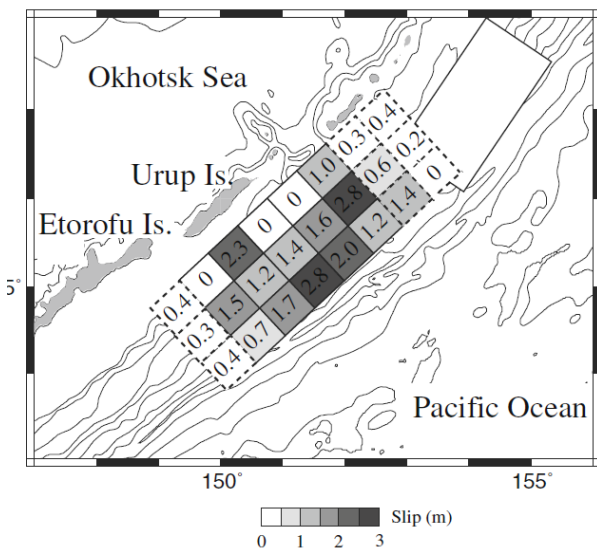
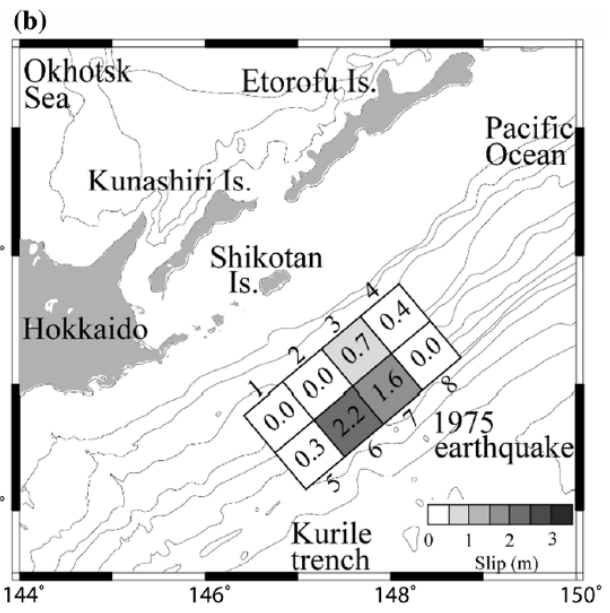
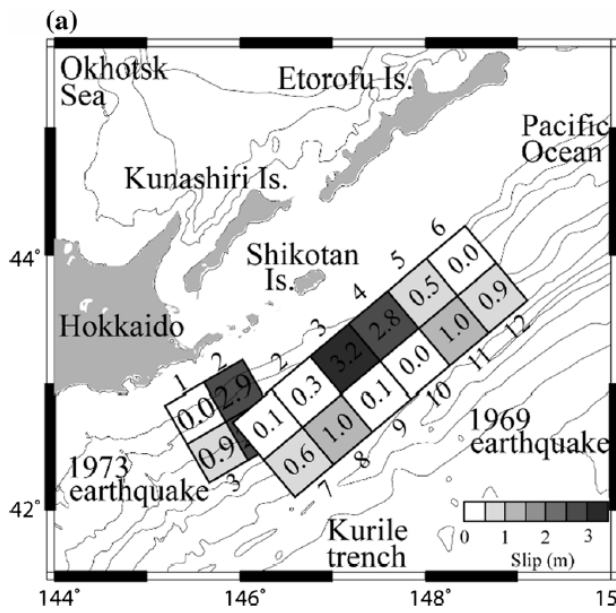
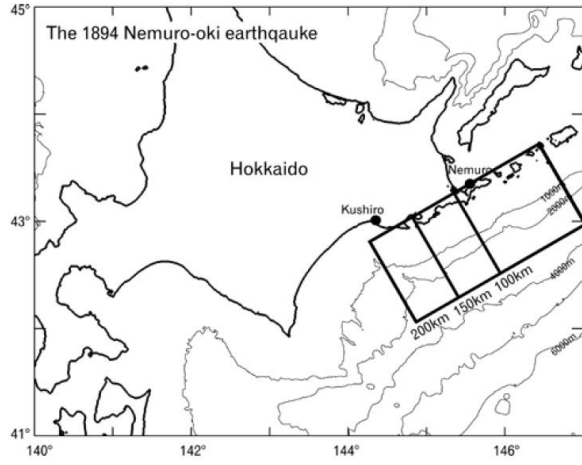
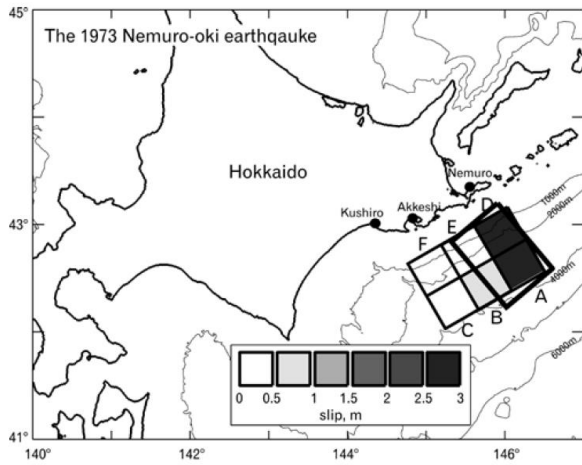
上段：1952年十勝沖地震の海底の変位量分布と1952年〔羽鳥，1973〕・2003年の波源域〔Hirata et al., 2003〕（平田〔編〕，2004）

中段：Hirata et al. (2003) による1952年のすべり量と2003年十勝沖地震のすべり量分布の比較 (Tanioka et al., 2004b)

下段左：1952年十勝沖地震のすべり量分布と海底地殻変動量 (Satake et al., 2006 に加筆)

下段右：2003年十勝沖地震のすべり量分布と海底地殻変動量 (Satake et al., 2006 に加筆)

図4-8 1952年及び2003年十勝沖地震の津波数値解析によるすべり量分布と海底面の変位量に関する各モデル



上段左：津波波形解析により推定した1973年根室半島沖地震のすべり量分布 (Tanioka et al., 2007)

上段右：津波波形解析により推定した1894年根室沖のプレート間巨大地震のすべり量分布 (Tanioka et al., 2007)

中段左：津波波形解析により推定した1969年択捉島沖のプレート間巨大地震のすべり量分布 (1973年根室半島沖地震のすべり量分布も記載) (Ioki and Tanioka, 2016b)

中段右：津波波形解析により推定した1975年の津波地震のすべり量分布 (Ioki and Tanioka, 2016b)

下段：津波波形インバージョン解析により推定した1963年の色丹島沖の地震のすべり量分布 (Ioki and Tanioka, 2011)

図4-9 1894年及び1973年の根室沖、1969年の色丹島沖、1963年の択捉島沖のプレート間巨大地震及び1973年の津波地震の津波数値解析によるすべり領域の各モデル

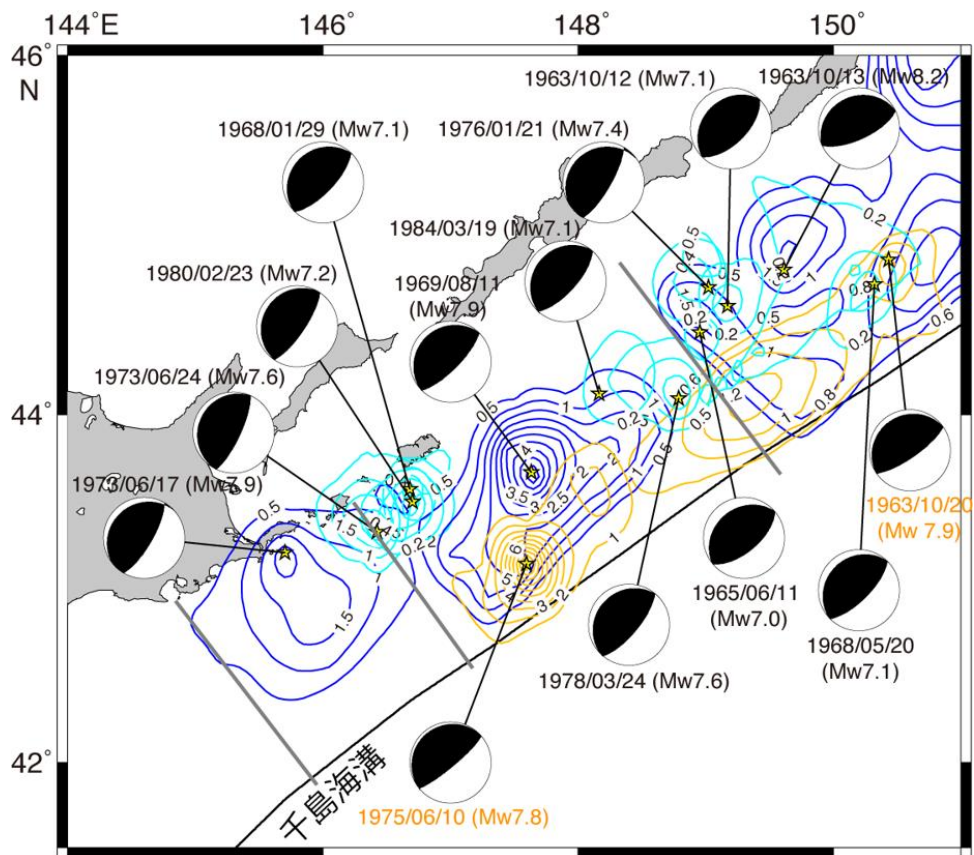


図 4-10 根室沖～色丹島沖のプレート間地震の遠地実体波解析結果（原田智也氏提供）
 青色：プレート間地震（ $M_w > 7.8$ ） 水色：プレート間地震（ $M_w < 7.8$ ） 黄色：津波地震
 1963年以降に発生した地震について、すべり分布を推定した。

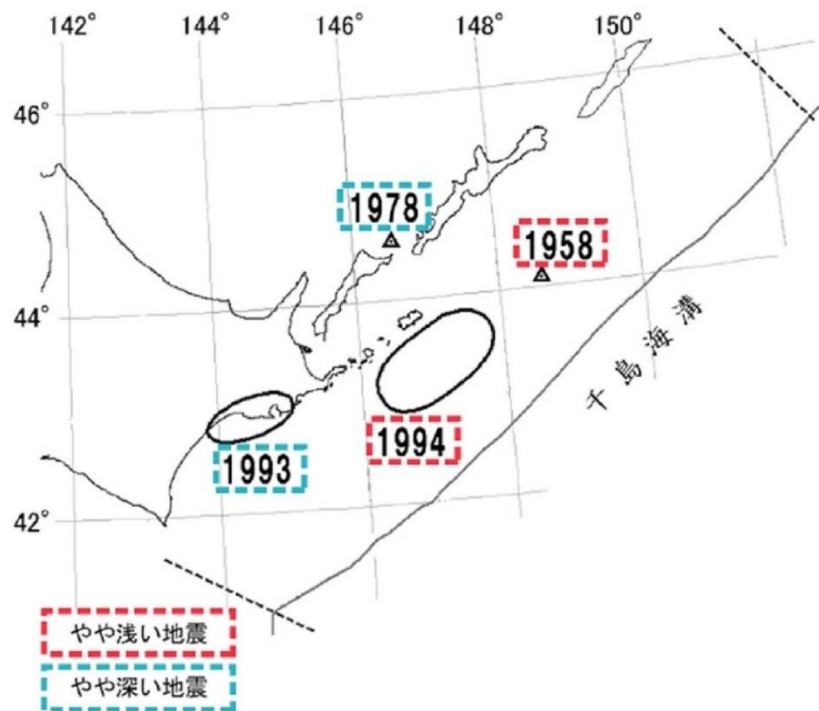


図 4-11 沈み込んだプレート内地震の震央または震源域

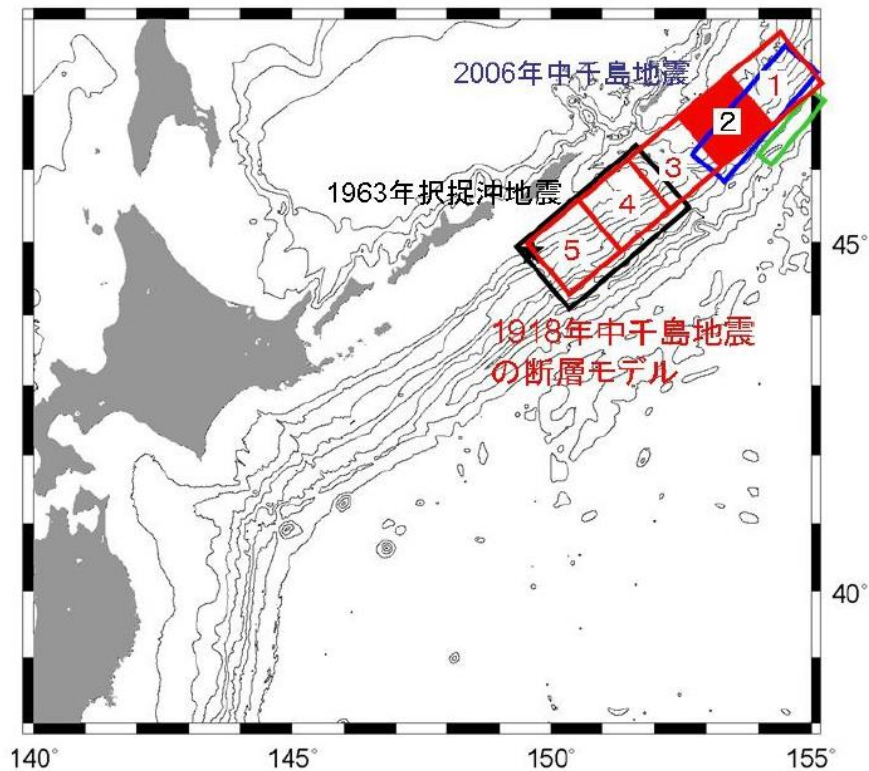


図 4-12 1918 年の択捉島沖のプレート間巨大地震の津波数値解析によるすべり領域の各モデル（文部科学省研究開発局・北海道大学，2012）。赤い矩形が設定領域（小断層）で、最もすべり量が大きかったところは、赤く塗りつぶされた 2 の領域であったと推定された。

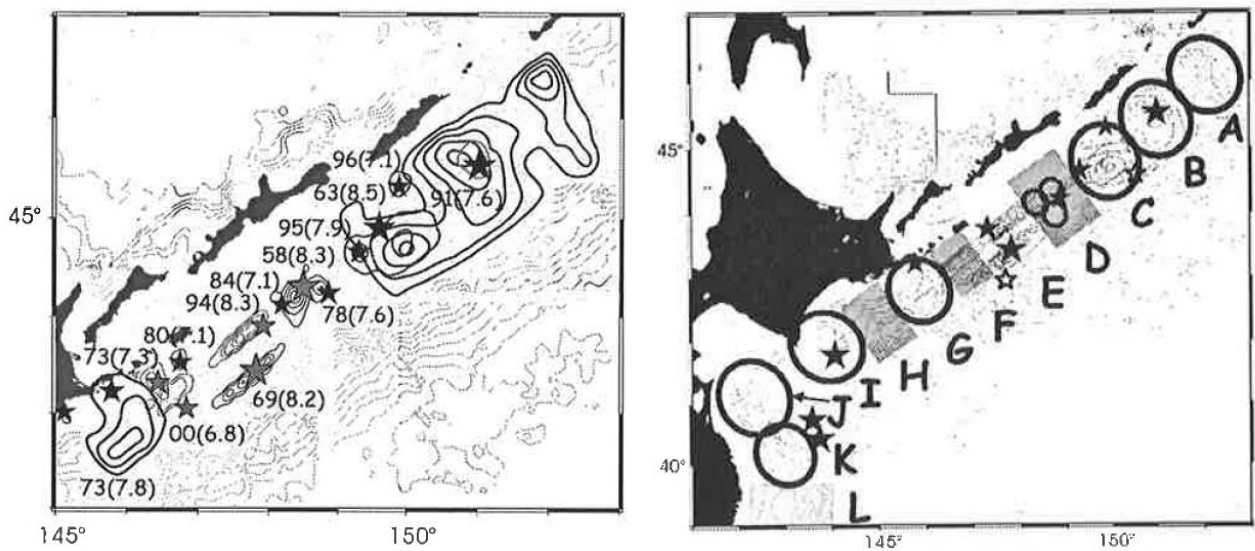
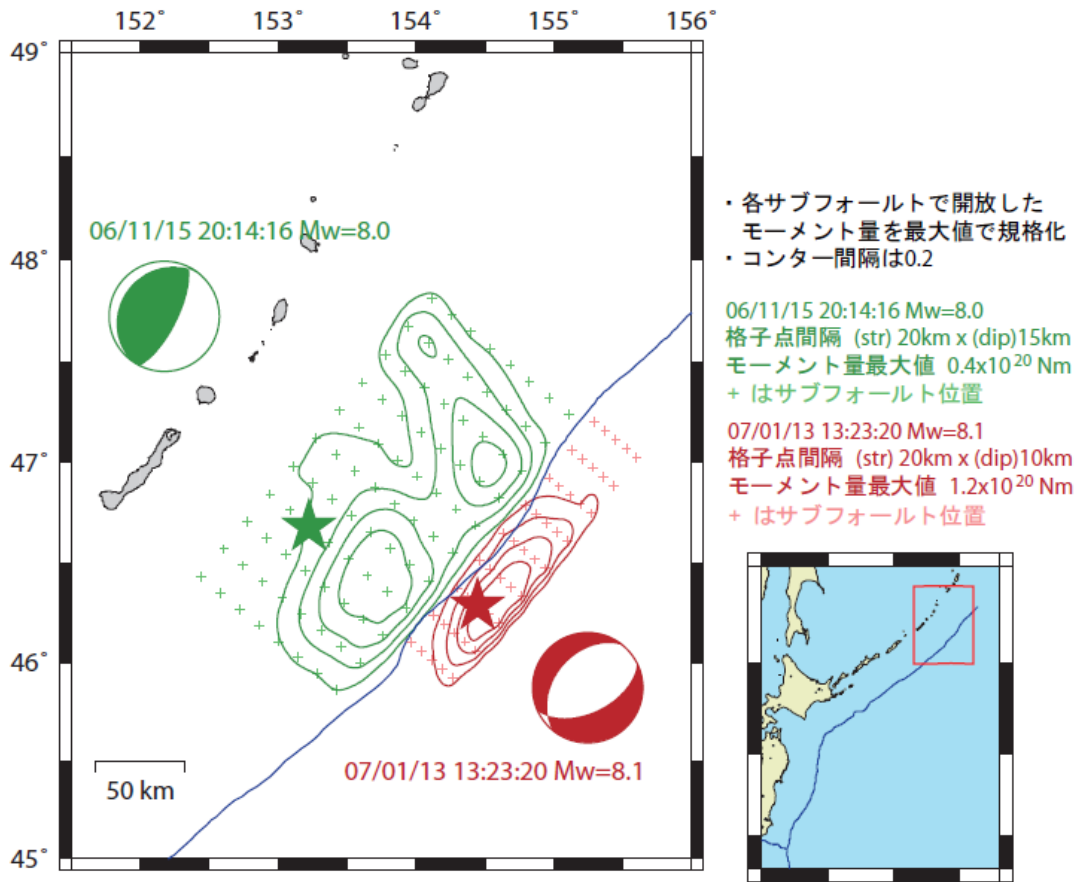


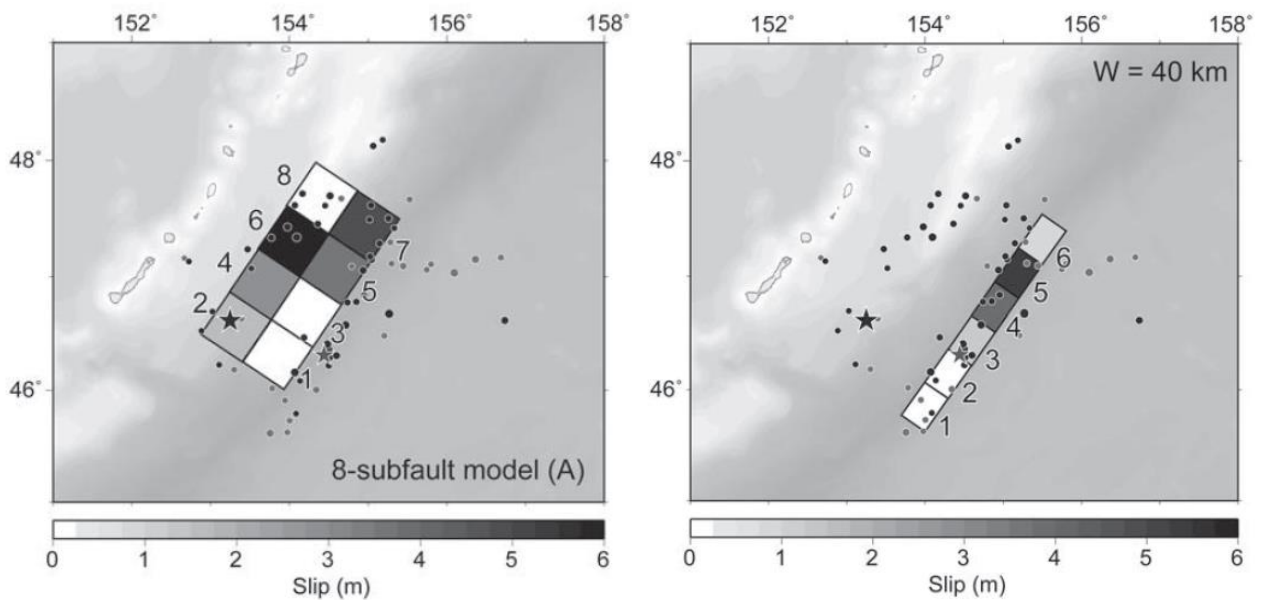
図 4-13 南千島で発生した地震のすべり量分布とアスペリティマップ（山中，2006）。左図のコンター間隔は 1m。黒い星はプレート間地震の、灰色の星はプレート内地震の震央。右図の黒丸はおおまかなアスペリティの位置。ハッチを付けた領域はカップリングが弱いと考えられる領域。

2006/11/15 (Mj7.9) と 2007/1/13 (Mj8.2) の千島列島東方の地震の震源過程

・モーメント開放領域



震源過程解析によるすべり領域のモデル (気象庁, 2007)



2006年 (左) と 2007年 (右) の津波数値解析によるすべり領域の各モデル

(Fujii and Satake, 2008)

図 4-14 領域外で発生したプレート間巨大地震 (2006年)、海溝軸外側の地震 (2007年) のすべり分布等

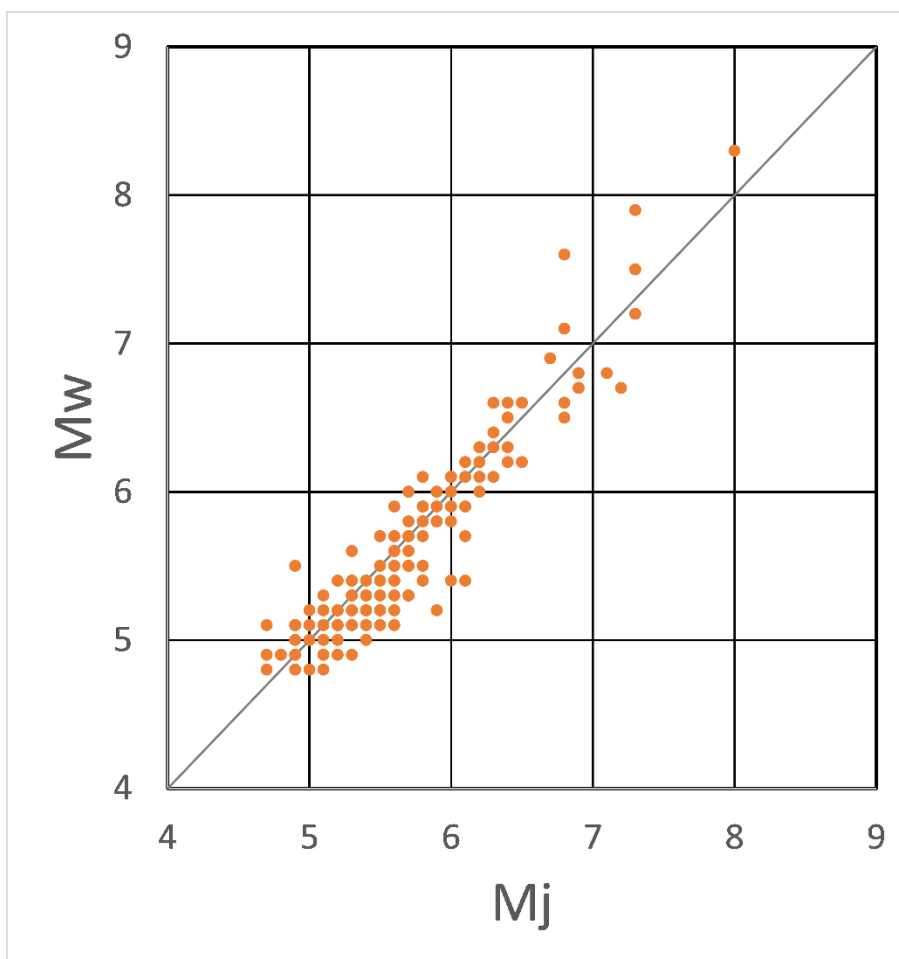


図 4-15 千島海溝沿いで発生した地震の気象庁マグニチュード (Mj) と Global CMT モーメントマグニチュード (Mw) の差。Global CMT に掲載されている 1976 年以降の地震を用いた。図中の直線は $M_j = M_w$ を示す線 (気象庁作成)。

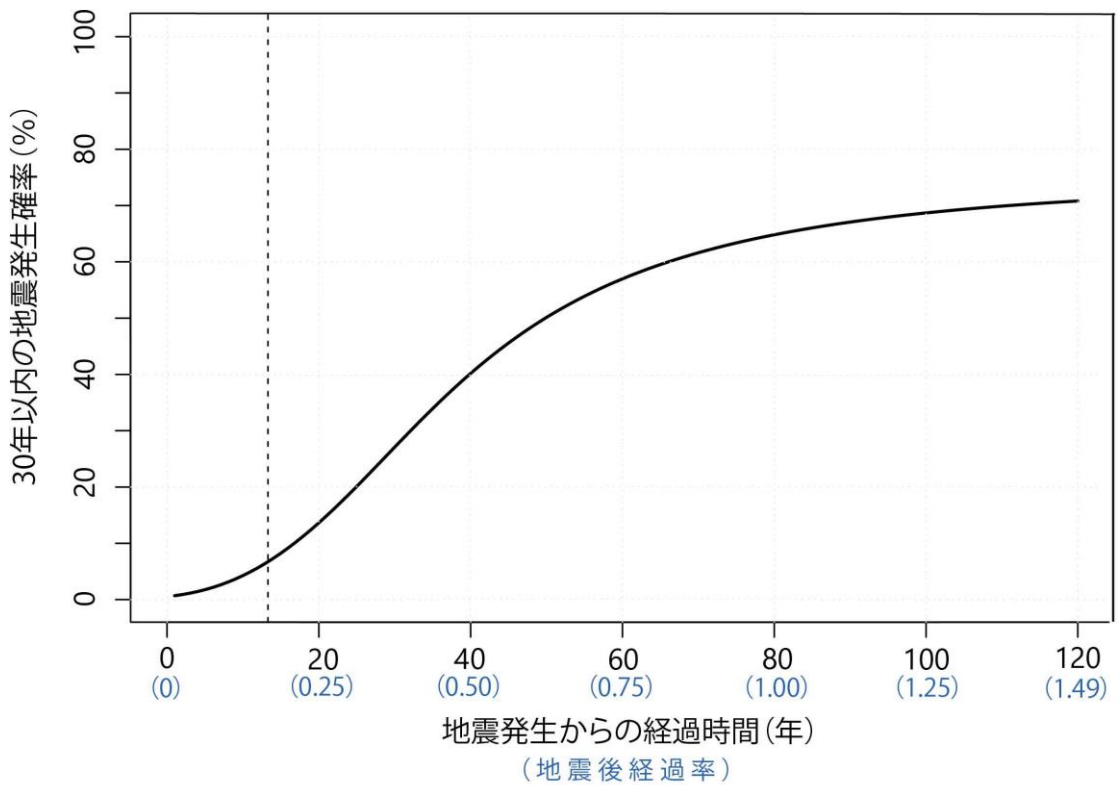


図 4-16 今後 30 年間に十勝沖のプレート間巨大地震が発生する確率の時間変化。縦線は 2017 年 1 月 1 日時点を示す。

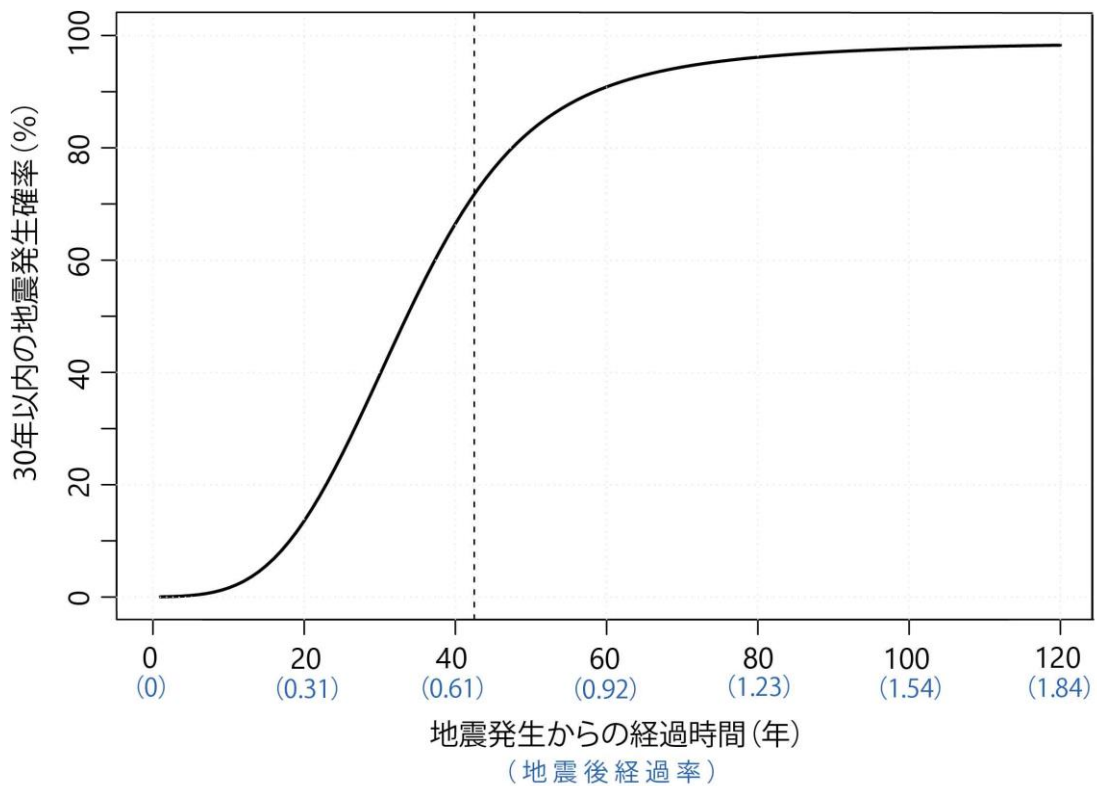


図 4-17 今後 30 年間に根室沖のプレート間巨大地震が発生する確率の時間変化。縦線は 2017 年 1 月 1 日時点を示す。

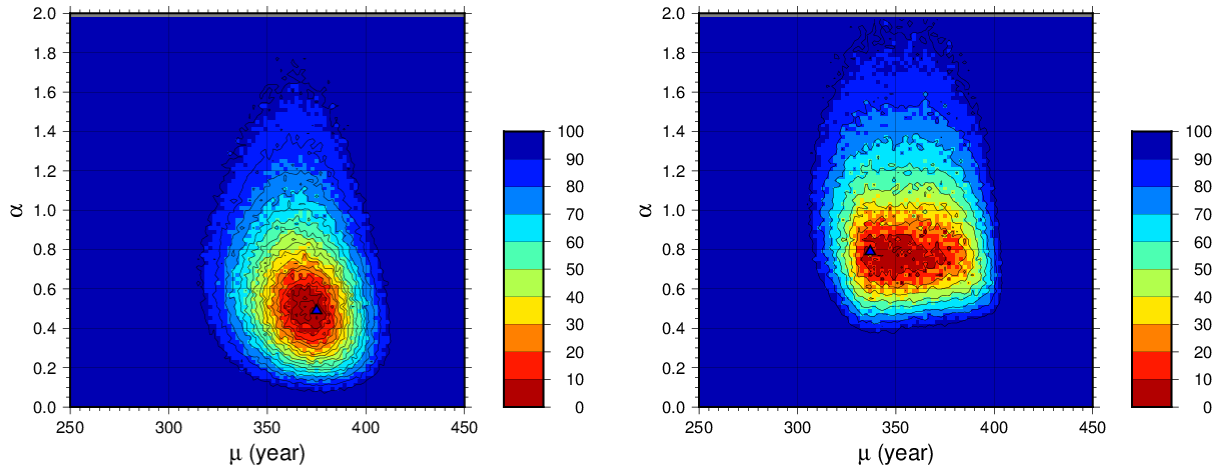


図 4-18 津波堆積物の堆積年代からシミュレーションにより求めた BPT 分布のパラメータ（平均発生間隔 μ とばらつきを示す α ）の頻度分布。左が霧多布湿原、右が藻散布沼のデータから求めた分布を表す。最頻値を青の三角で示す。また、カラースケールの値は最頻値から並べたとき、各々の区間が上から何パーセント以内に入っているかを示している。

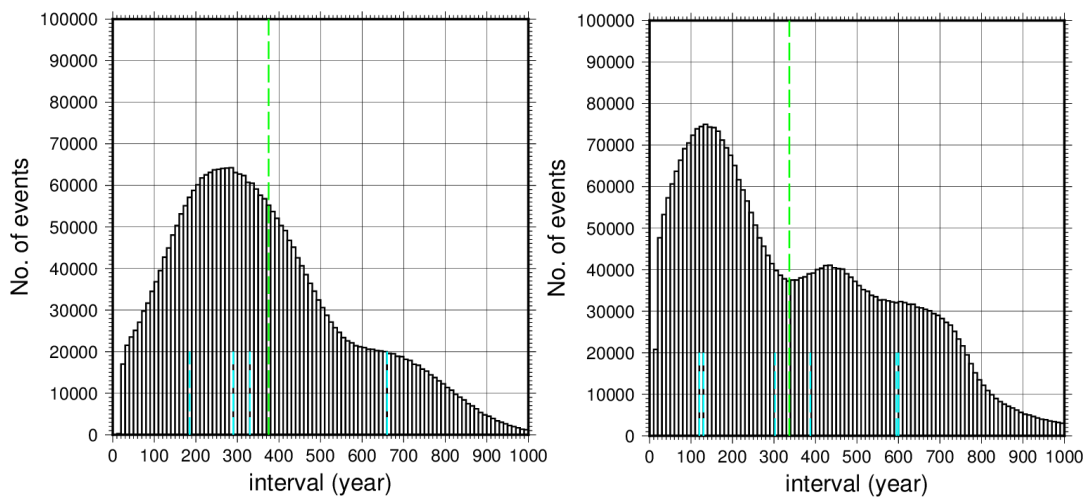


図 4-19 シミュレーションにより求められた時系列の発生間隔の頻度分布。左が霧多布湿原、右が藻散布沼のデータから求めた分布を表す。縦に入っている緑の破線が図 4-18 で描かれている最頻値の値、水色の破線がイベントが $\pm 1\sigma$ の中央で発生したと仮定したときの地震発生間隔の値を示す。

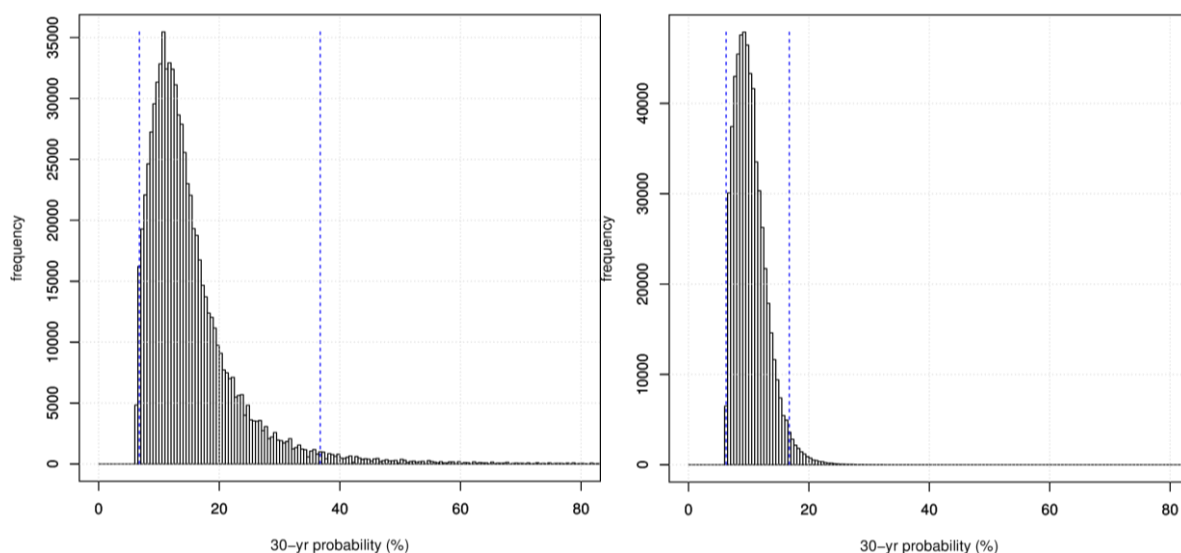


図 4-20 今後 30 年間に超巨大地震（17 世紀型）が発生する確率の分布。横軸が 30 年の発生確率、縦軸がその頻度を示す。95%の信頼区間を青の点線で示してある。左が霧多布湿原、右が藻散布沼のデータから求めた分布を表す。

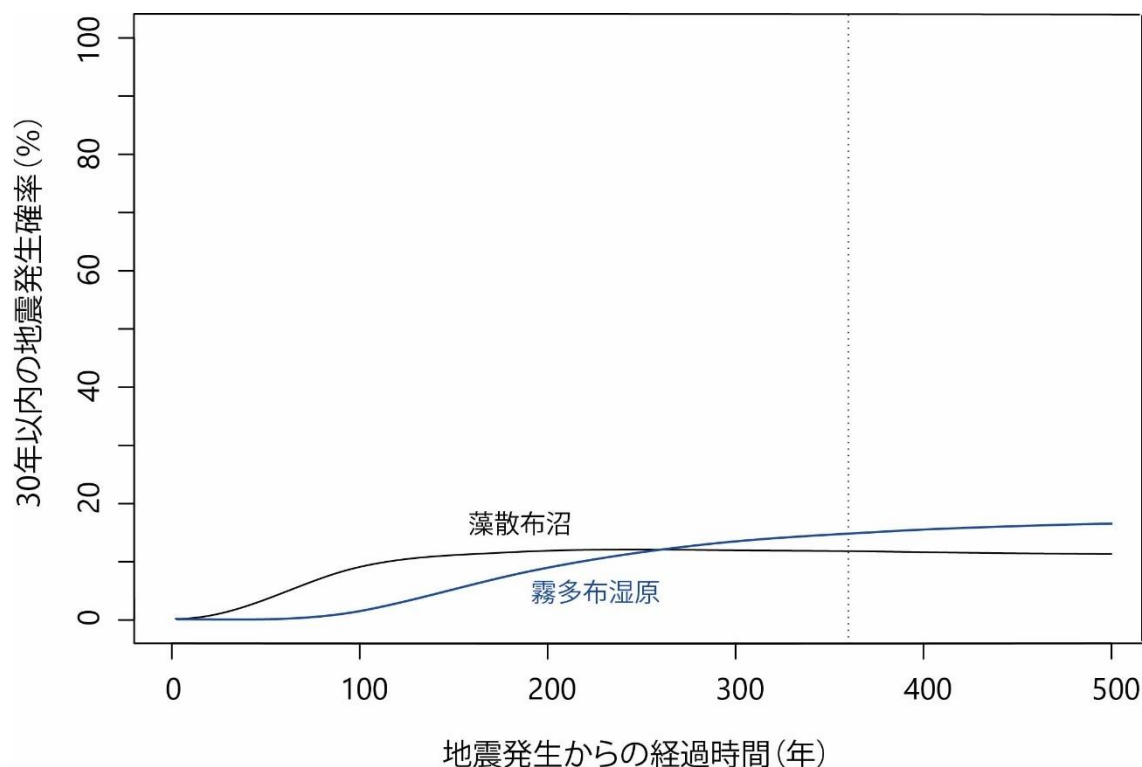


図 4-21 今後 30 年間に超巨大地震（17 世紀型）が発生する確率の時間変化の一例。シミュレーションによりパラメータ（平均発生間隔（ μ ）とばらつき（ α ））を多数設定している（図 4-18）ため、本来、多様な曲線を描くことができるが、上図は最頻値（霧多布 $\mu=375$ 年、 $\alpha=0.49$ 、藻散布 $\mu=337$ 年、 $\alpha=0.79$ ）（図 4-18 の▲印）を使用した。 α が大きい場合、一定の経過時間を超えると時間とともに確率が微減する傾向があり、地震学的知見に反するため、手法の改善や、データのばらつきを減らすことが今後の課題である。

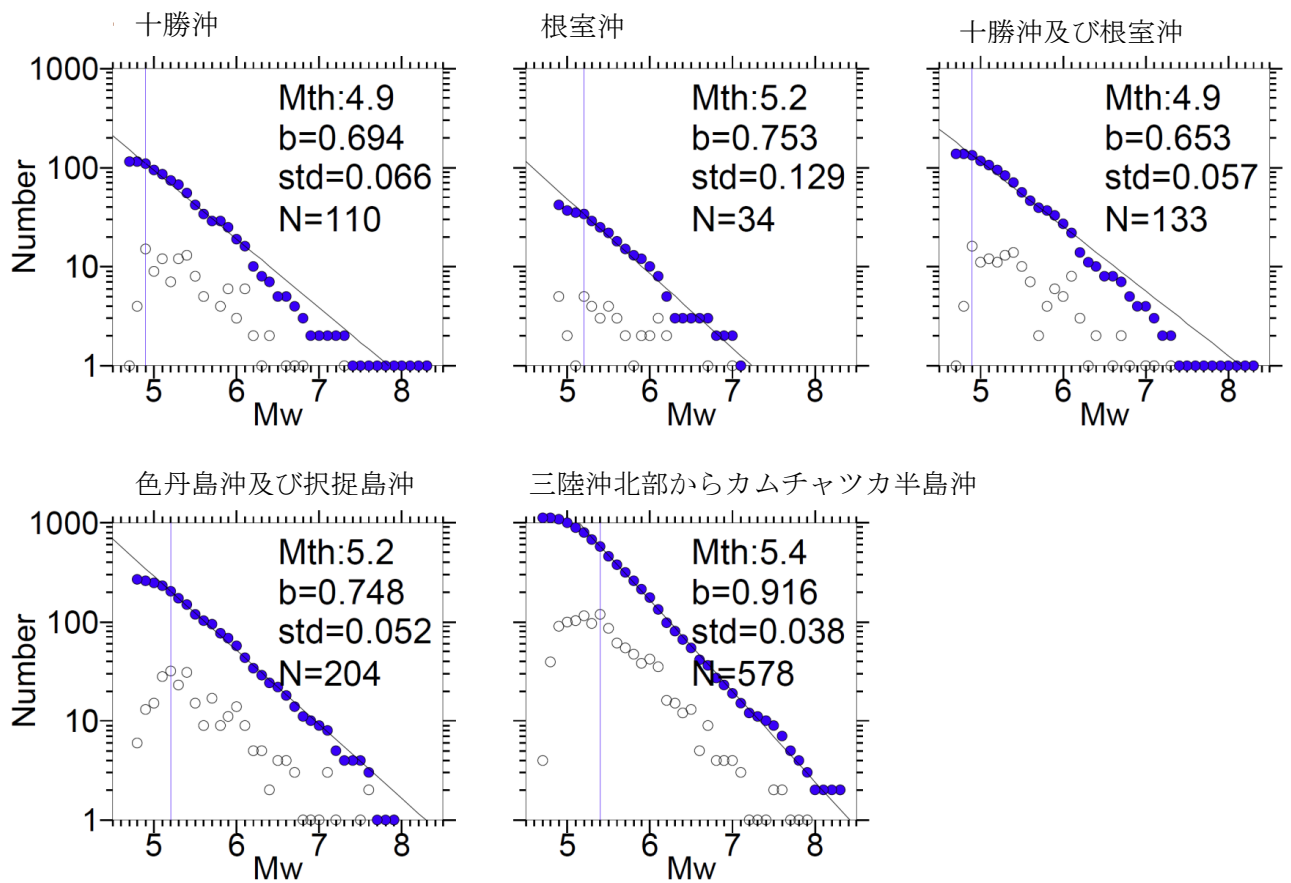


図 4-22 千島海溝沿いのプレート間地震の規模別頻度分布。地震の抽出基準は 4-3-2 (3) を参照。N は対象となった地震個数。各領域とも、隣接する境界領域を含めている。根室沖の N が少ないため、十勝沖と統合した。三陸沖北部の範囲は「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (地震調査委員会, 2012)」を参照。カムチャツカ半島沖は、およそ北緯 56 度、東経 164 度までの範囲を示す (気象庁作成)。

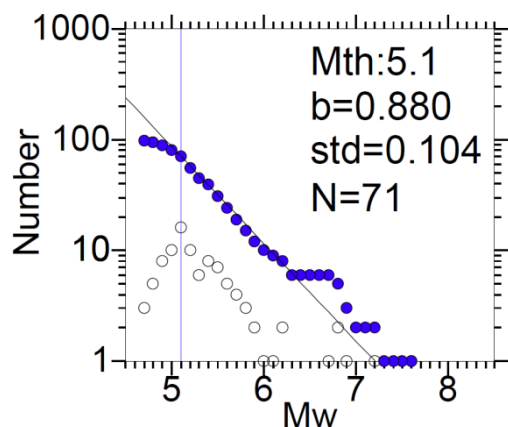


図 4-23 千島海溝沿いの沈み込んだプレート内のやや深い地震の規模別頻度分布。地震の抽出基準は 4-3-2 (3) を参照。N は対象となった地震個数 (気象庁作成)。