

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
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について ―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（平成11年4月23日）を決定し、この中において、「陸域の浅い地震、あるいは、海溝型地震の発生可能性の長期的な確率評価を行う」とした。

地震調査委員会ではこの決定を踏まえて、これまでに、海域に発生するプレート間地震（海溝型地震）として、宮城県沖地震、南海トラフの地震、三陸沖から房総沖にかけての地震活動、千島海溝沿いの地震活動、日本海東縁部の地震活動、日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動及び相模トラフ沿いの地震活動の長期評価を行い、公表した。

平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震は日本国内で観測された最大の地震である。この地震では、三陸沖南部海溝寄り、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの一部で大きなすべり量が観測され、三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖の領域も震源域とされた。この地震について現時点での知見をまとめ、東北地方太平洋沖型の地震として評価した。

また、2005年に宮城県沖で地震が発生したことや、最近の調査結果により過去の宮城県沖及び869年貞観地震の新たな知見が得られたことから、このたび「宮城県沖地震の長期評価」の見直しを行い、「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」に統合し、第二版としてとりまとめた。

さらに、前回の公表から時間が経過したため、三陸沖から房総沖にかけての地震発生確率等、記述の一部を更新した。

なお、東北地方太平洋沖地震については、余震活動や余効変動が続いている上、調査研究もその途上にあり、本報告は暫定的な結果にせざるを得ない部分がある。そこで、今後この地震の調査観測等により知見が得られた後に「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」を再度評価することとする。また、評価に用いられたデータは量及び質において一様ではなく、そのためにそれぞれの評価の結果についても精粗があり、平成15年以降に発表した長期評価からは、評価の結果の信頼度を付与している。

参考として、本報告の東北地方太平洋沖型の地震の評価を踏まえて平成23年3月11日の東北地方太平洋沖地震の発生直前の確率を算出した結果を以下に示す。

(参考) 2011年東北地方太平洋沖地震発生直前(平成23年3月11日)における確率

平成23年3月11日に発生した地震名と地震規模(マグニチュード)		地震発生確率			集積確率	地震後経過率	平均発生間隔(上段)
		10年以内	30年以内	50年以内			最新発生時期
東北地方太平洋沖地震	9.0	4~6%	10~20%	20~30%	30~60%	0.83~1.0	600年程度 ----- 約500~600年前

※集積確率とは、その時点までに地震が発生する確率である。

※平成24年2月9日 一部改訂

「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震以降に発生した地震のマグニチュードの変更について」(平成23年12月8日、気象庁報道資料)(気象庁, 2011c)により、3月11日15時15分に茨城県沖で発生した地震及び4月7日23時32分に宮城県沖で発生した地震のマグニチュードについては、これまでモーメントマグニチュードを使用しておりましたが、気象庁マグニチュードを使用します。この結果、前者のマグニチュードは7.7から7.6に、後者のマグニチュードは7.1から7.2に、変更になります。

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）

三陸沖から房総沖までの太平洋沿岸を含む日本海溝沿いの地域では、過去に大地震が数多く発生していることが知られている。本報告書は、日本海溝沿いのうち図1に示す三陸沖から房総沖までの領域を対象とし、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等について評価してとりまとめたものである。評価にあたっては、これらの領域に発生した地震について行われたこれまでの調査研究の成果を参考にした。

なお、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震については、現在調査研究の途上にあり、これに関わる評価は暫定的なものである。よって、今後この地震の調査観測等により知見が得られた後に「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」を再度評価することとする。

1 地震の発生領域及び震源域の形態

日本海溝沿いに発生する地震は、主に、本州が乗っている陸のプレートの下へ太平洋側から太平洋プレートが沈み込むことに伴って、これら2つのプレートの境界面（以下「プレート境界面」という。）が破壊する（ずれる）ことによって発生する。また、時によっては1933年の昭和三陸地震のように太平洋プレート内部が破壊することによって発生することもある。

1-1 過去の地震の震源域について

過去に日本海溝沿いで発生した地震の震源域については、表1のとおり。

三陸沖北部、宮城県沖及び茨城県沖以外の三陸沖から房総沖にかけては、同一の震源域で繰り返し発生している地震がほとんど知られていないため、表1に整理されている地震等を根拠として、震源域を図1のような領域に分けて設定した。

1-2 次の地震の発生位置及び震源域の形態について

次の地震の発生位置（領域）及び震源域の形態は、東北地方太平洋沖地震については日本海溝のプレート境界の広い部分で図2-1のようになると考えた。

各領域については、大地震の記録が比較的多く残っている三陸沖北部については、一番最近の1968年十勝沖地震を当該海域で発生する代表例と考え、図2-2のようになる可能性が高いとした。宮城県沖については、1978年の地震が当該海域で発生する代表例として、図2-3のようになる可能性が高いと考えた。茨城県沖についても地震の発生状況を踏まえ、1982年及び2008年の地震の解析結果等を参考に、図2-4のようになる可能性が高いとした。また、三陸沖北部、宮城県沖及び茨城県沖以外の領域は、表1に整理されている地震の発生状況を踏まえ、震源域は特定できないものの図1に示したそれぞれの領域内のプレート境界付近もしくは太平洋プレート内部で発生する可能性が高いと考えた。なお、房総沖のフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について」（地震調査委員会, 2004）において別途評価がなされているため本報告では評価しなかった。

2 地震活動

歴史地震の記録や観測成果の中に記述された、津波の記録、震度分布等に基づく調査研究の成果を吟味し、東北地方太平洋沖型の地震及び、三陸沖北部から房総沖にかけて発生した大地震を表2のように整理し、東北地方太平洋沖型の地震及び領域分けを行った個々の領域内において、繰り返して発生する大地震^{*1}を長期評価の対象とした。

なお、宮城県沖の地震については、地震の規模や破壊されるアスペリティが一樣ではなく、1930年代の地震（マグニチュード（M）7.1～7.4）のように複数のアスペリティが別々にすべる場合と、1978年の地震（M7.4）のように同時にすべる場合があると考えた。ある年代の複数または1つの地震をまとめて一つの活動として扱い、40年程度で繰り返す地震活動を宮城県沖における一連の地震として扱った。また、茨城県沖についても、同じ領域で20年程度の間隔で比較的規模の大きい地震が繰り返し発生している。そして、2008年の地震のように比較的規模の大きな前震と本震が発生した場合と、1982年のように1回の地震の場合があることから、この領域では複数のアスペリティが別々にすべる場合と、同時にすべる場合があると考え、ある年代の複数または1つの地震をまとめて一つの活動として扱い、20年程度で繰り返す地震活動を茨城県沖における一連の地震として扱った。津波の記録、震度分布等に基づく調査研究の成果を吟味し、各領域で評価した地震（表2）及びそれを踏まえた次の地震の評価結果は次のとおりである。

2-1 過去の地震について

三陸沖北部から房総沖にかけての日本海溝沿いに発生した大地震については、869年の三陸沖の地震（貞観地震）まで遡って確認された研究成果がある。しかし、16世紀以前については、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。

2-1-1 複数の領域を震源域とした過去の地震

(1) 東北地方太平洋沖型の地震

本報告では、東北地方太平洋沖地震のように日本海溝のプレート境界で発生し、東北地方の太平洋沿岸に巨大津波を伴う巨大地震を東北地方太平洋沖型の地震と表記する。

2011年東北地方太平洋沖地震

2011年3月11日に三陸沖でM9.0の地震が発生した。この地震により宮城県栗原市で最大震度7を観測したのを始め、東日本を中心に強い揺れに見舞われた。また、10m以上の高い津波及び広い浸水を東日本の太平洋沿岸で観測した。この地震の震源域は、岩手県沖から茨城県沖までに及んでおり、その長さは約400km以上、幅は約200kmで、最大のすべり量は50m以上であったと推定される。すべり量の大きい領域は、三陸沖南部海溝寄り、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの一部であり、更に三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖の領域も震源域に含んでいると考えられる。また、この地震の余震域は南北約500kmにわたり、最大の余震は3月11日15:15に発生したM7.6の地震で、M6.0以上の余震が96回以上発生している（平成23年10月31日現在）。

この地震の人的被害は、死者16,019人、行方不明者3,805人、負傷者6,121人で、物

^{*1} これまでの長期評価で取り扱っていた固有地震モデル(Schwartz and Coppersmith(1984, 1986)が提唱した Characteristic earthquake model を垣見(1989)が解釈した「個々の断層またはそのセグメントからは、基本的にほぼ同じ(最大もしくはそれに近い)規模の地震が繰り返し発生する」地震モデル)については、東北地方太平洋沖地震の発生により、これまでの固有地震がその領域の最大規模の地震ではないことがわかったため、本報告では固有地震を改め「繰り返し発生する地震」として取り扱う。

的被害は、全壊118,621棟、半壊181,801棟、一部損壊621,013棟と戦後最大の被害をもたらした（平成23年10月11日現在）。

869年貞観地震と東北の太平洋沿岸に巨大津波を伴うことが推定される地震

869年に地震があり、地震動及び津波を伴い、多数の死傷者を伴った（貞観地震）。この地震の震源域は少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域を含み、三陸沖まで達する可能性がある。地震の規模はMw8.4程度もしくはそれ以上と推定される。宮城県から福島県にかけての太平洋沿岸で、過去2500年間で4回の巨大津波による津波堆積物が見つかっており、これらの地域を広く浸水したと考えられる。これら4回の一つが869年の地震（貞観地震）によるものとして確認された。また、これら4回のうち貞観地震及び約4-5世紀の地震では、地震時に沿岸が沈降したと推定され、日本海溝のプレート境界で発生した巨大地震である可能性が高いと考えられる。他の2回についてはその津波堆積物の分布から同様の地震である可能性がある。以上のことから、本報告では東北地方太平洋沖型の地震と見なした。

東北地方太平洋沖型の地震の特徴のひとつである広い浸水をもたらす津波は、過去2500年間で5回発生していたと確認され、これらの津波をもたらした地震が繰り返し発生したとするとその発生間隔は400年～800年程度で平均発生間隔は600年程度である。

東北地方太平洋沖型の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-1にまとめた。

(2) 1793年 三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖で連動した地震

1793年に地震があり、死傷者を伴った。この地震は三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖で連動した可能性がある。連動した場合の地震の規模はM8.2程度、三陸沖南部海溝寄り単独の場合はM7.9程度であると考えられる。

2-1-2 各領域の過去の地震

(1) 三陸沖北部のプレート間地震

三陸沖北部については、津波被害の記録が残るような地震が17世紀以降現在までの約412年間に4回発生したと考えた。このうち最近の3回の地震は多数の死傷者が出ていることがわかっている。4回の地震の平均発生（活動）間隔は97.0年となる。最新の発生が1968年5月16日であることから、最新発生からの経過時間は2012年1月1日現在で43.6年となり、平均発生間隔の4～5割が経過したことになる。これらの地震は、ほぼ同じ場所で繰り返し発生している。過去の地震の規模は、M7.4～M7.9 (Mt^{*2}7.6～Mt8.2)である（表2参照）。三陸沖北部のプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-2にまとめた。

なお、三陸沖北部において、上記4回の地震以外で、規模は一回り小さいが死傷者を伴った地震については、(4)で別途取り扱うこととした。

^{*2} Mtは「津波マグニチュード」のことである。地震の規模を表すマグニチュード(M)は、地震波(地震動)の大きさ(揺れの大きさ)の分布を使って算出するのに対して、Mtは、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がモーメントマグニチュードMwと同じになるように決められている(Abe, 1981)。津波の遡上高をデータとして工夫して用いることで、潮位観測データがない歴史地震にも適用可能(阿部, 1999)であり、歴史地震のMwを推定する上で信頼性が高い。なお、Mwは、震源の物理学的な規模を表す地震モーメントという量から決められるマグニチュードである。この報告書で示す過去の地震のMの値は、1884年以前のものについては近代観測によらず被害などから推定されたものであり、必ずしもそれ以後のMと十分に整合性が取れているとは限らない。一方において、Mtは比較的信頼性が高い津波に関する記述に基づいていることから、相互の大小を比較する上でより信頼性が高いと考えられる。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震^{*3}）

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域については、過去にM8以上の地震が幾つか知られている。そのうち1933年の三陸沖の地震はプレート内で発生した正断層型の地震である。ここではこれ以外の地震を評価した。

日本海溝付近のプレート間で発生したM8クラスの地震は17世紀以降では、1611年の三陸沖、1677年11月の房総沖、明治三陸地震と称される1896年の三陸沖（中部海溝寄り）が知られており、津波等により大きな被害をもたらした。さらに、2011年3月の東北地方太平洋沖地震ではこの領域は震源域の中でも特に大きくすべった。三陸沖北部から房総沖の領域全体ではM8以上の地震が約400年に4回発生しているとすると、103年に1回程度地震が発生したと考えられる。これらの地震は、同じ場所で繰り返し発生しているわけではないため、繰り返し発生する地震としては扱わなかった。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-3にまとめた。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）

過去の三陸沖北部から房総沖にかけてのプレート内正断層型地震で、津波等により大きな被害をもたらしたものは、三陸沖で1933年に発生した昭和三陸地震が唯一知られているだけである。したがって、過去400年間に1933年の地震が1回のみ発生したことから、このような地震は400年以上の間隔を持つと推定される。一方、世界の沈み込み帯で発生する正断層型地震の総モーメントの推定から、三陸沖北部～房総沖全体では750年に1回程度発生していると推定される。これらから三陸沖北部～房総沖全体ではこのような地震は400～750年の間隔を持って発生したと考えた。プレート内正断層型地震については、1回しか知られていないので、繰り返し発生する地震としては扱わなかった。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-4にまとめた。

なお、房総沖で1953年に発生した地震と三陸沖の日本海溝の東側で2011年3月11日15:25に発生したM7.5の地震は、そのメカニズムからプレート内の正断層型の地震と考えられている。また、1909年の房総沖の地震についても1953年と同じようなタイプの地震と考えられている。しかし、いずれも大きな被害は無く、1933年の地震に比べ一回り小さな地震であると考えられることから、これらの地震については、評価対象とはしなかった。

(4) 上記(1)～(3)以外の地震

三陸沖北部から房総沖における個別の領域について、(1)～(3)以外の地震で過去に複数の死傷者が出る被害のあった地震が発生した領域は、三陸沖北部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖及び房総沖である。

三陸沖北部

三陸沖北部の繰り返し発生する地震以外の地震には、死者3名を伴った1994年の三陸はるか沖のM7.6の地震などがある。これらの地震については、1945年のM7.1の地震により死傷者が出ていることから、M7.1以上の地震を対象とすると、地震の近代的観測が始まった1885年から2011年の約127年間に9回発生しており、約14.1年に1回発生していたと考えられる。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は

^{*3} 「津波地震」とは、断層が通常よりゆっくりとずれて、人が感じる揺れが小さくても、発生する津波の規模が大きくなるような地震のことである。この報告書では、 M_t の値がMの値に比べ0.5以上大きい（阿部, 1988）か、津波による顕著な災害が記録されているにも係わらず顕著な震害が記録されていないものについて津波地震として扱うことにした。1896年の明治三陸地震津波を引き起こした地震が津波地震の例として有名である。

表 3-5 にまとめた。

三陸沖中部

三陸沖中部は2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれるものの、それ以外に過去に死傷者をもたらした地震は知られていない。三陸沖中部における地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表 3-6 にまとめた。

宮城県沖

宮城県沖では、1885年以降現在までに、M7.1～7.4前後の地震が繰り返し発生したことが知られている。また、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。そのうち、震源位置などから1897年、1930年代（1933年、1936年、1937年）、1978年、2010年前後（2005年と2011年東北地方太平洋沖地震）の地震活動を宮城県沖におけるそれぞれ一つの活動と見なすと1897年～2011年までの約110年間に4回発生しており、平均発生間隔は約38.0年である。宮城県沖における地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表 3-7 にまとめた。

なお、1884年より前の地震については繰り返し発生したかどうかを議論するためのデータが十分でないと判断し、評価を行わなかった。

また、この領域の繰り返し発生する地震以外の地震については、M7.1以上の地震を対象とすると、1885年から2011年までの約127年間に4回発生しており、約31.8年に1回発生していたと考えられる。この4回のうち、2003年と2011年4月の2回は後述の太平洋プレート内の地震である。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表 3-8 にまとめた。

三陸沖南部海溝寄り

三陸沖南部海溝寄りでは、1793年にM7.9の地震があり、死傷者を伴った。1897年8月にはM7.7の地震が発生しているが、死傷者は無かった。また、この領域は2011年3月の東北地方太平洋沖地震(M9.0)の震源域の中でも特に大きくすべった。この3回の地震を繰り返し発生する地震とすると、1793年～2011年までの約220年間に3回発生しており、平均発生間隔は約109年である。1793年の地震については連動した可能性もある。三陸沖南部海溝寄りにおける地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表 3-9 にまとめた。

また、この領域の繰り返し発生する地震以外の地震については、M7.3以上の地震を対象とすると、1885年から2011年までの約127年間に3回発生しており、約42.3年に1回発生していたと考えられる。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表 3-10 にまとめた。

福島県沖

福島県沖では、1938年に逆断層型及び正断層型を取り混ぜ、M7.4程度の地震が幾つか発生し、死者1名、負傷者数名の被害を伴った。また、この領域は2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。このことから、1600年～2011年までの約412年間に2回発生しており、約206年に1回発生していたと考えられる。福島県沖における地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表 3-11 にまとめた。

茨城県沖

茨城県沖の繰り返し発生する地震以外の地震については、M6.9以上の地震を対象とすると、1885年から2011年までの約127年間に5回発生しており、約25.6年に1回発生していたと考えられる。これらの地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は

表3-12にまとめた。

また、この領域では1923年以降現在までに、M7程度の地震が繰り返し発生したことが知られている。また、この領域は2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。そのうち、震源位置などから1920年代、1943年、1960年代、1982年、2010年前後（2008年と2011年）の地震活動を茨城県沖におけるそれぞれ一つの活動と見なすと、1923年～2011年までの約89年間に5回発生しており、平均発生間隔は約21.9年である。茨城県沖のプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-13にまとめた。

房総沖

房総沖では、2-1-2(2)で述べた1677年11月の津波地震、1909年、1953年の正断層型の地震のほかに、1987年には、千葉県東方沖で死者2名を出すM6.7の地震が発生した。この地震は、フィリピン海プレート内部の地震と考えられている。フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について」（地震調査委員会、2004）において評価した。

房総沖のプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-14にまとめた。

太平洋プレート内の地震

太平洋プレート内の地震では、2003年に宮城県沖でM7.1の地震があり、最大震度6弱を観測し、負傷者91名の被害を伴った。2011年4月に宮城県沖でM7.2の地震があり、宮城県で最大震度6強を観測し、死者4名、負傷者296名の被害を伴った。また、2011年7月に三陸沖北部から房総沖の海溝寄りでもM7.3の横ずれ断層型の地震があった。このことから、気象庁の一元化震源によってプレート内地震の判定ができるようになった1997年から2011年までの約14年間に宮城県沖では2回、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りでも1回発生している。プレート内地震における地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-15にまとめた。

2-2 次の地震について

これまでの海溝型地震の長期評価手法では、2011年東北地方太平洋沖地震を予測することができなかったため、これまでの評価手法を見直す必要があると考え、その検討を行っているところである。

以下に記載されている評価については、参考としてこれまでの手法を用いて行った暫定的なものであり、新たな評価手法を検討した後、改めて次の地震について評価していくものとする。

三陸沖北部～房総沖における次の地震の発生時期及び規模の評価は、過去の事例を踏まえ表4-2～12のとおりである。地震の発生時期は、当該領域における将来の地震発生確率を過去の地震活動履歴に基づいて予測する確率モデル（更新過程）を適用し、次のように評価した。

2011年東北地方太平洋沖地震は更新過程に不明な点があるものの、本報告では869年貞観地震と同様である可能性があると見なして、これらを東北地方太平洋沖型の地震としてBPTモデルを適用し、将来の地震発生確率を算出する。

2-2-1(1)～(2)以外の17世紀から現在までに発生が確認されていない大地震が将来にわたって発生しないとは限らない。

それぞれの領域については、2011年東北地方太平洋沖地震の発生により、その震源

域を含む領域においては、それぞれの領域で繰り返し発生するプレート間地震が発生したのと同様、またはそれ以上のすべりがあり、プレート境界面に蓄積されていた応力は解放されたと考えられる。そこで、今回の評価では個別の領域でBPT分布を適用している領域については、東北地方太平洋沖地震を個別の領域の地震活動履歴に加えることとし、最新活動時期を東北地方太平洋沖地震が発生した2011年3月11日とした。ただし、これらの領域では、依然として余震活動や余効変動が観測されているため、今後の発生確率を予測することは難しく、宮城県沖で繰り返し発生する地震の確率は不明である。

また、東北地方太平洋沖地震の震源域の隣接領域である三陸沖北部、房総沖、三陸沖北部から房総沖にかけての海溝寄りの正断層型と、同領域の津波地震のうち三陸沖北部の海溝寄りの部分と福島県沖と茨城県沖の海溝寄りの部分は、想定地震が誘発される可能性がある。また、これら複数の領域を震源域とした地震の誘発の可能性もある。

個々の評価は以下のとおり。

2-2-1 複数の領域を震源域とした次の地震

(1) 東北地方太平洋沖型の地震

東北地方太平洋沖型の地震については、平均発生間隔が約600年と推定され、2012年1月1日現在の経過年数が0.8年であることから更新過程（BPT分布を適用）によれば、ばらつき α を0.24として、今後30年以内の地震発生確率はほぼ0%、今後50年以内の発生確率はほぼ0%と推定される。

次の地震の規模は過去に発生した地震の規模から、少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域が連動してMw8.4程度、さらに震源域が広がり、東北地方太平洋沖地震と同様にM9.0前後になる可能性がある。この地震に伴い巨大津波が発生し、太平洋沿岸の平野を広く浸水することが考えられる。東北地方太平洋沖地震と同様、東日本の太平洋沿岸に高い津波が達する可能性がある（表4-1）

(2) 1793年 三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖で連動した地震

三陸沖南部海溝寄りの評価（2-2-2（4））で後述する。

2-2-2 各領域の次の地震

(1) 三陸沖北部のプレート間地震

三陸沖北部の繰り返し発生する地震については、平均発生間隔が97.0年であり、2012年1月1日現在の経過年数が43.6年であることから更新過程（BPT分布を適用）によれば、ばらつき α を0.11~0.24として今後30年以内の発生確率は0.7~10%、今後50年以内の発生確率は40~50%と推定される（表4-2）。

また、次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模からM8.0前後、Mt8.2前後と推定される。

なお、三陸沖北部の繰り返し発生する地震以外の地震については(4)で評価する。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）

M8以上のプレート間の地震は、過去412年間に4回発生していることから、この領域全体では約103年に1回の割合でこのような地震が発生すると推定される。ポアソン過程により、今後30年以内の発生確率は30%程度、今後50年以内の発生確率は40%程度と推定される（表4-3）。

また、特定の海域では、断層長（200km程度）と領域全体の長さ（800km程度）の比

を考慮して412年に1回の割合でこのような地震が発生すると推定される。ポアソン過程により、今後30年以内の発生確率は7%程度、今後50年以内の発生確率は10%程度と推定される（表4-3）。

なお、東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる三陸沖中部から三陸沖南部海溝寄りの海溝寄りに至る部分については、この地震によりこれまでの歪を解放した状態と考えられる。よって、この部分の将来の発生確率は上述の値より小さいと考えられる。

空白期間等について述べる。三陸沖北部の海溝寄りの部分については、1896年明治三陸地震の震源域では約100年間以上、さらに北の部分では1600年以降発生が確認されておらず、約400年間以上の空白期間がある。福島県沖と茨城県沖の海溝寄りの部分では、東北地方太平洋沖地震で数mのすべり量があったと推定されるが、これまでの歪を全て解放したかどうかは不明である。房総沖の海溝寄りの部分では、1677年11月の房総沖の地震の発生以来約300年間以上の空白期間がある。

次の地震も津波地震であることを想定し、その規模は、過去に発生した地震のMt等を参考にして、Mt8.6~9.0^{*4}と推定される。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）

プレート内の正断層型の地震については、過去400年間に1933年の昭和三陸地震の1例しかないことと三陸沖海溝外縁の断層地形及び正断層型地震の総モーメントの推定から、三陸沖北部～房総沖の海溝寄りの全体について400~750年の間隔で発生していると考えられる。ポアソン過程を適用することにより（発生確率等は表4-4に示す）、今後30年以内の発生確率は4~7%、今後50年以内の発生確率は6~10%と推定される。

また、特定の海域では、断層長（200km程度）と領域全体の長さ（800km程度）の比を考慮して、1600~3000年の間隔で発生していると考えられ、ポアソン過程により（発生確率等は表4-4に示す）、今後30年以内の発生確率は1~2%、今後50年以内の発生確率は2~3%と推定される。

次の地震の規模は、過去に発生した地震を参考にして、M8.2前後、Mt8.3前後と推定される。

(4) 上記(1)~(3)以外の地震

三陸沖北部から房総沖にかけての各領域の、上記の(1)~(3)以外の地震については、過去に複数の死傷者が出る被害のあった、三陸沖北部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖、茨城県沖、太平洋プレート内の地震について評価を行った（表4-5~12）。

三陸沖北部

三陸沖北部において、(1)の繰り返し発生する地震以外の地震については、M7.1以上の地震は、約14.1年に1回の割合で発生していたと推定され、ポアソン過程により今後10年以内の発生確率は50%程度、今後30年以内の発生確率は90%程度と推定される（表4-5）。

次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模からM7.1~M7.6と推定される。

三陸沖中部

この領域については、現在知られている資料からは、M7以上の地震は知られていないため、確率の評価は行わなかった。

^{*4} Mt8.6, 9.0 はともに阿部(2003)による値。阿部(2003)によると「遡上高の平均値に阿部(1999)のMt決定法を適用すると9.0が求められるが、この値は過大評価気味である」とのことであるが、本報告ではMt9.0も十分考えられると判断した。

宮城県沖

宮城県沖の繰り返し発生する地震については、東北地方太平洋沖地震の余効変動が観測され続けている現段階では今後もどのように歪が蓄積し、地震がどのような間隔で発生するか不明^{*5}である（表4-6）。

次の地震の規模は過去に発生した地震の規模から、複数のアスペリティが同時にすべってM7.4前後に、別々にすべった場合はM7.1～7.4になると推定される。また、他の領域と連動する可能性も考えられる。

また、繰り返し発生する地震以外の地震については、M7.0～7.3の地震が約31.8年に1回の割合で発生していたと推定され、ポアソン過程を適用することにより、今後30年以内の発生確率は60%程度、今後50年以内の発生確率は80%程度と推定される（表4-7）。なお、これらの地震には太平洋プレート内の地震が2つ含まれる。

三陸沖南部海溝寄り

三陸沖南部海溝寄りの繰り返し発生する地震については、平均発生間隔が109年であり、2012年1月1日現在の経過年数が0.8年であることから更新過程（BPT分布を適用）によれば、ばらつき α を0.19～0.24として、今後30年以内の地震発生確率はほぼ0%、今後50年以内の発生確率は0.003%～0.08%と推定される（表4-8）。

次の地震の規模はM7.9程度と推定される。過去の地震の事例から他の領域と連動する可能性も考えられる。

また、繰り返し発生する地震以外の地震については、M7.2～7.6の地震が約42.3年に1回の割合で発生していたと推定され、ポアソン過程を適用することにより、今後30年以内の発生確率は50%程度、今後50年以内の発生確率は70%程度と推定される（表4-9）。

福島県沖

福島県沖ではM7.4以上の地震が約206年に1回の割合で発生すると推定され、ポアソン過程により、今後30年以内の発生確率は10%程度、今後50年以内の発生確率は20%程度と推定される（表4-10）。

次の地震の規模は、過去の事例からM7.4前後と推定され、複数の地震が続発する可能性がある。

茨城県沖

茨城県沖の繰り返し発生する地震以外の地震については、M6.9～7.6の地震が約25.6年に1回の割合で発生していたと推定され、ポアソン過程により、今後10年以内の発生確率は30%程度、今後20年以内の発生確率は50%程度、今後30年以内の発生確率は70%程度と推定される（表4-11）。

また、茨城県沖のM6.7～7.2の一連の地震は、平均発生間隔が約20年（21.9年）で

^{*5}宮城県沖において、これまで通り繰り返し地震が発生すると仮定すると、平均発生間隔が38.0年（参考値）であり、2012年1月1日現在の経過年数が0.8年（参考値）であることから更新過程（BPT分布を適用）によれば、ばらつき α を0.10（参考値）～0.24として、今後30年以内の地震発生確率は2%～20%（参考値）、今後50年以内の発生確率は90%程度もしくはそれ以上（参考値）と推定される（表4-13）。また、ポアソン過程を適用した場合は、今後30年以内の発生確率は60%程度（参考値）、今後50年以内の発生確率は70%程度（参考値）と推定される（表4-14）。

あり、2012年1月1日現在の経過年数が0.8年であることから更新過程（BPT分布を適用）によれば、ばらつき α を0.19～0.24として、今後10年以内の地震発生確率は0.01%～0.2%、今後20年以内の発生確率は40～50%、今後30年以内の発生確率は90%程度もしくはそれ以上と推定される（表4-12）。

次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模からM6.7～M7.2と推定される。

房総沖

房総沖については、1909年及び1953年の地震によって死者を伴う被害がなかったことから、確率の評価は行わなかった。

なお、1987年の千葉県東方沖の地震のようなフィリピン海プレートの沈みこみに伴う地震については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について」（地震調査委員会、2004）において評価したため、ここでは評価しない。

太平洋プレート内の地震

プレート内地震が判別できるようになった1997年から2011年までの約14年間に宮城県沖でM7.1の地震が1回、M7.2の地震が1回、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りでM7.3の地震が1回発生しているが、それより過去のデータについては不明のためプレート内地震のみを対象とした将来の地震の発生確率は算出しない。

次の地震の規模は、日本海溝沿いでは過去に発生した地震の規模からはM7.0～7.4と推定されるが、千島海溝では1994年北海道東方沖地震（M8.2）が発生しており、三陸沖から房総沖にかけての領域及びそれらに隣接する陸域の深さ約30～100kmのプレート内においても同様の地震がランダムに発生する可能性も考えられる。

3 今後に向けて

- ・現時点では東北地方太平洋沖地震の余震活動や余効変動が続いており、その詳細については、調査研究の途上にある。よって、今後さらに余震活動や海底の地殻変動や活断層の調査観測等を進めるとともに、知見が得られた後に「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価」を再度評価する必要がある。
- ・房総沖では、陸のプレートと太平洋プレートとフィリピン海プレートが重なり合っており、地震活動が複雑である。この領域の地震活動について調査観測を進め、地震発生過程等の知見が得られた後に評価を行う必要がある。
- ・三陸沖北部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り及び茨城県沖の繰り返し発生する地震以外は、過去の地震資料が少ないなどの理由でポアソン過程として扱ったが、今後新しい知見が得られた後にBPT分布を適用した更新過程の取り扱いの検討が望まれる。
- ・津波堆積物調査によると、東北地方の太平洋沖沿岸において年代や浸水域が確定できない津波の痕跡が残っていることがわかっている。また、太平洋プレート内の地震については、今後の調査研究で震源域や規模について特定できる可能性がある。今後の調査観測によってこれらの津波を発生した地震の年代や、震源域等が解明されることが望まれるとともに、それらを長期評価に反映していくことが必要である。

表 1-1 三陸沖～房総沖の主な地震の発生領域の目安
(三陸沖北部、三陸沖北部から房総沖の海溝寄り、三陸沖中部)

発生日年月日	地震名 (通称)	三陸沖 北部 繰り返し	三陸沖 北部 繰り返し 以外	三陸沖北部 から房総沖 の海溝寄り (正断層)	三陸沖北部 から房総沖 の海溝寄り (津波地震)	三陸沖 中部	M
2011/3/11 14:46	東北地方 太平洋沖地震				○ (一部)	○	9.0
1677/4/13		○					7.9
1763/1/29		○					7.4
1856/8/23		○					7.5
1968/5/16	1968年 十勝沖地震	○					7.9
1901/8/10			○				7.4
1931/3/9			○				7.2
1935/10/18			○				7.1
1943/6/13			○				7.1
1945/2/10			○				7.1
1960/3/21			○				7.2
1989/11/2			○				7.1
1994/12/28			○				7.6
2011/3/11 15:07			○				7.4
1933/3/3	昭和三陸地震			○			8.1
1611/12/2					○		8.1
1677/11/4					○		8.0
1896/6/15	明治三陸地震				○		8.2

(凡例：○=当該年月日に発生した地震)

備考

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの地震については、M8クラスの地震について示した。

表 1-2 三陸沖～房総沖の主な地震の発生領域の目安
(宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖)

発生年月日	地震名 (通称)	宮城県沖 繰り返し	宮城県沖 繰り返し 以外	三陸沖 南部 海溝寄り 繰り返し	三陸沖 南部 海溝寄り 繰り返し 以外	福島県沖	M
2011/3/11 14:46	東北地方 太平洋沖地震	○	○	○	○	○	9.0
869/7/13	貞観地震	○	○	○	○	○	8.3
1897/2/20		○					7.4
1933/6/19		○					7.1
1936/11/3		○					7.4
1937/7/27		○					7.1
1978/6/12	1978年 宮城県沖地震	○					7.4
2005/8/16		○					7.2
1898/4/23			○				7.2
2003/5/26			○※				7.1
2011/4/7			○※				7.2
1793/2/17		△	△	○	△		7.9
1897/8/5				○			7.7
1915/11/1					○		7.5
2011/3/9					○		7.3
1938/11/5	福島県 東方沖地震					○	7.5
1938/11/5						○	7.3
1938/11/6						○	7.4

(凡例：○=当該年月日に発生した地震、△=当該年月日に発生した可能性がある地震)

備考

※2003年5月26日と2011年4月7日の宮城県沖の地震は、プレート内で発生した逆断層型の地震である。

○は、1つの活動とみなした地震。

表 1 - 3 三陸沖～房総沖の主な地震の発生領域の目安
(茨城県沖)

発生年月日	地震名 (通称)	茨城県沖 繰り返し	茨城県沖 繰り返し 以外	M
2011/3/11 14:46	東北地方 太平洋沖地震	○	○	9.0
1923/6/2 02:24		○		7.1
1923/6/2 05:15		○		7.1
1924/8/15		○		7.2
1943/4/11		○		6.7
1961/1/16		○		6.8
1965/9/18		○		6.7
1982/7/23		○		7.0
2008/5/8		○		7.0
1896/1/9			○	7.3
1935/7/19			○	6.9
1938/5/23			○	7
2011/3/11 15:15			○	7.6

(凡例：○=当該年月日に発生した地震)

備考

茨城県沖については、比較的規模の大きな地震を示した。

○は、1つの活動とみなした地震。

表2 三陸沖～房総沖で発生した主な地震のマグニチュード等

地震発生領域	地震発生日月	地震の平均的発生頻度等 注1	地震規模			死傷者数 ^{注5}	
			M 注2	Mt 注3	Mw 注4	死者	負傷者
東北地方太平洋沖型の地震	2011/ 3/11 14:46 15世紀 869/ 7/13 4-5世紀 紀元前3-4世紀	平均発生間隔は600年程度	9.0 注2	9.1 ～ 9.4	9.0 8.4～ 注4	16,019 行方不明 3,805	6,121
三陸沖北部のプレート間地震 (繰り返し発生する地震として扱った地震)	1677/ 4/13 1763/ 1/29 1856/ 8/23 1968/ 5/16	平均発生間隔は約97.0年	7.9 (7.3/4～8.0) ^{注7} 7.4 (7.9) ^{注7} 7.5 (7.8～8.0) ^{注7} 7.9	7.7 7.9 7.6 8.2		— 数人 37 52	— — 多数 330
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震 (津波地震)	1611/12/ 2 1677/11/ 4 1896/ 6/15	1600年以降約412年間に於いて発生は4回(東北地方太平洋沖地震を含む)。	8.1 8.0 注6 8.2	8.4 8.0 8.6～9.0 ^{注3}		5000 540 22000	— 多数 4500
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震 (正断層型地震)	1933/ 3/ 3	1600年以降約400年間に於いて発生は1回。	8.1	8.3	8.4	3064	1092
三陸沖北部の繰り返し発生する地震以外のプレート間地震	1901/ 8/10 1931/ 3/ 9 1935/10/18 1943/ 6/13 1945/ 2/10 1960/ 3/21 1989/11/ 2 1994/12/28 2011/ 3/11 15:07	1885年からの約127年間に繰り返し発生する地震である。1968年十勝沖地震を除いて発生は9回。	7.4 7.2 7.1 7.1 7.1 7.2 7.1 7.6 7.4	7.8 7.2 6.9 7.3 7.1 7.5 7.4 7.8 7.4		0 2 0 0 3	0 — 0 0 693
宮城県沖のプレート間地震 (繰り返し発生する地震として扱った地震)	1897/ 2/20 1933/ 6/19 1936/11/ 3 1937/ 7/27 1978/ 6/12 2005/ 8/16	平均発生間隔は約38.0年。1933年と1936年と1937年はひとつの活動と見なす。2005年と2011年はひとつの活動と見なす。	7.4 7.1 7.4 7.1 7.4 7.2	7.1 7.0 7.4 7.4 7.2	7.2/7.5 注4 7.2 7.5/7.6 注4 7.2	0 0 0 28 0	0 0 4 0 1325 79
宮城県沖の地震 (繰り返し発生する地震以外の地震)	1898/ 4/23 2003/ 5/26 2011/ 4/ 7	1885年からの約127年間に発生は4回(2003/ 5/26と2011/4/7は太平洋プレート内の地震)。	7.2 7.1 7.2	6.7 7.0 7.1		0 0 4	0 91 296

三陸沖南部海溝寄りのプレート間地震（繰り返し発生する地震として扱った地震）	1793/ 2/17 1897/ 8/ 5	発生間隔は109年程度。（東北地方太平洋沖地震を含む）	7.9 7.7	7.6 7.8		39 0	— 0
三陸沖南部海溝寄りのプレート間地震（繰り返し発生する地震以外の地震）	1915/11/ 1 2011/ 3/ 9	1885年からの約127年間に発生は3回（東北地方太平洋沖地震を含む）。	7.5 7.3		7.3	0	0
福島県沖のプレート間地震	1938/11/ 5 1938/11/ 5 1938/11/ 6	1600年以降約412年間において続発活動は2回（東北地方太平洋沖地震を含む）。	7.5 7.3 7.4	7.6 7.6 7.3	7.8 7.7 7.6	1 0 0	9 0 0
茨城県沖のプレート間地震（繰り返し発生する地震以外の地震）	1896/1/9 1935/7/19 1938/5/23 2011/3/11 15:15	1885年からの約127年間に発生は5回（東北地方太平洋沖地震を含む）。	7.3 6.9 7.0 7.6	7.3 7.5	7.7 7.7	0 0	0 0
茨城県沖のプレート間地震（繰り返し発生する地震として扱った地震）	1923/ 6/ 2 2:24 1923/ 6/ 2 5:15 1924/ 8/15 1943/ 4/11 1961/1/16 1965/ 9/18 1982/ 7/23 2008/ 5/ 8	平均発生間隔は約21.9年（東北地方太平洋沖地震を含む）	7.1 7.1 7.2 6.7 6.8 6.7 7.0 7.0		7.0 6.9	6.9	0 6
房総沖の地震	1909/ 3/13 1953/11/26	（1909年と1953年の地震は海溝寄りのプレート内地震（正断層型））	7.5 7.4	7.8	7.9	0 0	3 0

注1:発生間隔については、当該領域に発生する繰り返し発生する地震と判断した地震系列についてのみ示した。

注2:Mの欄は宇津(1982, 1985, 1999)の表に記述された値と2000年以降は気象庁によるMを採用することとした。1884年以前のMの値は近代観測が行われる前の時点のものであり、1885年以降のものに比べ信頼性が劣る。宇津(1999)は、「1884年以前の震央の緯度・経度とマグニチュードは宇佐美(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(1982, 1985)による。」としている。

また、宇津(1982, 1985, 1999)がMを決めるうえで気象庁Mを引用した地震に関しては、気象庁による改訂M値(平成13年4月23日、平成15年9月25日)を採用した。ただし、1923年6月2日の地震のMは、気象庁地震予知情報課(2007)に、1793年2月17日の三陸沖南部海溝寄りの地震は松浦他(2006)による。2011年3月11日14:46の東北地方太平洋沖型の地震のMは気象庁によるMwの値でMjma 8.4である。

注3:Mtは津波マグニチュード(阿部, 1988, 1999, 2003, 2011)による。津波マグニチュードとは、津波の高さの空間分布を使って算出する地震の大きさの指標である。地震の規模を表すマグニチュード(M)は、地震波(地震動)の大きさ(揺れの大きさ)の分布を使って算出するのに対して、Mtは、津波の高さの空間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がモーメントマグニチュードMwと同じになるように決められている(Abe, 1981)。Mtは津波の遡上高をデータとして工夫して用いることで、潮位観測データがない歴史地震にも適用可能(阿部, 1999)であり、歴史地震のMwを推定する上で信頼性が高い。東北地方太平洋沖地震のMt9.1は海外の計測津波振幅から算出したもの、Mt9.4は宮古市田老周辺の南北約40kmの海岸の遡上高や浸水高から算出したものである。津波地震の1896年のMt8.6及び9.0は(阿部, 2003)による。

注4:Mwはモーメントマグニチュード。モーメントマグニチュードとは、震源の物理的な規模を表す地震モーメントという量から決められるマグニチュードである。貞観地震のMw8.4は行谷他(2010)による。この値は、津波堆積物の位置まで浸水したとして算出されたものであるが、実際の浸水域はさらに内陸に及んでおり、地震の規模も大きくなると考えられるため本報告ではMw8.4以上とした。三陸沖北部の1968年のMwについては、永井他(2001)の地震モーメントから推定した。宮城県沖地震のMwについては、1936年のMw 7.5はYamanaka and Kikuchi(2004)、Mw 7.2は谷岡・長谷川(2005)による、1978年のMw 7.5はYamanaka and Kikuchi(2004)、Mw 7.6はHarvardカタログのCMT解から換算による、2005年のMw 7.2はMiura *et al.* (2006)他多数による地震モーメントである。その他については2000年以降のものは気象庁による、それ以前は宇津(1999)による。

注5:死傷者の欄は宇津(1999)によった。表中「—」は不明(記録がない)でゼロとは限らない、「数人」は死(傷)者があつたが数については情報がないことを表す。なお、同書に扱われていない地震は空欄としている。

注6:石橋(1986)は、最大震度が4程度でM6～6.5程度の地震と推定し、揺れに比べて津波の規模が大きい津波地震であるとしている。

注7:()内のMは、宇佐美(1996)にある記述。宇佐美(1996)によれば、津波の記録等から、1677年、1763年、1856年のいずれの地震も1968年十勝沖地震に似ており、()内のMとなる可能性があることを指摘している。

表 3 - 1 東北地方太平洋沖型の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源域	図 2 - 1 の塗りつぶした領域。 陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。 図 2 - 1 (深さは、沿岸寄りでは概ね約40kmで一部60kmまで。日本海溝寄りでは海溝沿いまでの可能性がある。)	震源域は、図 2 - 1 等を参照して、総合的に判断した。	B
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993 ; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 600年程度 (BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.24) 最新発生時期(2011年3月11日)から2012年1月1日現在までの経過時間 0.8年	東北地方太平洋沖型の地震(2011年・15世紀・869年・4-5世紀・BC3-4世紀)の発生間隔の平均値。	

表 3-2 三陸沖北部の繰り返し発生するプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図 2-2 の塗りつぶした領域。	震源域は、1968年の「十勝沖地震」についてのアスペリティモデル（永井他, 2001）、過去の他の震源モデル、余震分布等を参照して、総合的に判断した。	A
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3) 震源域	図 2-2（深さは、沿岸寄りでは約60km、日本海溝寄りでは約10km。）		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10°（陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き）	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（瀬野, 1993 ; Seno <i>et al.</i> , 1996）から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 約97.0年 （BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.11）	1677年・1763年・1856年・1968年に当該領域において発生した、津波被害を伴った地震について、平均発生間隔を算術平均で求めた。	
	最新発生時期（1968年5月16日）から2012年1月1日現在までの経過時間 43.6年		

表3-3 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	震源域は、1896年の「明治三陸地震」についてのモデル (Tanioka and Satake, 1996; Aida, 1978)を参考にし、同様の地震は三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内のどこでも発生する可能性があると考えた。	C
(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	日本海溝に沿って長さ200km程度の長さ幅50km程度の幅。具体的な地域は特定できない。		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全域 平均発生頻度 103年に1回程度 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのうち特定の200kmの領域 平均発生頻度 412年に1回程度	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りにかけて顕著な津波被害を伴ったM8以上の地震の発生は、江戸時代以降には、1611年・1677年・1896年・2011年の4回と判断。(房総沖の1677年の地震の震源はやや陸寄りという考え方もあるが、石橋(1986)及び阿部(1999)から津波地震であることは明らかなので、評価対象に含める。)特定の領域(約200km)の発生頻度は1896年明治三陸地震の断層長(約200km)と三陸沖北部～房総沖の海溝寄りの長さ(約800km)の比を考慮して求めた。	

表3-4 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	震源域は、1933年の「三陸地震」についてのモデル (Kanamori, 1971a, 1972; Ben-Menahem, 1977; 他)を参考にし、同様の地震は三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内のどこでも発生する可能性があると考えた。	C
(2) 震源域の形態	太平洋プレート内部。正断層型。		
(3) 震源域	日本海溝に沿って長さ200km程度の長さ幅100km程度の幅。具体的な地域は特定できない。		
(4) 発生間隔等	三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全域 平均発生頻度 400～750年に1回 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのうち特定の200kmの領域 平均発生頻度 1600～3000年に1回	過去400年の間において、日本海溝沿いでは、正断層型のM8クラスの地震については1933年の三陸地震しか知られていないため、平均発生頻度は400年に1回以下である。一方、世界の沈み込み帯で発生する正断層型地震の総モーメントの推定から、平均発生頻度は750年に1回程度と推定される。特定の領域(約200km)の発生頻度は1933年三陸地震の断層長(約200km)と三陸沖北部～房総沖の海溝寄りの長さ(約800km)の比を考慮して求めた。	

表 3-5 三陸沖北部の繰り返し発生する地震以外のプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。	B
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3)震源域	図1(深さは、西端は約60km、東端は約20km。)		
(4)地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5)発生間隔等	平均発生頻度 14.1年に1回程度	1885年からの約127年間に繰り返し発生する地震である1968年十勝沖地震を除いた地震は9回あるため、活動は14.1年に1回程度とした。	

表 3-6 三陸沖中部の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1)地震の発生領域の目安	図1の当該領域。		—
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3)震源域	図1(深さは、西端は約60km、東端は約20km。)		
(4)地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5)発生間隔等	————	過去に対象とする地震はない。	

表 3-7 宮城県沖の繰り返し発生するプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図 2-3 の当該領域。	震源域は、1978年の宮城県沖地震についてのアスペリティモデル (Wu <i>et al.</i> , 2008)、過去の他の震源モデル、余震分布等を参照して、総合的に判断した。	A
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3) 震源域	図 2-3 (宮城県の牡鹿半島の東方域で深さは、西端が約60kmで、東端が約40km。)		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993 ; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 約38.0年 (参考値) (BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.10)	1897年、1936年、1978年、2011年の平均発生間隔を算術平均で求めた。	
	最新発生時期(2011年3月11日)から2012年1月1日現在までの経過時間 0.8年 (参考値)		

表 3 - 8 宮城県沖の繰り返し発生する地震以外の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安 (2) 震源域の形態 (3) 震源域	図 1 の当該領域。 陸側のプレートと太平洋プレートの境界面で低角逆断層型。または太平洋プレート内。 図 1 (宮城県の牡鹿半島の東方域で深さは、西端が約60kmで、東端が約40km。)	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。	B
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993 ; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生頻度 31.8年に1回程度	1885年からの約127年間に繰り返し発生する地震以外の地震は4回あるため、活動は31.8年に1回程度とした。	

表3-9 三陸沖南部海溝寄りの繰り返し発生するプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	1793年の地震及び1897年の地震によって生じた津波の波源域(羽鳥, 1987a)、並びにこれらの地震の断層モデル(相田, 1977)などを参考に判断した。	B
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3) 震源域	図1(深さは、西端は約30km、東端は約10km。)		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 約109年 (BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.04)	1793年、1897年、2011年に当該領域において発生した3回の地震について平均発生間隔を算術平均で求めた。	
	最新発生時期(2011年3月11日)から2012年1月1日現在までの経過時間 0.8年		

表3-10 三陸沖南部海溝寄りの繰り返し発生する地震以外のプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図1の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考に判断した。	C
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3) 震源域	図1(深さは、西端は約30km、東端は約10km。)		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生頻度 42.3年に1回程度	1885年からの約127年間に繰り返し発生する地震である1897年の地震を除いた地震は3回あるため、活動は42.3年に1回程度とした。	

表 3-11 福島県沖のプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。	1938年の地震活動の領域が概ね次の活動の震源域であると判断した。	C
(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。主に低角逆断層型。複数の地震が続発することもある。		
(3) 震源域	図 1 (深さは、西端は約60km、東端は約20km。)		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993 ; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生頻度 206年に1回	江戸時代以降において、福島県沖については、M7.4前後の地震が発生した活動は1938年と2011年と判断し、活動は206年に1回程度とした。	

表 3-12 茨城県沖の繰り返し発生する地震以外のプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。	B
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3) 震源域	図 1 (深さは、西端は約60km、東端は約20km。)		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993 ; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生頻度 25.6年に1回程度	1885年からの約127年間に繰り返し発生する地震を除いた地震は5回あるため、活動は25.6年に1回程度とした。	

表 3-13 茨城県沖の繰り返し発生するプレート間地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図 2-4 の当該領域。	震源域は、1982年及び2008年の解析結果及び過去の地震の震源位置等を参照して、総合的に判断した。	A
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面(低角逆断層型)。		
(3) 震源域	図 2-4 (深さは、西端は約60km、東端は約20km。)		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993 ; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	平均発生間隔 約21.9年 (BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.19)	1923年、1943年、1965年、1982年、2011年に発生した地震について、平均発生間隔を算術平均で求めた。	
	最新発生時期(2011年3月11日)から2012年1月1日現在までの経過時間 0.8年		

表 3-14 房総沖の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。		—
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3) 震源域	図 1 (深さは、西端は約60km、東端は約20km。)		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	約N115° E+/-10° (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	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(瀬野, 1993 ; Seno <i>et al.</i> , 1996)から推定した。	
(5) 発生間隔等	————	過去に対象とする地震はない。	

表 3-15 太平洋プレート内の地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 ^{注1}
(1) 地震の発生領域の目安	図 1 の全領域及びその西側で陸域の深い部分（プレート内）も含む。	震源域は、2003年及び2011年4月の地震の震源位置等を参照した。	C
(2) 震源域の形態	太平洋プレート内		
(3) 震源域	図 1（深さは約30km～100km。）		
(4) 地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なずれの向き	不明		
(5) 発生間隔等	不明		

注 1：評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確からしさを相対的にランク付けしたもので、A から D の 4 段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

A：（信頼度が）高い B：中程度 C：やや低い D：低い

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

発生領域の評価の信頼度

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

B：過去の地震から領域全体を想定震源域とほぼ特定できる。ほぼ同じ震源域での地震の繰り返しを想定でき、発生領域の信頼性は中程度である。

または、想定地震と同様な地震が領域内のどこかで発生すると考えられる。想定震源域を特定できないため、発生領域の信頼性は中程度である。

C：発生領域内における地震は知られていないが、ほぼ領域全体もしくはそれに近い大きさの領域を想定震源域と推定できる（地震空白域^{*6}）。過去に地震が知られていないため、発生領域の信頼性はやや低い。または、想定地震と同様な地震が領域内のどこかで発生すると考えられる。想定震源域を特定できず、過去の地震データが不十分であるため発生領域の信頼性はやや低い。

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

^{*6} いわゆる海溝型地震の内、プレート境界で発生する地震は、その震源域が互いにほとんど重ならず、地震が起こっていない領域を埋めるように次々と起こってゆく傾向がみられる。このように地震の発生する可能性がある領域において、隣接する領域で地震が発生しているにもかかわらず、まだ地震が発生していない領域を「地震空白域」という。

表 4 - 1 次の東北地方太平洋沖型の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% 0.2%程度	津波堆積物調査で判明した過去3000年で4回の津波をもたらした地震及び2011年東北地方太平洋沖地震より、BPT分布モデルに平均発生間隔600年及び発生間隔のばらつき $\alpha = 0.24$ (データから最尤法により求めた値) を適用して算出した。	C
集積確率	ほぼ0%		
地震後経過率	0.00	経過時間0.8年を発生間隔600年で除した値。	
次の地震の規模	Mw8.4 ~9.0	過去に発生した地震のM, Mt, Mwを参考にし、総合的に判断した。	C

表 4 - 2 次の三陸沖北部の繰り返し発生するプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	ほぼ0%~0.8% 0.007%~5% 0.7%~10% 10%~30% 40%~50% 90%程度以上 90%程度以上	BPT分布モデルに平均発生間隔97.0年及び発生間隔のばらつき $\alpha = 0.11$ (データから最尤法により求めた値) ~0.24 (陸域の活断層に対する値(地震調査委員会, 2001a)) を適用して算出した。	A
集積確率	0~0.04%		
地震後経過率	0.45	経過時間43.6年を発生間隔97.0年で除した値。	
次の地震の規模	M8.0前後 ^{注3} Mt8.2前後	過去に発生した地震のM, Mt, Mwを参考にし、総合的に判断した。	A

表4-3 次の三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震（津波地震）の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 # 今後20年以内の発生確率 # 今後30年以内の発生確率 # 今後40年以内の発生確率 # 今後50年以内の発生確率 # 今後100年以内の発生確率 # 今後300年以内の発生確率 #	9%程度 (2%程度) 20%程度 (5%程度) 30%程度 (7%程度) 30%程度 (9%程度) 40%程度 (10%程度) 60%程度 (20%程度) 90%程度以上 (50%程度)	約412年間に顕著な津波を伴った地震が三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに4回発生していると判断し、平均発生間隔を103年(=412年/4回)とし、ポアソン過程により三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのどこかで発生する確率を算出した。また、1896年の地震の断層長が三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体の0.25倍程度を占めることから、特定の海域では同様の地震が412年に1回発生するものとして、ポアソン過程から発生確率を算出した。 # 三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体での発生確率を示す。()は特定の海域の値。	C
次の地震の規模	Mt8.6-Mt9.0 ^{注3}	過去に発生した地震のMt等を参考にして判断した。津波地震であるためMはMtより小さい。	A

表4-4 次の三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震（正断層型）の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 # 今後20年以内の発生確率 # 今後30年以内の発生確率 # 今後40年以内の発生確率 # 今後50年以内の発生確率 # 今後100年以内の発生確率 # 今後300年以内の発生確率 #	1%~2% (0.3%~0.6%) 3%~5% (0.7%~1%) 4%~7% (1%~2%) 5%~10% (1%~2%) 6%~10% (2%~3%) 10%~20% (3%~6%) 30%~50% (10%~20%)	M8程度のプレート内正断層型地震については、三陸沖北部~房総沖の海溝寄り全体では過去400年間に1933年の三陸地震の1例しかないことと、三陸沖海溝外縁の断層地形及び正断層地震の総モーメントの推定から、同様の地震が400~750年に1回発生するものとして、ポアソン過程により三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのどこかで発生する確率を算出した。また、1933年の地震の断層長が三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体の0.25倍程度を占めることから、特定の海域では同様の地震が1600~3000年に1回発生するものとして、ポアソン過程から発生確率を算出した。 # 三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体での発生確率を示す。()は特定の海域の値。	C
次の地震の規模	M8.2前後 ^{注3} Mt8.3前後	過去に発生した地震のM及びMtを参考にして判断した。	B

表4-5 次の三陸沖北部の繰り返し発生する地震以外の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	50%程度 80%程度 90%程度 90%程度 90%程度以上 90%程度以上 90%程度以上	1885年以降の過去約127年間に1968年十勝沖地震（繰り返し発生する地震）以外のM7.1以上の地震が9回あったため、平均発生間隔を14.1年とし、ポアソン過程から確率を算出した。	B
次の地震の規模	M7.1～M7.6	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	A

表4-6 次の宮城県沖の繰り返し発生するプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	不明 不明 不明 不明 不明 不明 不明	東北地方太平洋沖地震の余効変動が観測され続けている現段階では今後地震がどのような間隔で発生するか不明である。注6	—
集積確率	不明		
地震後経過率	不明		
次の地震の規模	M7.4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。	A

表4-7 次の宮城県沖の繰り返し発生する地震以外の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	30%程度 50%程度 60%程度 70%程度 80%程度 90%程度以上 90%程度以上	1885年以降の過去約127年間に繰り返し発生する地震以外のM7.1～7.2の地震が4回あったため、平均発生間隔を31.8年とし、ポアソン過程から確率を算出した。	C
次の地震の規模	M7.0～M7.3 ^{注3}	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

表 4-8 次の三陸沖南部海溝寄りの繰り返し発生するプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ~0.001% 0.003% ~0.08% 40%程度 90%程度以上	BPT分布モデルに平均発生間隔109年及び発生間隔のばらつき $\alpha = 0.19 \sim 0.24$ を適用して算出した。	B
集積確率	ほぼ0%		
地震後経過率	0.01	経過時間0.8年を発生間隔109年で除した値。	
次の地震の規模	M7.9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。	B

表 4-9 次の三陸沖南部海溝寄りの繰り返し発生する地震以外の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	20%程度 40%程度 50%程度 60%程度 70%程度 90%程度 90%程度以上	1885年以降の過去約127年間に繰り返し発生する地震以外のM7.3~7.5の地震が3回あったため、平均発生間隔を42.3年とし、ポアソン過程から確率を算出した。	C
次の地震の規模	M7.2~M7.6	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

表 4-10 次の福島県沖のプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	5%程度 10%程度 10%程度 20%程度 20%程度 40%程度 80%程度	過去412年間の間に、M7.4前後の地震が続発したことが2回あったと判断し、同様の地震が206年の間隔を持って発生するものとして、ポアソン過程から発生確率を算出した。	C
次の地震の規模	M7.4前後 複数続発	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

表 4-11 次の茨城県沖の繰り返し発生する地震以外の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	30%程度 50%程度 70%程度 80%程度 90%程度 90%程度以上 90%程度以上	1885年以降の過去約127年間に繰り返し発生する地震以外のM6.9～M7.6の地震が5回あったため、平均発生間隔を25.6年とし、ポアソン過程から確率を算出した。	B
次の地震の規模	M6.9～M7.6	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

表 4-12 次の茨城県沖の繰り返し発生するプレート間地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	0.01～0.2% 40%～50% 90%程度もしくはそれ以上 90%程度以上 90%程度以上 90%程度以上 90%程度以上	BPT分布モデルに平均発生間隔21.9年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.19 \sim 0.24$ を適用して算出した。	A
集積確率	ほぼ0%		
地震後経過率	0.04	経過時間0.8年を発生間隔21.9年で除した値。	
次の地震の規模	M6.7～M7.2	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	A

注1：評価時点は全て2012年1月1日現在。

注2：評価時点がどの時点でもポアソン過程を用いているため確率は変化しない。

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

注4：評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確からしさを相対的にランク付けしたもので、AからDの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

A：（信頼度が）高い B：中程度 C：やや低い D：低い

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

規模の評価の信頼度

- A：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが比較的多くあり、規模の信頼性は高い。
- B：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが多くはなく、規模の信頼性は中程度である。
- C：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。
- D：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したが、地震学的知見も不十分で想定規模の信頼性は低い。

発生確率の評価の信頼度

- A：想定地震と同様な過去の地震データが比較的多く、発生確率を求めるのに十分な程度あり、発生確率の値の信頼性は高い。
- B：想定地震と同様な過去の地震データが多くはないが、発生確率を求め得る程度にあり、発生確率の値の信頼性は中程度である。
- C：想定地震と同様な過去の地震データが少なく、必要に応じ地震学的知見を用いて発生確率を求めたため、発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。
- D：想定地震と同様な過去の地震データがほとんど無く、地震学的知見等から発生確率の値を推定したため、発生確率の値の信頼性は低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

注5：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」

発生確率の計算パラメータに、ばらつき (α) があり、通常幅のある値を採用している (例 ; 0.24~0.32 など)。このため発生確率は、ばらつきの値の最小・最大値を用いて計算し、それぞれの結果を上記の発生確率の「評価としての表記」の規程にあてはめて、最小値と最大値の表記に違いがあれば、幅のある表現をとる。

表記例) 「ほぼ 0%~0.007%」、「70%~80%」など

※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。

注6：宮城県沖の繰り返し発生する地震の発生確率は本報告では不明であるが、これまで通りの繰り返しで発生すると仮定し、更新過程 (BPT 分布) を適用すると表 4-1-3 のとおり、ポアソン過程を適用すると表 4-1-4 のとおりである。

表4-13 <参考> 次の宮城県沖の繰り返し発生するプレート間地震がこれまで通りの繰り返しで発生すると仮定し、更新過程（BPT分布）を適用した場合の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	ほぼ0%（参考値） ほぼ0%～0.7%（参考値） 2%～20%（参考値） 70～80%（参考値） 90%程度もしくはそれ以上（参考値） 90%程度以上（参考値） 90%程度以上（参考値）	BPT分布モデルに平均発生間隔38.0年（参考値）及び発生間隔のばらつき $\alpha = 0.10$ （参考値）～0.24を適用して算出した。	—
集積確率	ほぼ0%（参考値）		
地震後経過率	0.02（参考値）	経過時間0.8年（参考値）を発生間隔38.0年（参考値）で除した値。	
次の地震の規模	M7.4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。	A

表4-14 <参考> 次の宮城県沖の繰り返し発生するプレート間地震がこれまで通りの繰り返しで発生すると仮定し、ポアソン過程を適用した場合の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	20%程度（参考値） 40%程度（参考値） 60%程度（参考値） 70%程度（参考値） 70%程度（参考値） 90%程度（参考値） 90%程度以上（参考値）	平均発生間隔を38.0年とし、ポアソン過程から確率を算出した。	—
次の地震の規模	M7.4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。	A

説明

1 三陸沖から房総沖にかけての地震に関するこれまでの主な調査研究

三陸沖から房総沖にかけての地震の系列の同定にかかわる調査研究としては、869年の三陸沖の地震まで遡って確認されたものを含めて、阿部他(1990)、千釜他(1998)、羽鳥(1973、1975a、b、1976a、b、1998)、河野他(2000)、Kono *et al.* (2000)、菅原他(2001)、箕浦(1991)、阿部(1999)、地震調査委員会(1999、2000)、宇佐美(2003)、宇津(1982、1999)、Utsu(1984)、渡辺(1998)、渡邊(2000、2001)等がある。

過去に発生した事例の震源断層モデルに係わる調査研究としては、東北地方太平洋沖地震については Appendix 7 を参照、869年貞観地震については、行谷他(2010)、菅原他(2011)等がある。三陸沖北部の地震については、相田(1977)、Kanamori(1971a、b、1972)、Fukao and Furumoto(1975)、Aida(1978)、Iida and Hakuno(1984)、Mori and Shimazaki(1983)、Kikuchi and Fukao(1985、1987)等がある。三陸沖海溝寄りの1896年及び1933年の地震については、Kanamori(1971a、1972)、相田(1977)、Kawasaki and Suzuki(1974)、Ben-Menahem(1977)、藤井(1977)、Abe(1978)等がある。宮城県沖地震については、羽鳥(1975b、1987a)、瀬野(1979)、Nishenko and Buland(1987)、神田・武村(2005)、Umino *et al.* (2006)、Kanamori *et al.* (2006)、Wu *et al.* (2008)等がある。三陸沖南部海溝寄りについては、相田(1977)、Aida(1978)、羽鳥(1987a)等がある。福島県沖については、Abe(1977)がある。茨城県沖については、名古屋大学(2008)、室谷他(2003)、Mochizuki *et al.* (2008)等がある。

東北地方の太平洋沖合全体のアスペリティの研究としては、Yamanaka and Kikuchi(2004)、三陸沖北部のアスペリティの研究としては、永井他(2001)がある。

津波の波源域及び、歴史地震の研究として羽鳥(1975a、b、1976a、b、1987a、b)、石橋(1986)、都司(1994)、都司・上田(1995)、渡辺(1997)、松浦他(2006)などがある。

東北日本付近の太平洋プレートの沈み込みに関連したバックスリップモデルの研究としては、測地データを用いたEl-Fiky and Kato(1999)、並びにGPSデータを用いた伊藤他(1999)、Ito *et al.* (2000)、西村他(1999)及びNishimura *et al.* (2000)がある。

また、太平洋プレートの沈み込みに関連して発生する微小地震の震源分布等の研究としては、Umino *et al.* (1995)、海野他(1995)、Kosuga *et al.* (1996)、Hino *et al.* (1996)、Igarashi *et al.* (2001)、宮城県沖付近の日本海溝周辺の海底下構造については、Miura *et al.* (2005)、Tsuru *et al.* (2002)、伊藤他(2002)などがある。関東東方沖合のプレート境界の位置に関する研究としては、石田(1986)、Ishida(1992)、野口・関口(2001)、Noguchi(2002)がある。

2 三陸沖から房総沖にかけての地震の長期評価の説明

2-1 地震の発生位置及び震源域の形態に関する評価の説明

地震の発生位置及び震源域の評価作業に当っては、過去の震源断層モデルを参照し、微小地震等に基づくプレート境界面の推定に関する調査研究成果及び当該地域の速度構造についての調査研究成果を参照した。

各領域の区域分けについては、微小地震の震央分布を参照し、過去の地震の震央、波源域、震源断層モデルの分布、バックスリップモデルの研究結果を考慮して、**図1**のように行った。このうち、海溝沿いの領域については、この領域で過去に発生した1896年の明治三陸地震、1933年の三陸地震の震源断層モデル(Tanioka and Satake, 1996, Kanamori, 1971a, 1972等)の幅と傾斜角から、津波地震については海溝軸から約70km程度西側のところまで、正断層の地震については海溝軸の約80km程度東側のところから海溝軸の約70km程度西側のところまでとした。太平洋プレート内の地震については、海溝軸から西側で深さ約70~100km程度のところまでとした。地震によっては、震源の位置よりも波源域や震源域の位置を重視して区分けした場合があり、必ずしも震源が該当する領域に入っていない場合もある(**図5**)。

プレート境界の形状については、バックスリップの解析に用いた伊藤他(1999)、Ito *et al.* (2000)、西村他(1999)、Nishimura *et al.* (2000)による等深線を元に、Umino *et al.* (1995)、海野他(1995)、Kosuga *et al.* (1996)等を参照し、宮城県沖付近については、Miura *et al.* (2005)の海底下構造調査の解析結果、茨城県沖から南側については、Ishida(1992)、Noguchi(2002)を参照し、気象庁震源の断面図(**図4-1, 2**)も参考にして、**図3**のように作成した。

2-1-1 複数の領域を震源域とした地震

(1) 東北地方太平洋沖型の地震

2011年東北地方太平洋沖地震

東北地方太平洋沖地震はプレート間で発生した低角逆断層の地震である。この地震の震源域は、岩手県沖から茨城県沖までに及んでおり、その長さは約400km以上、幅は約200kmで、これまでに日本周辺で観測された中で最大である。20m以上のすべり量の大きい領域は、三陸沖南部海溝寄り、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの一部（三陸沖中部から三陸沖南部海溝寄りに至る海溝寄りの領域）で、震源域の範囲は更に三陸沖中部、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖の領域を含んでいると考えられる（地震調査委員会，2011a）。Appendix 7に示すとおり、地震動、津波、地殻変動等の観測結果から様々な地震時及び地震後のすべり分布が推定されている。

869年貞観地震

869年貞観地震はプレート間で発生した低角逆断層の地震である。この地震の震源域は少なくとも宮城県沖から福島県沖にかけての領域であると推定される（行谷他，2010；佐竹他，2008）。貞観地震の震源域がどこまで広がるかは不明であり、東北地方太平洋沖地震と同様、震源域が三陸沖から茨城県沖、さらにそれらの領域の海溝寄りまで広がる可能性もある。

(2) 1793年 三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖で連動した地震

三陸沖南部海溝寄りの評価（2-1-2（4））で後述する。

2-1-2 各領域の地震

(1) 三陸沖北部のプレート間地震

今回の評価では、1968年の十勝沖地震を、三陸沖北部におけるプレート間地震の典型的な例とした。当該領域の地震が発生する領域は、羽鳥(1975b)の波源域及びKanamori(1971b)、Fukao and Furumoto(1975)等を参考にし、永井他(2001)によるアスペリティの研究成果をもとに、1968年の地震のアスペリティ及び破壊開始点が含まれるような領域(図2-2)と考えた。過去の震源モデルの成果から、震源断層の長さは約200km、幅は約100kmと考え、北西方向に傾き下がるほぼ長方形の震源域と想定した。

(南端)

1968年の地震の余震分布(図20)、過去の震源断層モデル(図2-2, 19)から、宮古の沖合付近(北緯39.8°付近)とした。また、この際、1896年の明治三陸津波の震源断層モデルの位置(Tanioka and Satake, 1996, 図19)とは重ならない位置とした。

(東端・西端)

1968年の地震の本震の震源は、過去に得られているいくつかの震源断層モデルの東端付近に位置している(図2-2, 19)。1968年の本震の震源の位置を考慮し、そこを含むように東側の端を決めた。

微小地震の分布等から、プレート境界の深さ約60km付近が東経142°付近に当たり、過去の震源断層モデルの西端が、ほぼこの位置に一致していることから、断層面の西端は、太平洋プレート上面の深さが約60kmのところと判断した。これは、プレート境界付近の陸側のプレートの厚さが60km程度であり、60kmより深いところでは太平洋プレート上面は、アセノスフェアと接することとなり、プレート境界の地震は発生しないこと(例えば、瀬野, 1995)と整合している。

(北端)

1968年の地震の余震分布(図20)、過去の震源断層モデルの北端の位置(図2-2, 19)から、北緯41.7°付近とした。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震(津波地震)

過去に知られている1611年の地震及び1896年の地震は、津波数値計算等から得られた震源断層モデルから、海溝軸付近に位置することが判っている(相田, 1977、Tanioka and Satake, 1996, 図19)。これらからおよその震源断層の長さは約200km、幅は約50kmとし、南北に伸びる海溝に沿って位置すると考えた。しかし、過去に同様の地震の発生例は少なく、このタイプの地震が特定の三陸沖にのみ発生する繰り返し発生する地震であるとは断定できない。そこで、同じ構造をもつプレート境界の海溝付近に、同様に発生する可能性があるとし、場所は特定できないとした(図1)。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震(正断層型)

三陸沖から房総沖にかけて過去にプレート内で発生した正断層型の地震は、1933年に発生した地震が知られている。瀬野(1995)によれば、このタイプの地震は、沈み込もうとしているプレートが曲げ

を受ける部分で起きる浅い正断層型の地震と考えられるとしている。このような地震はアリューシャン列島の沈み込み帯付近から、千島海溝・日本海溝に続く海溝の外側で発生している例がある(瀬野, 1995)。このタイプの地震についても、三陸沖北部から房総沖の海溝付近のうちで発生する場所は特定できないとした。およその震源断層の長さ、幅は、過去における最大のものを想定し、それぞれ、約200km、約100kmと考え、南北に伸びる海溝に沿って位置すると考えた。傾斜角を約45°程度(Kanamori, 1971a, 1972等)とすると、水平投影面における東西方向の幅は約70km程度となる。

(4) (1) ~ (3) 以外の地震

三陸沖北部

三陸沖北部については、1968年の震源域の南部と1994年の三陸はるか沖地震は、最近の研究から、同じアスペリティが破壊する繰り返し発生する地震としてみる可能性があることが示されている(永井他, 2001)。しかし、ここではそれ以前のM7クラスの地震については、必ずしも、全てについて震源域が明確ではないことから、本報告では繰り返し発生する地震としては扱わないこととする。

三陸沖中部

三陸沖中部については、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれるものの、それ以外に過去に死傷者をもたらした地震は知られていない。

宮城県沖

宮城県沖については、図2-3に示す震源域においてプレート間で地震が繰り返し発生していることが知られている(例えば、地震調査委員会(2000))。これらの地震は、1930年代の地震(M7.1~7.4)のように複数のアスペリティが別々にすべる場合と、1978年の地震(M7.4)のように同時にすべる場合があると考えられる。このほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。

宮城県沖で繰り返し発生する地震の震源域の深さは西端60km、東端40kmと推定されている(地震調査委員会, 1999)。

また、この領域の繰り返し発生する地震以外の地震については、M7.1以上の地震を対象とすると1898年、2003年、2011年4月の3回発生したほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。このうち、2回は後述の太平洋プレート内の地震であり、この領域内に震源の形態や震源域が異なる地震がランダムに発生する可能性がある。

三陸沖南部海溝寄り

三陸沖南部海溝寄りについては、1793年と1897年8月に海溝寄りで発生した地震をこの領域における繰り返し発生する地震として取り扱ったほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。三陸沖南部海溝寄りの領域の範囲は、これら2つの地震によって生じた津波の波源域(羽鳥, 1987a)、並びに震源断層モデル(相田, 1977)、バックスリップの研究結果(Ito *et al.*, 2000; Nishimura *et al.*, 2000; El-Fiky and Kato, 1999)を参考にして決めた。

また、この領域の繰り返し発生する地震以外の地震については、M7.3以上の地震を対象とすると1915年、2011年3月9日の2回発生している。この2つは震源域が異なる。このほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。よって領域内のいずれの場所でも同様の地震が発生する可能性がある。

福島県沖

福島県沖については、1938年にM7.4程度の地震が連続した例があるが、この他には2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれるが、繰り返し発生する地震とするだけのデータは無いため、福島県沖の領域内のいずれの場所でも同様の地震が発生する可能性があると考えた。

茨城県沖

茨城県沖については、地震活動の近代的観測が始まった1885年以降では、1896年、1923年、1924年、1935年、1938年、1943年、1961年、1965年、1982年、2008年、2011年3月11日15:15にM6.7~M7.6のプレート間地震が発生しているほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる(図2-4)。

この領域の繰り返し発生する地震以外の地震については1896年にはM7.3の地震が発生している。震央の位置及び地震規模の精度は現在よりも劣るものの、震源域は茨城県沖であること及び地震の発生間隔の上でも矛盾がないことから一連の地震の可能性がある。1935年及び1938年の地震は、一連の地震に比べて、震央が北側にあること、特に1938年の地震は1982年や2008年の地震と比較してすべり量が大きいことから、繰り返し発生する地震とは別の地震とした。2011年3月11日15:15のM7.7の地震は、震源域が一連の地震に比べて西側にあり、そのすべり量が大きいことから、繰り返し発生する地震とは別の地震とした。

この領域の繰り返し発生する地震のうち、2008年の地震については、本震及び本震の約40分前に発生した前震について地震波による解析が行われ、前震で東側の領域、本震で西側の領域で破壊が生じたことが示された(名古屋大学, 2008)。このことから、この領域には少なくとも2つのアスペリティがあると推定される。また、西側の方が面積・すべり量とも大きいため、この領域の主要なアスペリティであると考えられる。

1982年の地震については、室谷他(2003)やMochizuki *et al.* (2008)の解析によるすべり量の大きかった領域が、2008年の前震及び本震によるすべり量の大きかった領域と概ね対応することから、1982年の地震では2つのアスペリティが同時に破壊されたと推定される。なお、1982年の地震の震央位置は東側のアスペリティに含まれる。

1961年及び1965年の地震については、震央位置がそれぞれ東側、西側のアスペリティと対応し、2つあるアスペリティがそれぞれ単独で破壊されたと推定されることから、合わせて一つの活動と見なした。特に1965年の地震は西側の主要なアスペリティを破壊したと考えられること、及び地震波形の類似性(Appendix 2)から、地震発生間隔等の算出には1965年の値を用いた。

以上のことから、この領域では複数のアスペリティが、同時あるいはある程度の時間間隔をもって、時空間的にまとまって繰り返し破壊されていると考えた。

それ以前の地震についても震央位置等の検討により、1943年の地震は、上記の地震とほぼ同じ位置に震央があること(Appendix 1)、震度分布等の類似性から(Appendix 3)一連の地震と見なした。1923から1924年にかけてはM6～M7程度の地震が頻発したが、他の一連の地震とほぼ同じ位置に震央があることから、まとめて一つの活動と見なした。なお、地震発生間隔等の算出には、西側の主要なアスペリティに最も震央位置が近いと計算されている1923年6月2日5時15分の地震を用いた。

以上のことから、茨城県沖で繰り返し発生する一連の地震の想定震源域は、図2-4に示す領域と考えた。想定震源域は、精度の良い解析結果が得られている1982年及び2008年の地震のすべり量分布や震源位置等を参考にして判断した(表5-4)。

房総沖

房総沖については、1677年11月の地震は、海溝寄りのプレート間地震(津波地震)として扱う。それ以外の地震については、1909年、1953年のものが知られている。これらの地震は、プレート内部で発生した正断層型の地震である可能性が高いが、いずれも大きな被害がなかったことから、評価の対象とはしないこととした。

太平洋プレート内の地震

太平洋プレート内のM7以上の地震については、宮城県沖において2003年と2011年4月にプレート内のやや陸寄りの深い場所で逆断層型の地震が、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りにおいて2011年7月に横ずれ断層型の地震が発生した。これらの地震は、日本海溝の太平洋プレート内の深さ約30～100km程度の領域において発生する可能性がある。このプレートは東日本の直下に沈んでおり、震央が内陸になる可能性もある。事例が少なく、震源域が異なる地震がランダムに発生するため、本報告では繰り返し発生する地震として扱わない。

以上の判断から図1に示すそれぞれの領域内では、いずれの場所でも地震が発生する可能性があると考えた。なお、三陸沖中部については、過去に大きな地震が発生した記録がないため、ここでは、確率等の評価をしないこととした。また、いずれの領域においても発生する地震の震源域はプレート境界付近もしくは太平洋プレート内であると考えた。

2-2 過去の地震活動

三陸沖～房総沖の日本海溝沿いに発生した大地震の過去の研究では、東北地方太平洋沖型の869年

の貞観地震とそれと同様の地震で紀元前のものが確認された研究成果がある。東北地方太平洋沖型の地震以外については、16世紀以前は資料の不足から地震が見落とされている可能性があるため、主に17世紀以降について整理した。

2-2-1 複数の領域を震源域とした地震

(1) 東北地方太平洋沖型の地震

2011年東北地方太平洋沖地震

2011年3月11日に三陸沖でM9.0の地震が発生した。この地震により宮城県栗原市で最大震度7を観測したのを始め、東日本を中心に強い揺れに見舞われた。GPS観測の結果によると、東北地方から関東地方の広い範囲で地殻変動が観測され、牡鹿観測点（宮城県）では東南東方向に約5.3mの水平移動、約1.2mの沈降が観測され（地震調査委員会，2011b）沿岸を中心に大きな地盤沈降が発生した。震源のほぼ真上に位置する宮城県沖の海底基準点においては地震前と比べて東南東に約24m移動、約3m隆起したことがわかった（Sato, M *et al.*, 2011）。また、この地震に伴い巨大津波が発生し、非常に高い波高の津波で高い遡上高さになったことと、非常に長い波長の津波によって広い浸水をもたらしたことの2つが同時に発生したことが特徴的である。高い波高については岩手県宮古市重茂姉吉（おもえあねよし）において40.4mの遡上高を観測したほか、北緯38度付近（岩手県南部）を境界として、それより北部のリアス式海岸で30mを超えるような巨大津波が来襲した（東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ，2011a, 2011b）。三陸沿岸では痕跡高が20mを超える地域が南北に約290km以上に渡り、痕跡高が10mを超える地域については約425kmと青森県から茨城県に渡る広域なエリアに広がっていることがわかった（森，2011）。長い波長の津波については、地盤沈降の影響もあり、海岸から数km内陸にまで津波が侵入した結果、津波による浸水面積は、全国で561km²（青森県24km²、岩手県58km²、宮城県327km²、福島県112km²、茨城県23km²及び千葉県17km²）に達したと推計される（内閣府，2011）。

この地震の人的被害は、死者16,019人、行方不明者3,805人、負傷者6,121人で、物的被害は、全壊118,621棟、半壊181,801棟、一部損壊621,013棟と戦後最大の被害をもたらした（消防庁災害対策本部，2011a）。これらの死因の90%以上が溺死となっている（内閣府，2011）。

この地震の余震域は南北約500kmにわたる。平成23年9月30日現在、最大の余震は3月11日に茨城県沖で発生したM7.6の地震で、M6.0以上の余震が96回以上発生している（地震調査委員会，2011c）。地震発生後、東日本に余効変動と考えられる東向きの地殻変動が観測されており、岩手沖や銚子沖において約1～2mのすべり量が推定された。図7～15参照。

869年貞観地震と東北の太平洋沿岸に巨大津波を伴うことが推定される地震

869年7月13日に地震があり、地震動及び津波を伴い、多数の死傷者を伴った（貞観地震）。

宮城県から福島県にかけての太平洋沿岸における津波堆積物調査で、過去2500年間で4回の巨大津波による津波堆積物が見つかり、これらの地域を広く浸水したと考えられる。これら4回の年代は約15世紀、約8-10世紀、約4-5世紀、BC約3-4世紀と推定され、そのうちの 하나가貞観地震によるものとして確認された（文部科学省研究開発局他，2010）。福島県南相馬市小高における珪藻化石の調査から、これらの4回のうち貞観地震及びその約4-5世紀の津波の頃に沈降した形跡があった。これが地震に伴う沈降であるならば日本海溝のプレート境界で発生した地震である可能性が高い（文部科学省研究開発局他，2010）。他の2回についてはその津波堆積物の分布から貞観地震と同様の地震である可能性がある。

津波浸水計算により、宮城県から福島県にかけての太平洋沿岸を津波堆積物の位置まで津波がおおむね浸水する地震を推定すると、この地震の規模はMw8.4と推定された（行谷他，2010）。東北地方太平洋沖地震に伴う津波では、津波堆積物の位置よりさらに内陸に浸水していることから、貞観地震の浸水域もさらに内陸に広がると考えられる。よって、この地震の規模はMw8.4以上である可能性がある。

日本三代実録では、869年の地震で地震動があったこと及び、津波によって多数の溺死者を伴ったことが記されている（吉田，1906）。図16, 17, 18参照。

(2) 1793年 三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖で連動した地震

三陸沖南部海溝寄りの評価（2-2-2（4））で後述する。

2-2-2 各領域の地震

(1) 三陸沖北部のプレート間地震

この領域におけるプレート間地震の系列の同定に当っては、宇佐美(1996)、渡辺(1998)、阿部(1999)、宇津(1999)、地震調査委員会(1999)等の記述を参考にした。また、地震のマグニチュード(M)の値は宇津(1999)を採用することとした。但し、近代観測が行われるようになった1885年より前の値は、1885年以降のものに比べ信頼性が劣ることから、1884年以前のMの信頼性は低いと判断し、これを補う観点から、津波マグニチュード(Mt; 阿部, 1999)を併記し、参照することとした(表2)。

三陸沖北部においては、プレート間地震の可能性がある地震として、17世紀以降、4回の地震が知られている。これらの地震について、過去の調査研究結果を踏まえ、津波及び震度分布の状況から繰り返し発生する地震として扱うこととした(表5-2, 3)。また、これらの大地震の間に発生した、一回り規模が小さいが、被害を伴った地震を含むM7.1~M7.6の地震については(4)で扱う。

1968年5月16日の地震

1968年5月16日に地震があった。この地震では、かなりの津波が生じ、太平洋沿岸の各地を襲った。波が一番高かったのは、八戸の北、野田、宮古湾等で、平均潮位上5mに達したが、ちょうど干潮時であったため津波の被害はそれほどでもなかった(宇佐美, 1996)。最大6mぐらいの高さに達したところもあった(地震調査委員会, 1999)。震度5弱相当以上となったのは、北海道南西部から青森県東部、岩手県の北部であった。被害は、北海道・青森県・岩手県が大部分で南は埼玉県にまで及ぶ(渡辺, 1998)。有感範囲は、静岡県東部まで及ぶ。全体としての死者は52名で、そのうち青森県での死者は47名であった。被害の主な原因は崖崩れ、地すべり、家屋の倒潰などであり、地盤の軟らかいところで被害が大きかった。本報告では、この地震を三陸沖北部におけるプレート間地震の繰り返し発生する地震の典型と考えた。図21参照。

1856年8月23日の地震

1856年8月23日に地震があった。震害は少なかったが、八戸城内で破損等の記録あり。震度5弱相当以上となったのは、北海道南部(襟裳岬付近)、青森県東部から岩手県までであった。有感範囲は中山道に及び、江戸では柔らかいけれど長くゆれたとされている。地震後、津波が三陸及び北海道の南岸を襲った。津波の高さの最大は函館で3.6~3.9mなど。南部藩では溺死者26名などの被害、八戸藩などでも死者5名などの報告あり(宇佐美, 1996)。宇佐美(1996)はこの地震の津波の様子は1968年の十勝沖地震によく似ていると述べている。震度分布と津波の波源域は1968年十勝沖地震と酷似(渡辺, 1998)している。津波の高さは、岩手県の野田で約6m、大槌で約5mとなっており、岩手県の沿岸で高かった(羽鳥, 1973)。図22参照。

1763年1月29日の地震

1763年1月29日に地震があった。陸奥八戸、前年の11月初めより地震を発し、この日大地震となる。震度5弱相当以上となったのは、青森県東部から岩手県北部にかけてであった。江戸でも有感であった。八戸でとところどころ破損、小船沖に引かれ破船、平館で家潰3、死者3などの被害が報告されている。函館では揺れを強く感じ津波があった(宇佐美, 1996)。津波の高さは、八戸と久慈で4~5mと考えられる(羽鳥, 1975b)。図23参照。

1677年4月13日の地震

1677年4月13日に地震があった。八戸に震害があったが、青森・仙台被害なし。地震後1時間で津波があり、大槌・宮古・鯨ヶ崎等で被害を生じている(宇佐美, 1996)。八戸の史料から本震の震度は5と見られる。江戸でも有感となった。大田名部で船多数流失など津波被害あり(渡辺, 1998)。津波の高さは、最大で岩手県赤前の約6m(羽鳥, 1975b)。図24参照。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震(津波地震)

この領域で、M8クラスの津波地震は、17世紀以降では、三陸沖で1611年、1896年の2例、房総沖で、1677年11月の1例が知られているのみである。

1896年6月15日の地震

1896年6月15日に地震があった。震害はなく、地震後約35分で津波が三陸沿岸に来襲した。津波来襲直前に鳴響のあったところが多く、第2波が最大だった。波高が最も高かったのは岩手県綾里村(38.2m)で、被害の大きかった山田町では、戸数800のうち100戸ばかりが残り死者1,000名を算した。津波は襟裳岬で高さ約4m、室蘭・函館で溢水があり、父島で波の高さ約1m、ハワイでは全振幅は2.5~9mで多少の被害があった。この地震は地震の規模に比べて津波が大きく、かつ海水の干退が比較的小さかったのが特徴である(宇佐美, 1996)。津波の波源域を震源断層モデルから推定すると、日本海溝沿いに長さ200~220km、幅50~70kmとなる。検潮記録による津波の最大全振幅は鮎川215cm、花咲94cm、銚子76cmである(渡辺, 1998)。図25, 27参照。

1677年11月4日の地震

1677年11月4日に地震があった。磐城から房総にかけて津波襲来。小名浜・中作・薄磯・四倉などで家流倒約550(あるいは487)軒、死・不明130名余(あるいは189)。水戸領内でも溺死246名余などの被害あり。八丈島や尾張も津波に襲われたという。確かな地震記事は房総と江戸に限られる。陸に近いM6クラスの地震という説もある(宇佐美, 1996)。銚子、一宮及び江戸で弱い揺れ(e:震度2~3)があった程度。平藩の原史料には地震のことはまったく書かれていない。被害記事に「潰家」や「倒家」とあるが、これらは津波によるものである。したがって、明らかに津波地震である(渡辺, 1998)。津波の高さは、外房沿岸で4~8mに達したと考えられ、津波の最も激しかった地域のようなようである(羽鳥, 1975a)。図40参照。

1611年12月2日の地震

1611年12月2日に地震があった。三陸地方で強震。被害は軽く、津波による被害が大きかった。伊達政宗領内で死者1,783名、南部・津軽で人馬死3,000余であった。北海道東部にも津波が押し寄せ溺死者が多かった。津波の波源は昭和8年の三陸地震の波源とほぼ一致する(宇佐美, 1996)。山田・大槌でe(震度2~3)、無感の所もあり、地震動は非常に小さい(渡辺, 1998)。津波の高さは、岩手県田老や小谷鳥で15~20mに達している(羽鳥, 1975b)。図28参照。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震(正断層型)

1933年3月3日の地震

1933年3月3日に地震があった。地震による被害は少なく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣・堤防の決壊があった程度。震後約30分~1時間の間に津波が北海道・三陸の沿岸を襲い大きな被害が出た。特に、岩手県田老町田老では人口1,798人のうち、死者は763名、負傷者は118名であった。また、戸数362のところ、358軒が流出し全滅とあってよいほどの被害を受けるなど三陸沿岸各地で大きな被害となった。津波の波源はかなりの広がりを持ち、長軸の長さ500km、短軸の長さ145kmに及ぶ大きなものであった(宇佐美, 1996)。各地の津波の高さは、岩手県沿岸では10m以上にも及び、とくに綾里湾で28.7mにも達した。津波を起こした地震のメカニズムは、日本海溝沿いの正断層で、太平洋プレートの折れ曲がり地点で発生した巨大地震として特異なものであった(渡辺, 1998)。図25, 26参照。

房総沖の海溝三重点付近の地震

房総沖の海溝三重点付近では、太平洋プレートの走向や傾斜角が変化するため、特異な地震活動が見られる。1953年11月26日に発生した房総沖の地震(M7.4)は、瀬野他(1986)、Seno and Takano(1989)によるとメカニズムから、断層運動は北西ないし西北西走向で鉛直に近い節面で南西側ブロックが北東側ブロックに対してすべり落ちる正断層型の地震であったとされ、津波を伴った。この地震による被害は、宇佐美(1996)によると、館山・富崎で墓石の転倒、伊豆諸島で道路の破損等とされており、津波は銚子付近で最大2~3m観測されたものの津波による被害はなかった。また、1909年3月13日の地震(M7.5)は震度分布から見て1953年とほぼ同規模の地震であり、震源域の位置はやや陸寄りとみられ、やはり微弱な津波を伴っている(宇津, 1999)ことから1953年と同様なタイプの地震であった可能性が高い。この地震による被害は、宇佐美(1996)によると、横浜で煙突の倒潰・煉瓦壁の崩壊・瓦の墜落などで、負傷3名であった。このタイプの地震は、東北日本弧側と伊豆・小笠原弧側から沈み込む太平洋プレートの走向・傾きが異なり、伊豆・小笠原弧側が東北日本弧側より高角に沈み込むためプレートが変形して発生すると考えられている(Seno and Takano, 1989)。いずれの地震の被害も大きなものではなかったため、確率等の評価のための対象地震としては扱わなかった。

2011年3月11日15:25の地震

2011年3月11日15:25に三陸沖の日本海溝よりも東側約80kmの太平洋プレート内でM7.5の地震があった。この地震により東日本の各所で最大震度4を観測した。この地震は2011年東北地方太平洋沖地震の約40分後に発生した。東北地方太平洋沖地震の影響が大きいため、この地震に伴う津波や被害は不明である。1933年の地震に比べ地震の規模が小さいことから、確率等の評価のための対象地震としては扱わなかった。

(4) (1)~(3)以外の地震

三陸沖北部

この領域で、地震活動の近代的観測が始まった1885年からの約127年間に発生した地震のうち、

死傷者が発生している1945年の地震を含むM7.1以上の地震は（1）で繰り返し発生する地震とした1968年の十勝沖地震を除き、1901年（M7.4）、1931年（M7.2）、1935年（M7.1）、1943年（M7.1）、1945年（M7.1）、1960年（M7.2）、1989年（M7.1）、1994年（M7.6）、2011年3月11日15:07（M7.4）の9回発生している。これらは、すべてについて必ずしも震源域の位置が特定できているわけではなく、同じ場所であると判断するだけの資料が無いため、ここでは繰り返し発生する地震としては扱わなかった。

三陸沖中部

この領域で過去に発生したM7クラス以上の被害地震は知られていない。

宮城県沖

1978年6月12日の地震

1978年の地震では、震度5（現在の震度階級において、震度5弱または5強に相当）となった範囲は、宮城県、岩手県南部、福島県北部、山形県の一部に及び、また震度4となった範囲は、北は青森県南部、秋田県全域、南は神奈川県東部にまでおよんだ（気象庁1983）。地震の規模の割に津波はあまり大きくなく、検潮所で観測された津波の最大波高^{*1}は、仙台新港で49cmであった。

この領域で知られている地震の調査研究と本報告の評価は表5-4に、調査研究の概要については表5-5に示す。

近代的観測が始まった1885年以降の地震のうち1897年2月、1933年、1936年、1937年、1978年、2005年の6回の地震を宮城県沖で繰り返し発生する地震として取り扱うこととし、震源位置などから1897年、1930年代（1933年、1936年、1937年）、1978年、2010年前後（2005年と2011年東北地方太平洋沖地震）の地震活動を宮城県沖におけるそれぞれ一つの活動と見なした（Appendix 4, 5）。図2-3, 29, 30, 31参照。

宮城県沖地震では、いずれも津波を伴うもののその規模の割には津波が顕著には大きくならないという特徴があるため、津波の有無は参考に止め、主として震度分布によって判断した。

この領域で、地震活動の近代的観測が始まった1885年からの約127年間に発生した地震のうち、繰り返し発生する地震以外の地震でM7.1以上の地震は1898年（M7.2）、2003年（M7.1）、2011年4月（M7.2）の3回発生しているほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。なお、2003年及び2011年4月については、太平洋プレート内で発生した地震である。図32, 33参照。

1885年の地震より前については、12回の地震が知られている。これらの地震については、宮城県沖地震の取り扱いを判断するのに適切なデータが十分でないと判断し、評価は行わなかった。

三陸沖南部海溝寄り

この領域で18世紀以降に知られている大地震は、1793年と1897年8月の地震である。地震調査委員会（2000）によれば、1793年の地震は、宮城県沖の地震と連動したM8.2の地震であり、1897年8月については、海溝寄りのみが単独でM7.7の地震として発生したと評価した。ただし、松浦他（2006）は1793年の地震について過去の知見を検証し、宮城県沖の地震との連動を否定し、海溝寄りのみが単独でM7.9程度の地震として発生したと結論した。そのほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。この3例から約109年の間隔で繰り返し発生している可能性があると考え、これらの地震を繰り返し発生する地震として扱うこととした。図35, 36, 37参照。

この領域で、地震活動の近代的観測が始まった1885年からの約127年間に発生した地震のうち、繰り返し発生する地震以外の地震でM7.3以上の地震は1915年（M7.5）、2011年3月9日（M7.3）の2回発生しているほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。2011年3月9日の地震により、大船渡で55cm、久慈港及び石巻市鮎川で48cmなど、東北地方の太平洋沿岸で津波を観測した（気象庁、2011）。

福島県沖

福島県沖については、1938年11月5日にM7.5の地震が発生した。その後、大きな余震が相次いで

^{*1} 最大波高は、津波の全振幅の最大のことである。地震調査委員会（1999）p.75の「津波の高さ」は、最大波高のことである。なお、「津波の高さ」は、平常潮位から津波の山までの高さを示すことが多い。

発生し、M6.9以上のものは、5日19時50分にM7.3、6日17時53分にM7.4、7日06時38分にM6.9、30日11時29分にM6.9である。福島県で死者1名、負傷者9名の被害があり、浪江・福島・請戸等、県内東部の各地で、小被害を伴った。茨城・宮城両県でも微小被害(宇佐美, 1996)。大規模な群発地震で、11月中の有感地震は300回、12月は23回に達し、11月30日までに津波を伴った地震は7回を数えた(渡辺, 1998)。図38, 39参照。そのほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。

1905年7月7日にM7.1の地震が発生した。この地震は1938年の地震に比べ地震の規模が小さく、被害も認められなかったことから、確率等の評価のための対象地震としては扱わなかった。

茨城県沖

茨城県沖については、地震活動の近代的観測が始まった1885年からの約127年間に発生した地震のうち、繰り返し発生する地震以外の地震でM6.9以上の地震は1896年(M7.3)、1935年(M6.9)、1938年(M7.0)、2011年3月11日15:15(M7.6)の4回発生しているほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。1896年の地震では、家屋の小破及び弱い津波などが報告されている(宇佐美, 2003)。2011年3月11日15:15の地震は、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の約30分後に発生した最大余震である。東北地方太平洋沖地震の影響が大きいため、この地震に伴う津波や被害は不明である。図8参照。

また、近代観測が始まった1885年以降で見ると、M6.7以上の地震が、1896年、1923年、1924年、1935年、1938年、1943年、1961年、1965年、1982年、2008年、2011年3月11日15:15に発生しているほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。このうち、1920年代、1943年、1960年代、1982年、2010年前後(2008年と2011年東北地方太平洋沖地震)の地震活動を茨城県沖において繰り返し発生する地震として扱うこととし、それぞれ一つの活動と見なすと1923年～2011年までの約89年間に5回発生していることになる。図41参照。

房総沖

房総沖については、上に述べた1677年11月、1909年、1953年の地震のほかに、1885年以降では、1916年にM7.0の地震が発生しているが、この地震による被害は宇佐美(1996)によると、御蔵島で道路破壊、横浜で練習用灯台の水銀がこぼれるなど軽微であった。したがって、この地震は評価の対象とはしないこととした。また、房総沖では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震活動が見られる。1987年には、千葉県東方沖で死者2名を出すM6.7の地震が発生したが、この地震はフィリピン海プレート内部の地震と考えられている。フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について」(地震調査委員会, 2004)で別途評価した。図40参照。

太平洋プレート内の地震

宮城県沖の2003年(M7.1)、2011年4月(M7.2)の地震は、プレート内のやや陸寄りの深い場所で発生した逆断層型の地震であった。2003年は負傷者91名(地震調査委員会, 2009)、2011年4月は死者4名、負傷者296名の被害が報告されている(消防庁災害対策本部, 2011a)。また、2011年7月(M7.3)の地震は三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域のプレート内で発生した横ずれ断層型の地震であった。この地震による被害は特になかった(消防庁, 2011b)。図32, 33参照。

2-3 地殻変動の現状

三陸沖北部から房総沖にかけては、東側から、太平洋プレートが陸側のプレートの下に沈み込んでおり、房総沖付近については、南側から、フィリピン海プレートが陸側のプレートの下に沈み込んでいる場所である。

これらのプレート運動に伴う、陸上における地殻変動の様子を1997年～2003年の期間の国土地理院によるGPS観測結果(図43-1, 2)で示す。これによると、東北地方から房総半島付近の太平洋沿岸では西向きへの移動が卓越し、東北地方は年間2～3cm程度東西に縮んでいることがわかる。

海上保安庁海洋情報部による2011年東北地方太平洋沖地震発生前の3～9年間の期間におけるユーラシアプレート安定域に対する海底基準点の移動速度を、図44に示す。これもGPS観測結果と同様に東北地方から房総半島付近では西向きに移動していることがわかる。これによると釜石沖で約5cm/年、宮城沖でも約5.5cm/年なのに比べ、福島県沖で約2cm/年と場所によって移動速度が異なる

ことがわかる。

2011年東北地方太平洋沖地震の発生によって生じた地殻変動を図11-1, 2に示す。この図から、東北地方はこの地震に伴い、東西に約4m広がったことになる。また、震央付近では20mを超える東南東方向への移動が観測されており、海溝軸近傍での大きなすべりの存在を示唆している。この地震の余効変動が平成23年10月1日時点でも東北地方を中心に観測され続けており、地震発生から約6ヶ月の期間に深さ20km~60kmのプレート境界面において最大2.5mのすべり量が推定されている(図14-1)。

2-4 地震活動の現状

三陸沖から房総沖にかけての各領域について、1923年~2011年2月の地震活動を図42-2に示す。

三陸沖北部については、1968年十勝沖地震のあと1994年に三陸はるか沖地震が発生したが、東北地方太平洋沖地震の発生前の約15年間は、地震はほぼ一定の割合で発生しており、定常的な地震活動になっていると考えられる。

三陸沖中部については、東北地方太平洋沖地震の発生までは四半世紀に1回程度の割合で、M6~7の群発活動がある程度で、他の領域に比べ地震活動が低調であることがわかる。

宮城県沖では、約40年程度の間隔でプレート境界の地震活動が活発な時期があり、1930年代にM7以上の地震が3回発生した他、1978年にM7.4、2005年にM7.2の地震が発生した。また、太平洋プレート内の地震として2003年にM7.1と2011年4月にM7.2の地震が発生している。

福島県沖では、1938年の活動が顕著であるが、それ以外では、1987年にM6.7、2008年にM6.9の地震などが発生した。

茨城県沖では、約20年程度の間隔で地震活動が活発な時期があり、最近では2008年にM7.0の地震が発生した。

房総沖では、1923年以降2011年東北地方太平洋沖地震までは太平洋プレートの沈み込みに伴う大きな地震は無かった。

2011年東北地方太平洋沖地震の発生に伴い、非常に活発な余震活動及び誘発地震が観測され続けている。余震の回数は、地震発生から平成23年9月8日までの約6ヶ月間にM7.0以上が6回、M6.0以上が93回、M5.0以上が560回であり、今後も引き続き規模の大きな余震が発生する恐れがある(気象庁, 2011b)。

2-5 プレート運動との整合性

過去の研究では、日本海溝付近の平均的なカップリング率は20%から30%とされていた(Peterson and Seno, 1984)。しかし、これは東北地方太平洋沖地震のようなM9の地震が生じることを想定せず、1904年~1980年という短い時間窓でのデータを元にした推定であるため、カップリング率の見直しが必要であるとともに、今後、プレート運動と歪の状態をより詳細に把握することが必要である。

比較的研究がなされている三陸沖北部から宮城県沖の領域については以下のことが言える。

三陸沖北部については、1968年の十勝沖地震は、プレート境界面で平均4.0m(Aida, 1978)~4.1m(Kanamori, 1971b)のずれがあったと推定されている。この平均的なずれの量は、平均発生間隔を97年と考えると、年間約8cmというプレート間相対運動速度(Seno *et al.*, 1996)から期待されるずれの累積値の約50%程度である。一方、Yamanaka and Kikuchi (2004)や永井他(2001)は、アスペリティ分布の解析から、1968年の地震(M7.9)と1994年の地震(M7.6)の共通アスペリティについては、カップリング率はほぼ100%であると結論付けている。この1994年の地震のアスペリティでカップリング率の値が高いのは、この地域ではM8弱の地震ですべり欠損をすべて解消してしまうことを示しており、東北地方太平洋沖地震において、この領域の手前で破壊が止まったのは、この領域では過去の大地震で歪エネルギーをほとんど解放してしまっていたためと考えれば説明可能である。

三陸沖中部については、Yamanaka and Kikuchi (2004)によれば、蓄積されている地震モーメントを地震としてはほとんど解放しておらず、川崎他(1998)によれば、1989年、1992年、1994年の三陸沖の地震の後に非地震性すべりが起こったとされている。このことから、カップリング率は他の領域に比べると低いと考えられる。しかしながら、三陸沖中部もGPS観測によれば僅かながらすべり欠損を生じており、実際、東北地方太平洋沖地震では数mのすべり量が推定されることから、M9の地震が発生した際はある程度地震性のすべりを生じうると考えられる。

宮城県沖については、1978年の地震は低角逆断層型であり、プレート境界面で平均2.1~2.3mのずれがあった (Seno *et al.*, 1980)。この平均的なずれの量は、年間約8cmというプレートの相対運動速度と約40年の平均発生間隔から期待されるずれの累積値の7割程度である。宮城県沖は強いカップリング状態であり、この地域で繰り返し地震が発生することによって7割を解消し、残りの3割は、東北地方太平洋沖地震のようなM9の地震の発生によって解消されると推定される。

三陸沖南部海溝寄りについては、1897年のM7.7の地震による平均的なずれの量は、標準的な地震の断層パラメータの関係式(宇津, 2001)から約5.6mと推定される。このずれの量は、年間8cmというプレートの相対運動速度と前回の1793年の地震から104年程度経過していることから期待されるずれの累積値(8.3m)と比較すると、やはり7割程度である。残りの3割のうちの一部は非地震性すべりで解消されると考えられる(例えば、川崎他, 1998)が、大部分は東北地方太平洋沖地震のようなM9の地震の発生によって解消すると推定される。

房総沖については、**図46**に示す小繰り返し地震から推定されるカップリング率の分布より、カップリング率は50%以下と見られ、他の領域に比べると低いと考えられる。

GPSデータを用いた東日本の太平洋スラブのすべり遅れ分布を**図45-1, 2**に示す。これによると、三陸沖北部と宮城県沖で、強いカップリング状態であり、三陸沖中部付近はカップリングが弱いことを示している。これは、上記の過去の地震学的データやGPS観測データで得られた結果と相対的には整合する。

池田(1996, 2003)、池田他(2002)は、東北・北海道の太平洋岸は測地学的時間スケールでの地殻の歪速度が、地質学的時間スケールの歪速度より一桁大きいことを示し、この歪を解消するためには日本海溝沿いで今まで知られている規模以上の巨大な地震が発生する可能性があることを指摘している。上述のとおり、東北地方太平洋沖地震の前は東北地方は東西方向に年間2~3cm縮んでおり、地震時には約4m広がった。つまり、今回の地震で100~200年分の縮みを解消したことになる。一方、海溝付近では、東西方向に年間約9cm縮んでおり、地震時の津波波形解析によると約57m広がった (Maeda *et al.*, 2011) ことから、今回の地震で約630年分の縮みを解消したことになる。このようなことから、今回の地震は池田らが想定していた地震の可能性が高い。ただし、池田(2003)が指摘していた海岸線の沈降は、地震時はもちろん余効すべりでもまだ解消にはほど遠く、これが今後、ゆっくりと解消されるのか、それとも、別の巨大な地震が発生して解消されるのかはまだ不明である。今後、注意深く、推移を見守る必要がある。

2-6 次の地震について

これまでの海溝型地震の長期評価手法では、2011年東北地方太平洋沖地震を予測することができなかったため、これまでの評価手法を見直す必要があると考え、その検討を行っているところである。

以下に記載されている評価については、参考としてこれまでの手法を用いて行った暫定的なものであり、新たな評価手法を検討した後、改めて次の地震について評価していくものとする。

2-6-1 複数の領域を震源域とした地震

(1) 東北地方太平洋沖型の地震

東北地方太平洋沖地震の更新過程は不明であるが、少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域を含むと考えられることは、貞観地震と同様である。そこで、本報告では東北地方太平洋沖及び貞観地震は繰り返し発生する可能性があると思なしてBPTモデルによる将来の地震発生確率を算出する。

東北地方太平洋沖型の地震については、当該領域において、過去に津波堆積物をもたらしたBC約3-4世紀、約4-5世紀、869年、約15世紀、2011年の5回の津波をもたらした地震について、平均発生間隔を算術平均で求めた600年程度と推定した。2012年1月1日現在の経過年数が0.8年であることから更新過程(BPT分布を適用)によれば、ばらつき α を0.24として、今後30年以内の地震発生確率はほぼ0%、今後50年以内の発生確率はほぼ0%と推定される(**表4-1**)。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率を**図48-1**に示す。

(2) 1793年 三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖で連動した地震

三陸沖南部海溝寄りの評価(2-6-2(4))で後述する。

2-6-2 各領域の地震

(1) 三陸沖北部のプレート間地震

想定される地震の規模については、1968年の地震のマグニチュードがM7.9で過去4回の地震の最大であり、津波の規模から得られている津波マグニチュードがMt8.2であることから、マグニチュードは8.0前後、Mt8.2前後になると判断した。

当該領域において、過去に津波被害を伴った1600年以降の1677年4月、1763年、1856年、1968年の4回の地震について、平均発生間隔を算術平均で求め、97.0年とした。この4回の地震から、BPT分布モデルをあてはめ、ばらつき α を求めると0.11となる。しかし、データが少ない場合には α は小さく求められる傾向がある(Ogata, 1999)ことから、陸域の活断層のデータから得られた α の値(地震調査委員会, 2001a)も考慮し α の値は0.11~0.24とした。これらの値から発生確率を計算すると、今後30年以内で、0.7~10%、50年以内で40~50%と推定される(表4-2)。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率を図48-2に示す。

(2) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間地震(津波地震)

プレート間のM8クラスの地震は、三陸沖で1611年、1896年、房総沖で1677年11月に知られているほか、2011年3月の東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる。これら4回の地震は、同じ場所で繰り返し発生しているとは言い難いため、繰り返し発生する地震としては扱わないこととし、同様の地震が、三陸沖北部海溝寄りから房総沖海溝寄り(図1)にかけてどこでも発生する可能性があると考えた。房総沖の1677年11月の地震については、石橋(1986)は、地震の規模をM6~6.5と推定しており、もう少し陸寄りに発生した地震である可能性を指摘している。しかし、阿部(1999)から、津波地震であることは確実と思われるので、1611年、1896年の地震と同じような地震であるとして扱うこととする。このような地震の発生頻度は、過去412年間に4回発生していることから、この領域全体では103年に1回の割合で発生すると推定される。ポアソン過程を適用すると、この領域全体では今後30年以内の発生確率は30%程度、今後50年以内の発生確率は40%程度と推定される。

また、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの特定の領域での発生頻度は、断層長(約200km)と海溝寄りの領域全体の長さ(約800km)の比を103年に乗じ、412年に1回程度の発生頻度であると推定した。ポアソン過程を適用すると、特定の領域では今後30年以内の発生確率は7%程度、今後50年以内の発生確率は10%程度と推定される(表4-3)。

ただし、東北地方太平洋沖地震の震源域に含まれる三陸沖中部から三陸沖南部海溝寄りに至る海溝寄りの部分については、この地震によりこれまでの歪を解放した状態と考えられる。よって、この部分の将来の発生確率は上述の値より小さいと考えられる。

空白期間等について述べる。三陸沖北部の海溝寄りの部分については、1896年明治三陸地震の震源域では約100年間以上、さらに北の部分では1600年以降発生が確認されておらず、約400年間以上の空白期間がある。福島県沖と茨城県沖の海溝寄りの部分では、東北地方太平洋沖地震で数mのすべり量があったと推定される(Appendix 7)が、これまでの歪を全て解放したかどうかは不明である。房総沖の海溝寄りの部分では、1677年11月の房総沖の地震以降約300年間以上の空白期間がある。

(3) 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震(正断層型)

プレート内の正断層型のM8以上の地震は、過去412年間に1933年の三陸地震が知られているのみである。他に例がないことから、このタイプの地震についても繰り返し発生する地震としては扱わないこととする。

三陸北部から房総沖の海溝寄りの領域全体において、このような地震の事例は過去412年間にこの1回だけであることから、発生間隔は最低でも400年以上であるとした。

また、三陸沖の海溝外縁の正断層による地震の発生頻度の推定として、Wesnousky(1982)、島崎(1986)に従い、以下のように考えることもできる。

世界の沈み込み帯で発生する正断層型地震の総モーメントから、このタイプの地震が、どのくらいの頻度で発生しているかを推定することができる。1933年の地震モーメントは 4.3×10^{28} dyne・cm(Kanamori, 1971a)と得られている。20世紀に全世界の海溝沿いに起きたプレート内の正断層地震の地震モーメントの総和を求め、平均モーメント放出率を 2.7×10^{27} dyne・cm/年と計算した。全世界の海溝の長さの総計が約40,000kmであるのに対して、三陸地震の断層の長さが約200kmとされる。世界中のどの海溝においても、1933年三陸地震タイプの地震が発生する確率が等しいと単純に仮定すれば、

このタイプの地震のモーメント放出率は、200kmと40,000kmの比から(200/40000)を 2.7×10^{27} dyne・cm/年に乗じ、 1.35×10^{25} dyne・cm/年となる。この放出率の比をとると、 $(4.3 \times 10^{28}) / (1.35 \times 10^{25})$ で3185年となる。これらのことから、断層長約200kmになる特定の場所についての発生間隔は、3000年程度と見ることができる。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの全体の領域では、断層長約200kmと全体の長さ約800kmの比から、750年程度と計算される。

岩淵(2002)は、三陸沖海溝外縁の断層地形から次のような推定をしている。

三陸沖海溝外縁で断層地形が認められるのは海溝軸から約100km付近までであり、プレートの移動速度を年間約10cmとすると、断層が動き始めたのはおよそ100万年前となる。一方、実際の海底地形断面の一つから断層崖の西落ちの比高の総和を求めると2850mとなるが、この比高の総和から海底の伸長による陥没の影響(東落ちの断層崖の比高の総和が陥没量に等しいと仮定)を差し引いて、正断層の地震によると考えられる断層崖の比高の総和を求めると、約2100mとなる。1933年の地震の震源断層モデルはいくつか求められているが(佐藤, 1989)、それらのモデルによる鉛直変位量は1.7m~5.2mと求まっており、その中央値をとると約3.5mとなる。したがって、正断層の地震による断層崖が1933年タイプの地震のみによって形成されたと仮定すれば、その発生回数は600回程度(2100m/3.5m)となる。これらの地震が100万年の間に発生したので、特定の場所についての発生頻度は1700年程度に1回(100万年/600回)と推定される。三陸北部~房総沖の海溝寄り全体における発生頻度は、断層長約200kmと全体の長さ約800kmの比を考慮して、約430年程度に1回と推定される。

以上をまとめると、三陸沖北部~房総沖の海溝寄り全体では、1933年の地震と同様な地震は400~750年に1回程度の頻度で発生していると考えられる。ポアソン過程を適用すると、この領域全体では、長期的な発生確率は今後30年以内で4~7%、今後50年以内で6~10%と推定される。

また、この領域のある特定の約200kmの長さを持つ領域では、1600~3000年に1回程度の頻度で発生していると考えられる。ポアソン過程を適用すると、特定の約200kmの長さを持つ領域では、長期的な発生確率は、今後30年以内で1~2%、今後50年以内の発生確率で2~3%と推定される(表4-4)。

(4) (1) ~ (3) 以外の地震

三陸沖北部

三陸沖北部については、繰り返し発生する地震とした1968年十勝沖地震を除いて、M7.1以上の地震が、1885年からの約127年間に9回発生している。現在までの調査研究では、これらの地震は、震源域が同じ場所で繰り返し発生しているかどうかははっきりしているわけではない。これらのことをもとに推定すると、将来の地震もM7.1~M7.6の地震が、約14.1年に1回の割合で時間的にも空間的にもこの領域内でランダムに発生すると考えた。したがって、ポアソン過程を適用して計算することにより今後10年以内、20年以内、30年以内の発生確率はそれぞれ50%程度、80%程度、90%程度と推定される(表4-5)。

三陸沖中部

この領域については、長期確率の評価は行わない。

宮城県沖

東北地方太平洋沖地震の余効変動が観測され続けている現段階では今後もどのように歪が蓄積し、地震がどのような間隔で発生するか不明である(表4-6)。

宮城県沖の繰り返し発生する地震のこれまでのすべり量は約2~2.5mである。東北地方太平洋沖地震時のこの領域のすべり量は約4m程度であり、さらにこの余効変動でこの領域は約2~2.5mすべっていることが観測されており(図14)、これらのすべり量を合わせると、この領域で繰り返し発生する地震の2、3回分に相当する。よって、少なくとも1回分はすべっていると見なして、新たなサイクルを始めたと考えられる。一方、応力場に注目すると、東北地方太平洋沖地震ではこの領域を含め広い震源域ですべり量を観測しており、宮城県沖の繰り返し発生する地震のアスペリティを保持したまま全体的にすべった可能性があり、その場合は依然としてこの領域の繰り返し発生する地震の発生確率は高いままだと考えられる。このように今後どのように地震がどのような間隔で発生するかいくつかの可能性があり、現時点で結論を出すことができない。

ここで、これまで通りの繰り返しで発生すると仮定すると、宮城県沖については、1897年以降で1897年、1933年、1936年、1937年、1978年、2005年の6回の地震について、1933年、1936年、1937年を1つの活動(規模が最大の1936年を代表とする)としてまとめる。さらに2005年、2011年東北地方太平洋沖地震を1つの活動とする。すると、計算に用いるのは1897年、1936年、1978年、

2011年で、平均発生間隔は38.0年(参考値)、地震後経過時間は0.8年となる。ここで更新過程(BPT分布)を適用すると今後30年以内、50年以内の発生確率はそれぞれ2~20%(参考値)、90%程度もしくはそれ以上(参考値)になる(表4-13)。一方、ポアソン過程を適用すると今後30年以内、50年以内の発生確率はそれぞれ60%程度(参考値)、70%程度(参考値)になる(表4-14)。

その規模は1978年の地震を参考にM7.4前後を想定している。用いたばらつきの値は、宮城県沖地震のばらつきの算術値の0.10(参考値)から活断層の地震の平均値0.24(地震調査委員会,2001a)とした。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率を図48-5(参考)に示す。

この領域は、東北地方太平洋沖型の地震の震源域に含まれており、1793年の三陸南部海溝寄り地震でも連動した可能性もあることから、今後も複数の領域を震源域とする地震の震源域に含まれる可能性がある。

この領域では、繰り返し発生する地震以外にM7.1以上の地震が1885年からの約127年間に4回発生している。将来の地震もM7.0~M7.3の地震が、約31.8年に1回の割合で時間的にも空間的にもこの領域内でランダムに発生すると考えポアソン過程を適用して計算すると今後30年以内、50年以内の発生確率はそれぞれ60%程度、80%程度と推定される(表4-7)。

三陸沖南部海溝寄り

三陸沖南部海溝寄りについては、1793年に発生した地震のタイプが次の地震であると考え、マグニチュードは7.9程度と推定される。過去に発生した1793年及び1897年の地震及び東北地方太平洋沖地震をもとに発生間隔を約109年と推定し、地震後経過時間が0.8年であることからBPT分布をあてはめ発生確率を計算した。用いたばらつきの値は、海溝型地震の平均値0.19(地震調査委員会,2001a,b)から活断層の地震の平均値0.24(地震調査委員会,2001a)とした。その結果、今後30年以内の発生確率はほぼ0%、今後50年以内で0.003~0.08%と推定される(表4-8)。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率を図48-3に示す。

この領域は、東北地方太平洋沖地震や貞観地震といった連動した地震の震源域に含まれており、1793年の三陸沖南部海溝寄りの地震でも連動した可能性もあることから、今後も連動して発生する地震の震源域に含まれる可能性がある。

この領域では、繰り返し発生する地震以外にM7.3以上の地震が1885年からの約127年間に3回発生している。将来の地震もM7.3~M7.5の地震が、約42.3年に1回の割合で時間的にも空間的にもこの領域内でランダムに発生すると考えポアソン過程を適用して計算すると今後30年以内、50年以内の発生確率はそれぞれ50%程度、70%程度と推定される(表4-9)。

福島県沖

福島県沖については、過去400年間でM7.4以上の地震が1938年の群発地震及び東北地方太平洋沖地震の2回発生している。将来の地震もM7.4前後の地震が、約206年に1回の割合で時間的にも空間的にもこの領域内でランダムに発生すると考えポアソン過程を適用して計算すると今後30年以内、50年以内の発生確率はそれぞれ10%程度、20%程度と推定される(表4-10)。

この領域は、東北地方太平洋沖地震や貞観地震といった連動した地震の震源域に含まれており、今後も連動して発生する地震の震源域に含まれる可能性がある。また、1938年の地震のように群発地震が発生する可能性もある。

茨城県沖

茨城県沖の繰り返し発生する地震以外の地震については、M6.9以上の地震が1885年からの約127年間に5回発生している。将来の地震もM6.9~M7.6の地震が、約25.6年に1回の割合で時間的にも空間的にもこの領域内でランダムに発生すると考えポアソン過程を適用して計算すると今後10年以内、30年以内、50年以内の発生確率はそれぞれ30%程度、70%程度、90%程度と推定される(表4-11)。

この領域では、1923年、1943年、1965年、1982年、2011年東北地方太平洋沖地震の5回の地震について、平均発生間隔を算術平均で求め、21.9年とした。この5回の地震から、BPT分布モデルを

あてはめ、ばらつき α を求めると0.19となる。これと陸域の活断層のデータから得られた α の値(地震調査委員会, 2001a)も考慮し α の値は0.19~0.24とした。これらの値を適用して評価を行うと、今後10年以内、20年以内、30年以内の発生確率はそれぞれ0.01%~0.2%、40~50%、90%程度もしくはそれ以上と推定される(表4-12)。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内に地震が発生する確率を図48-4に示す。

房総沖

房総沖のフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震については、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について」(地震調査委員会, 2004)で評価した。

太平洋プレート内の地震

太平洋プレート内の地震については、宮城県沖の2003年(M7.1)と2011年4月(M7.2)の地震は、当該領域の繰り返し発生する地震以外の地震として扱った。三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの2011年7月の地震(M7.3)については、当該領域で評価する地震より規模が小さいため評価の対象としなかった。

(付表) 評価の信頼度の分類条件について

発生領域の評価の信頼度

(想定地震の震源域を特定した場合)

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

(特定のタイプの地震が発生すると考えられる地域を1つの領域とした場合)

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

規模の評価の信頼度

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

発生確率の評価の信頼度

(想定地震の震源域を特定した場合)

OBPT 分布適用

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

○ポアソン過程適用

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

(特定のタイプの地震が発生すると考えられる地域を1つの領域とした場合)

○ポアソン過程適用

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

表5-1 甚大な津浪被害を伴った地震に関する調査研究の概要

<p>869年 7月13日</p>	<p>[吉田1906]：三大実録の貞観津波の場所は多賀城であり、末の松山を津波は超さなかったが、多賀城下まで遡上したと推定。</p> <p>[宍倉他1997]：宮城県中南部から福島県中部にかけての沿岸では、巨大津波による津波堆積物が過去3000年間で4回堆積しており、そのうちのひとつがこの地震によるものとして確認された。</p> <p>[宇佐美2003]：三陸沿岸。城郭・倉庫・門櫓・垣壁崩れ落ち倒潰するもの無数。人々は倒れて起きることができないほどであった。津波襲来し、海水城下（多賀城）に至り溺死者1000。M≒8.3±1/4。143～145° E 37.5～39.5° N</p> <p>[行谷他2010]：津波浸水計算により、宮城～福島沖のプレート境界を震源域とするMw8.4の地震と推定される。</p>
<p>1611年12月 2日</p>	<p>[渡辺1998]：三陸はるか沖。慶長三陸津波。津波の高さ(m)の推定値は、田老21、宮古7～8、山田7～8、小谷島15～20、大槌5～6、船越12、仙台3～4。M=7～8。144.5° E 39° N。</p> <p>[阿部1999]：慶長三陸地震。羽鳥（1975b）の資料をもとに、津波が高くデータも豊富な岩手県田老から大槌までの約40kmの範囲で、Hmax（田老）=20m、Hm=7.9m、Mt=8.4が求められる。</p> <p>[地震調査委員会1999]：三陸海岸及び北海道東岸。津波があり、伊達領で溺死者1,783、南部、津軽で人馬の死3,000以上。M=8.1。</p> <p>[宇津1999]：三陸沿岸・北海道東岸（津波地震）。M=8.1。144.0° E 39.0° N。</p> <p>[宇佐美2003]：三陸沿岸及び北海道東岸。三陸地方で強震。震害は未発見。津波による被害が大きかった。伊達政宗領内で死1,783人。南部・津軽で人馬死3,000余という。仙台的荒浜などは荒地となった。北海道東部や宮城県岩沼、刈田郡にも津波が押し寄せ、岩沼辺では家屋残らず流出した。宮古でも一軒残らず波にとられる。津波の波源は昭和8年の三陸地震の波源とほぼ一致する。M≒8.1。144.4° E 39.0° N。</p>
<p>1677年 4月13日</p>	<p>[渡辺1998]：三陸はるか沖。八戸の史料からこの地震の震度は5。田名部で船舶多数流失の記録など津波被害あり。M=7 3/4～8.0。144.0° E 40.0° N。</p> <p>[阿部1999]：延宝十勝沖地震。1968年十勝沖地震の3回前のプレート間地震とされる（羽鳥, 1975）。Hmax（赤前）=6m、Hm=3.5m、Mt=7.7。</p> <p>[宇津1999]：陸中・陸奥。M=7.9。142.3° E 40.5° N。100年ごとに繰り返す大地震の一つ。</p> <p>[宇佐美2003]：陸中。八戸に震害あり。青森・仙台被害なし。大槌・宮古・鉾ヶ崎等で津波被害。M=7 1/4～1/2 142 1/4° E 41.0° N（1968年十勝沖地震と似ているためM=7 3/4～8.0、144.0° E 40.0° Nの可能性もあり）。</p>
<p>1677年11月 4日</p>	<p>[渡辺1998]：房総半島東方沖。延宝房総津波。地震の震度は銚子、一宮、勝浦及び江戸で弱い地震（震度2～3）があった程度。磐城から房総・伊豆半島東岸・伊豆諸島にかけて津波来襲。M≒8.0。142.0° E 35.5° N。</p> <p>[阿部1999]：延宝房総沖地震。震源の位置ははっきりしないが、津波高の分布から波源は房総沖とみられる（羽鳥, 1975a）。Hmax（新宮）=6.5m、Hm=4.9m、Mt=8.0。</p> <p>[地震調査委員会1999]：磐城・常陸・安房・上総・下総。磐城から房総にかけて津波。水戸領内で溺死者36、家屋全壊189。M=8。</p> <p>[宇津1999]：磐城・常陸・房総・八丈島（津波地震）。M=8.0。141.5° E 35.0° N。</p> <p>[宇佐美2003]：磐城・常陸・安房・上総・下総。磐城から房総にかけて津波襲来。小名浜・中作・薄磯・四倉・江名・豊間などで家流倒約550、死・不明130余。水戸領内、房総、奥州岩沼領でも津波の被害記録あり。陸に近いM6クラスの地震という説もある。M≒8.0。142.0° E 35.5° N。</p>
<p>1793年 2月17日</p>	<p>[相田 1977]：日本海溝寄りで1897/8よりやや陸より。1897よりやや大きく Mw7.8。</p> <p>[地本 1999]：沖合の地震、この系列に含まれるかどうか疑問がある。</p> <p>[羽鳥 1975b]：岩手県から宮城県の沿岸で2～5mの津波。1897年8月の震度分布と似ている。波源域は日本海溝寄りで、1897年8月と大体同じかやや北寄り。</p> <p>[羽鳥 1987a]：岩手県中部から福島県北部に至る内陸部に震度5が分布。主に、岩手県中部から福島県沿岸まで津波があり、高さは2～5m。波源域は1897年8月のものを含むかたちで日本海溝付近にあった。震度分布の拡がりから M7.8。</p> <p>[宇津 1999]：津波あり。日本海溝寄り及び宮城県沖地震の領域の両地域で活動。M8.2。</p> <p>[茅野 2001]：宮城県の日本海溝寄りの巨大地震。M8.2。</p> <p>[宇佐美 2003]：日本海溝寄りで津波被害は三陸から陸前まで大きい。明治三陸地震に類似とすれば M8.0～</p>

	<p>8.4. 1897/8に類似とすればM7.9。 [松浦他2006]：日本海溝寄りの三陸南部の地震。振動被害から1897/8よりやや陸より。M7.8～8.0</p>
1856年 8月23日	<p>[渡辺1998]：三陸はるか沖。この地震前19日頃から数回の地震があった。震度分布と津波の波源域は1968年十勝沖地震津波と類似。震害・津波の記載内容は宇佐美(1996)とほぼ同じ。M=7.8～8.0。143.0° E 40.5° N。 [阿部1999]：安政十勝沖地震。地震被害と津波の資料から見て、1968年十勝沖地震の1回前のプレート間地震とされる(羽鳥,1973)。Hmax(大槌)=6m、Hm=3.0m、Mt=7.6。 [地震調査委員会1999]：日高・胆振・渡島・津軽・南部。津波により湊村に被害。家屋浸水多数。八戸藩で死者5、家屋全壊189、同流失33。M=7.5。 [宇津1999]：三陸地方・松前。M=7.5。142.3° E 41.0° N。100年ごとに繰り返す大地震の一つ。 [宇佐美2003]：日高・胆振・渡島・津軽・南部。震害は少なかったが、八戸城内でところどころ破損等の記録あり。震後津波が三陸及び北海道の南岸を襲った。波の高さの最大は函館で3.6～3.9mなど。M=7.5、142 1/4° E 41.0° N(津波の様子が1968年十勝沖地震と似ているためM7.8～8.0、143.5° E 40.5° Nとなる可能性もあり)。</p>
1896年 6月15日	<p>[渡辺1998]：明治三陸津波。震度は小さく、地震による被害はなかったが、津波は非常に大きく、いわゆる津波地震あるいは低周波地震である。M=6.8。Ms=7.2。Mt₀=(8.3)。144° E 39.5° N。 [阿部1999]：Hmax(三陸町綾里)=38.2m、Hm=16.0m、Mt=8.2。 [地震調査委員会1999]：明治三陸地震。逆断層型のプレート間地震。死者26360名。津波の高さは岩手県三陸町綾里で38.2m(明治以降に日本付近で記録された津波の高さの最大)。地震動はあまり大きくなく最大でも震度4程度であったとされているが、津波の高さは非常に高く、通常の地震より断層がゆっくりとずれる津波地震であったと考えられている。M=8 1/2。 [宇津1999]：岩手県沖[三陸沖]津波地震。M=8.2。144.0° E 39.5° N。 [宇佐美2003]：三陸沖。明治三陸地震津波。震害はなく、地震後約35分で津波が三陸沿岸に来襲。M=6.8(又は8 1/2。いずれも宇津,1982から引用)。144° E 39 1/2° N。</p>
1897年 8月 5日	<p>[中央气象台1900]：前年の津波で沿岸部の家屋が殆ど無かったので被害が少なく浸水数十戸で済んだ。明治三陸では無感だった石巻が強震で余震も多数有感。揺れは2月の宮城沖と同程度の強震。名古屋で液体が溢れ時計停止。 [宇津2001]：M7.7。2月より大きいのが沖合だったので津波による被害が生じたのみ。津波規模m=1。 [宇佐美2003]：仙台沖M=7.7。143.3° E 38.3° N。震害はほぼないが小津波が釜石から雄勝まで襲来。釜石1.2m、北上河口0.3-0.6m、大船渡市盛3m。盛では周期10分で6回。</p>
1905年 7月 7日	<p>[中央气象台1911] 検潮には記録されなかったが局地的な津波で銚子沖の鰹漁漁船8艘中6が転覆し死者行方不明者57名。震害はなかったが無感の遠方でも時計が停止。やや長周期の揺れが大きかった。 [宇津2001] 福島沖M7.1。津波。Ms大</p>
1933年 3月 3日	<p>[渡辺1998]：昭和三陸津波。地震による被害は少なく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣・堤防の決壊があった程度。震後約30分～1時間の間に津波が北海道・三陸の沿岸を襲い、大きな災害をもたらした。M=8.1。Mt₀=8.2。144° 31' E 39° 14' N。 [阿部1999]：Hmax=28.7m、Hm=8.0m、Mt=8.3。 [地震調査委員会1999]：三陸地震。大津波により被害。太平洋プレート内で発生した正断層型の地震。死者3064名。津波の高さの最大は三陸町綾里で23.0m。太平洋沿岸地域を中心に震度5を観測し、壁の亀裂、崖崩れなどの被害を生じた。M=8.1。 [宇津1999]：岩手県沖[三陸沖地震]。M=8.1。144.52° E 39.23° N。 [宇佐美2003]：三陸地震津波。地震による被害は少なく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣・堤防の決壊があった程度。震後約30分～1時間の間に津波が北海道・三陸の沿岸を襲い、大きな被害が出た。M=8.1。144.52° E 39.23° N。</p>
1968年 5月16日	<p>[渡辺1998]：1968年十勝沖地震。青森県東部と北海道南西部で震度5を観測。被害は、北海道・青森県・岩手県が大部分で南は埼玉県にまで及ぶ。津波は、八戸の北等で4m以上の高さ。M=7.9。Mt₀=8.1。143° 35' E 40° 44' N。 [阿部1999]：Hmax=6.8m、Hm=4.5m、Mt=8.2。 [地震調査委員会1999]：1968年十勝沖地震。青森県東方沖の広い範囲を震源域として発生したプレート間地震。東北地方の北部や北海道南部を中心に広い範囲で強い地震動を生じ、東北地方では青森市、八戸市で震</p>

	<p>度5を観測。津波も発生し、高さは最大6mぐらいの高さに達した場所もあった。</p> <p>[宇津1999]：青森県東方沖[十勝沖地震]。M=7.9。143.58° E 40.73° N。100年ごとに繰り返す地震の一つ。</p> <p>[宇佐美2003]：1968年十勝沖地震。被害は北海道・青森・岩手を主とし南は埼玉にまで及んでいる。この地震によりかなりの津波が生じ、太平洋沿岸の各地を襲った。波の一番高かったのは八戸の北等で、平均潮位上約5mに達した。M=7.9。143° 35′ E 40° 44′ N。</p>
1968年 5月16日 (余震)	<p>[渡辺1998]：1968年十勝沖地震の最大余震。浦河と広尾で震度5。津波の最大全振幅は広尾で115cm等。M=7.5。Mt₀=7.7。142° 51′ E 41° 25′ N。</p> <p>[地震調査委員会1999]：余震。北海道南部の浦河町、広尾町で震度5を観測。M=7.5。</p> <p>[宇津1999]：青森県東方沖。M=7.5。142.85° E 41.42° N。通常の余震とするには非常に大きく、メカニズムも本震の低角逆断層に対して正断層型と異なる(Kanamori, 1971bを引用)。</p> <p>[宇佐美2003]：同日のM7.9の地震の余震として、先の地震とともに一括して記述。M=7.5。142° 51′ E 41° 25′ N。</p>
1968年 6月12日	<p>[地震調査委員会1999]：東北北部から北海道南部にかけての広い範囲で震度4を観測。M=7.2。</p> <p>[渡辺1998]：1968年十勝沖地震の余震。最大震度は八戸など東北の北部を中心とした範囲で4を記録。検潮記録による津波の最大全振幅は島ノ越が最大(156cm)である。M=7.2。Mt₀=7.4。143° 08′ E 39° 25′ N。</p> <p>[宇佐美2003]：5月16日の地震の余震として、先の地震とともに一括して記述。M=7.2。143.08° E 39.25° N。</p>
2011年 3月11日	<p>[地震調査委員会2011]：三陸沖から茨城沖に至る三陸沖を中心とした広い地域を震源域とするM9.0の地震が発生した。宮城県栗原市で最大震度7を観測したのを始め、東日本を中心に強い揺れに見舞われた。10m以上の高い津波を東日本の太平洋沿岸で観測し、防潮堤が破壊された上に地盤の沈降が加わったため、津波による浸水面積は全国で561km²に達したと推計される。人的被害は、死者15,810人、行方不明者4,613人、負傷者5,896人で、物的被害は、全壊112,975棟、半壊145,375棟、一部破損539,899棟と戦後最大の被害をもたらした(平成23年8月11日現在)。</p>

※死者 1000 名以上の被害が大きい地震については、発生日月日を太字で表記した。

表5-2 三陸沖北部に発生する地震の系列の同定に関する文献での評価結果等

西暦年月日 (*2)	これまでの研究成果 (*1)					本報告		地震規模 M (主に宇佐美, 1996による)		すべり 量
	地震調査 委員会 (1999)	宇佐美 (1996)	渡辺 (1998)	阿部 (1999) Mt, Hm(m)	宇津 (1999) (*3)	北領域	南領域	北領域	南領域	
1677/ 4/13		7 1/4~1/2 (7 3/4~8) (*5)	7 3/4~8	7.7, 3.5	◎ (7.9)	◎		7 1/4~1/2		
1763/ 1/29	7.4	7.4 (7.9) (*5)	7.6	7.9, 4.5	◎ (7.4)	◎		7.4		
1763/ 3/11	7 1/4	7 1/4	7 1/4		(7.3)	× (余震)		7 1/4		
1763/ 3/15	7	7.0			(7.0)	× (余震)		7.0		
1856/ 8/23	7.5	7.5 (7.8~8.0) (*5)	7.8~8.0	7.6, 3.0	◎ (7.5)	◎		7.5		810cm (*8)
1896/ 6/15	8 1/2	6.8(8.5) (*6)	6.8 (Mt=8.3)	8.2, 16.0	(8.2)		?		8.5 (*2)	1250cm (*8)
1896/ 6/16	7.5						× (余震)		7.5 (*2)	
1896/ 6/16	7.5						× (余震)		7.5 (*2)	
1901/ 8/ 9	7.2	7.2	7.2 (Mt=7.9)		(7.2)		× (規模小)		7.2	
1901/ 8/10		7.4	7.4 (Mt=7.8)		○(7.4)	○ (*7)		7.4		
1931/ 3/ 9	7.6	7.6	7.6 (Mt=7.2)		○(7.6)		○		7.6	74cm (*8) 65cm (*12)
1933/ 3/ 3	8.1	8.1	8.1 (Mt=8.2)	8.3, 8.0	(8.1)	× (領域外)		8.1 (領域は南領域のさらに南側)		330cm (*10) 660cm (*8)
1935/10/18			7.1 (Mt=7.3)	6.9(*13)		○		7.1		
1943/ 6/13		7.1	7.1 (Mt=7.5)	7.3(*13)		○		7.1		
1945/ 2/10	7.1	7.1	7.0 (Mt=7.1)		(7.1)	× (規模小)		7.1		37cm (*12)
1960/ 3/21		7.2	7.2 (Mt=7.5)	7.5(*13)	7.2	○		7.2		
1968/ 5/16	7.9	7.9	7.9 (Mt=8.1)	8.2, 4.5	◎(7.9)	◎		7.9		410cm (*11) 400cm (*9)
1968/ 5/16	7.5	7.5	7.5 (Mt=7.7)		△(7.5) (*4)	× (余震)		7.5		
1968/ 6/12	7.2	7.2	7.2 (Mt=7.4)			× (領域外・余震)		7.2 (領域は南領域のさらに南側)		
1989/11/ 2		7.1	7.1 (Mt=7.6)		7.1	○		7.1		
1994/12/28	7.5	7.5	7.5 (Mt=7.8)		○(7.5)		○		7.5	178cm (*12)
1995/ 1/ 7	7.1	7.2			(7.2)		× (余震)		7.1 (*2)	

※表中の「北領域」は北緯 40.5~41.5 度に対応。「南領域」は北緯 40~40.5 度に対応
(凡例)

・「文献における判断」の欄における記号

◎◎：青森県東方沖（三陸沖北部の）地震と同定したか、同所に発生した地震と判断したイベント。

◎は約 100 年周期の大地震、○は 40 年周期の M7.5 クラス地震（宇津（1999））

△：青森県東方沖（三陸沖北部の）地震と同定される可能性のあるイベント

空欄：判断を示していないか、資料不十分と判断したイベント。

・「本報告」の欄の記号

◎◎：三陸沖北部のプレート間地震と同定したイベント（◎は約 100 年周期の地震、○はひとまわり小さい被害地震）

?：三陸沖北部のプレート間地震と同定される可能性のあるイベント

×：三陸沖北部のプレート間地震でないと判断したイベント

空欄：評価しなかった。

(注)

(*1)各欄に記載されている数字はマグニチュード。渡辺(1998)のMtは津波マグニチュード。

(*2)地震調査委員会(1999)による。

(*3)宇津(1999)は、青森県東方沖（三陸沖北部）において 100 年ごとに巨大地震が発生している（◎）ことに

言及し、その他にM7.5 前後の地震が起こり（○）、平均間隔が 40 年程度であるとしている。

(*4)1968 年十勝沖地震の最大余震（M7.5=△）は通常の余震とするには非常に大きく、メカニズムも本震の低角逆断層とは異なり、正断層型であった（Kanamori, 1971b より）としている。

(*5)1968 年十勝沖地震と類似しているため下段の規模の地震があった可能性を指摘。

(*6)宇津(1982)において、6.8 と 8.5 の双方が示されていたが、それに触れた上で本編では 6.8 を採用している。

(*7)1901 年の震源域は南領域の北半分と北領域の南半分であり、1896 年の明治三陸地震とは震源域は重なっていない。

(*8)相田(1977)による。

(*9)Aida(1978)による。

(*10)Kanamori(1971a)による。

(*11)Kanamori(1971b)による。

(*12)太平洋プレートの沈み込み速度を年 8cm と仮定して、Yamanaka and Kikuchi(2004)の図に当てはめた値。

(*13)阿部(1988)による。数字はMt。

1968 年十勝沖地震については北領域と南領域にアスペリティがありそれぞれ 412cm と 286cm のすべり量となる。

表5-3 三陸沖北部の地震の系列の同定に関する調査研究の概要

<p>1611年12月 2日</p>	<p>[宇佐美1996]：三陸海岸及び北海道東岸。三陸地方で強震。震害は軽く、津波による被害が大きかった。伊達政宗領内で死1,783人。南部・津軽で人馬死3,000余という。宮城県岩沼、刈田郡にも津波が押し寄せ、岩沼辺では家屋残らず流出した。宮古でも一軒残らず波にとられる。津波の波源は昭和8年の三陸地震の波源とほぼ一致する。M=8.1。144.4° E 39.0° N。</p> <p>[渡辺1998]：三陸はるか沖。慶長三陸津波。津波の高さ(m)の推定値は、田老21、宮古7~8、山田7~8、小谷島15~20、大槌5~6、船越12、仙台3~4。M=7~8。144.5° E 39° N。</p> <p>[阿部1999]：慶長三陸地震。羽鳥(1975b)の資料をもとに、津波が高くデータも豊富な岩手県田老から大槌までの約40kmの範囲で、Hmax(田老)=20m、Hm=7.9m、Mt=8.4が求められる。</p> <p>[地震調査委員会1999]：三陸海岸及び北海道東岸。津波があり、伊達領で溺死者1,783、南部、津軽で人馬の死3,000以上。M=8.1。</p> <p>[宇津1999]：三陸沿岸・北海道東岸(津波地震)。M=8.1。144.0° E 39.0° N。</p>
<p>1677年 4月13日</p>	<p>[宇佐美1996]：陸中。八戸に震害あり。青森・仙台被害なし。大槌・宮古・鉾ヶ崎等で津波被害。M=7 1/4~1/2(1968年十勝沖地震と似ているためM=7 3/4~8.0であった可能性もあり)。142 1/4° E 41.0° N(1968年十勝沖地震と似ているため、144.0° E 40.0° Nの可能性もあり)。</p> <p>[渡辺1998]：三陸はるか沖。八戸の史料からこの地震の震度は5。田名部で船舶多数流失の記録など津波被害あり。M=7 3/4~8.0。144.0° E 40.0° N。</p> <p>[阿部1999]：延宝十勝沖地震。1968年十勝沖地震の3回前のプレート間地震とされる(羽鳥,1975)。Hmax(赤前)=6m、Hm=3.5m、Mt=7.7。</p> <p>[宇津1999]：陸中・陸奥。M=7.9。142.3° E 40.5° N。100年ごとに繰り返す大地震の一つ。</p>
<p>1677年11月 4日</p>	<p>[宇佐美1996]：磐城・常陸・安房・上総・下総。磐城から房総にかけて津波襲来。小名浜・中作・薄磯・四倉・江名・豊間などで家流倒約550、死・不明130余。水戸領内、房総、奥州岩沼領でも津波の被害記録あり。陸に近いM6クラスの地震という説もある。M=8.0。142.0° E 35.5° N。</p> <p>[渡辺1998]：房総半島東方沖。延宝房総津波。地震の震度は銚子、一宮、勝浦及び江戸で弱い地震(震度2~3)があった程度。磐城から房総・伊豆半島東岸・伊豆諸島にかけて津波来襲。M=8.0。142.0° E 35.5° N。</p> <p>[阿部1999]：延宝房総沖地震。震源の位置ははっきりしないが、津波高の分布から波源は房総沖とみられる(羽鳥,1975a)。Hmax(新宮)=6.5m、Hm=4.9m、Mt=8.0。</p> <p>[地震調査委員会1999]：磐城・常陸・安房・上総・下総。磐城から房総にかけて津波。水戸領内で溺死者36、家屋全壊189。M=8。</p> <p>[宇津1999]：磐城・常陸・房総・八丈島(津波地震)。M=8.0。141.5° E 35.0° N。</p>
<p>1763年 1月29日</p>	<p>[宇佐美1996]：陸奥八戸。11月はじめより地震を発生し、この日大地震。八戸でところどころ破損。小船波で沖に引かれ破船。函館は強く感じ津波あり。M=7.4(1968年十勝沖地震と似ているためM7.9程度であった可能性もあり)。142 1/4° E 41.0° N(1968年十勝沖地震と似ているため、143.5° E 40 3/4° Nの可能性もあり)。</p> <p>[渡辺1998]：青森県東方沖。1カ月以上前から地震あり。八戸で人家・土蔵の潰壊多い。津波の高さは、八戸と久慈で4~5m。M=7.6。142 1/4° E 41.0° N。</p> <p>[阿部1999]：宝暦十勝沖地震。1968年十勝沖地震の2回前のプレート間地震とされる(羽鳥,1975)。今村(1942)の津波規模階級は1と小さく、1677年十勝沖地震に比べてデータははるかに少ない(羽鳥,1975)。Hmax(八戸)=5m、Hm=4.5m、Mt=7.9。</p> <p>[地震調査委員会1999]：陸奥八戸。津波あり、家屋破損多数、河川の溢水により田畑の多数埋没。M=7.4。</p> <p>[宇津1999]：陸奥(八戸)。M=7.4。142.3° E 41.0° N。100年ごとに繰り返す大地震の一つ。</p>
<p>1763年 3月11日</p>	<p>[宇佐美1996]：陸奥八戸。1月29日の地震以来震動とまらず。この日に強震。流失船あり。M=7 1/4。142.0° E 41.0° N。</p> <p>[渡辺1998]：1月29日の地震の最大余震。八戸城内の土手などが崩れ、八戸・久慈で船の流失破損があった。M=7 1/4。142.0° E 41.0° N。</p> <p>[地震調査委員会1999]：陸奥八戸。建物倒壊。M=7 1/4。</p> <p>[宇津1999]：八戸。M=7.3。142.0° E 41.0° N。</p>
<p>1763年 3月15日</p>	<p>[宇佐美1996]：陸奥八戸。湊村は津波に襲われ、家屋人馬の流失多し。M=7.0。142.0° E 41.0° N。</p>

	<p>[地震調査委員会1999]：陸奥八戸。八戸地方で津波等により被害。人馬流失多数。M=7。 [宇津1999]：八戸。M=7.0。142.0° E 41.0° N。</p>
1856年 8月23日	<p>[宇佐美1996]：日高・胆振・渡島・津軽・南部。震害は少なかったが、八戸城内でところどころ破損等の記録あり。震後津波が三陸及び北海道の南岸を襲った。波の高さの最大は函館で3.6~3.9mなど。M=7.5（津波の様子が1968年十勝沖地震と似ているためM7.8~8.0となる可能性もあり）。142 1/4° E 41.0° N（津波の様子が1968年十勝沖地震と似ているため143.5° E 40.5° Nとなる可能性もあり）。 [渡辺1998]：三陸はるか沖。この地震前19日頃から数回の地震があった。震度分布と津波の波源域は1968年十勝沖地震津波と類似。震害・津波の記載内容は宇佐美(1996) とほぼ同じ。M=7.8~8.0。143.0° E 40.5° N。 [阿部1999]：安政十勝沖地震。地震被害と津波の資料から見て、1968年十勝沖地震の1回前のプレート間地震とされる（羽鳥, 1973）。Hmax（大槌）=6m、Hm=3.0m、Mt=7.6。 [地震調査委員会1999]：日高・胆振・渡島・津軽・南部。津波により湊村に被害。家屋浸水多数。八戸藩で死者5、家屋全壊189、同流失33。M=7.5。 [宇津1999]：三陸地方・松前。M=7.5。142.3° E 41.0° N。100年ごとに繰り返す大地震の一つ。</p>
1896年 6月15日	<p>[宇佐美1996]：三陸沖。明治三陸地震津波。震害はなく、地震後約35分で津波が三陸沿岸に来襲。M=6.8（又は8 1/2。いずれも宇津, 1982から引用）。144° E 39 1/2° N。 [渡辺1998]：明治三陸津波。震度は小さく、地震による被害はなかったが、津波は非常に大きく、いわゆる津波地震あるいは低周波地震である。M=6.8。Ms=7.2。Mt₀=(8.3)。144° E 39.5° N。 [阿部1999]：Hmax（三陸町綾里）=38.2m、Hm=16.0m、Mt=8.2。 [地震調査委員会1999]：明治三陸地震。逆断層型のプレート間地震。死者26360名。津波の高さは岩手県三陸町綾里で38.2m（明治以降に日本付近で記録された津波の高さの最大）。地震動はあまり大きくなく最大でも震度4程度であったとされているが、津波の高さは非常に高く、通常の地震より断層がゆっくりとずれる津波地震であったと考えられている。M=8 1/2。 [宇津1999]：岩手県沖[三陸沖]津波地震。M=8.2。144.0° E 39.5° N。</p>
1896年 6月16日	<p>[宇佐美1996]：余震29回（青森）。但し規模についての記載はなし。 [地震調査委員会1999]：M7.5の最大余震（2回）が発生。</p>
1901年 8月9日	<p>[宇佐美1996]：青森県東方沖。青森県三戸郡で被害が最大。宮古近海で9日夜高さ60cmくらいの小津波が襲来。その他、鮎川では9日に全振幅46cm、10日には全振幅50cmの津波があった等の記録あり（被害は9日と10日の地震を一括して記述）。M=7.2。142.5° E 40.5° N。 [渡辺1998]：青森県東方沖。青森県三戸郡で被害が最も大きい。津波は9日夜に宮古で高さ約0.6mがあったが、10日にはなかった。10日は鮎川の検潮記録に50cmの津波最大全振幅の記録あり。M=7.2。Mt₀=(7.9)。142.5° E 40.5° N。 [宇津1999]：青森県東方沖。M7.2。142.5° E 40.5° N。</p>
1901年 8月10日	<p>[宇佐美1996]：被害は9日の地震と一括して記述。M=7.4。142.3° E 40.6° N。 [渡辺1998]：青森県東方沖。被害は9日の地震と一括して記述。M=7.4。Mt₀=(7.8)。142.3° E 40.6° N。 [地震調査委員会1999]：八戸地方。八戸から青森にかけて津波を含めて被害。死傷者18、住家全壊8。M=7.2(7.4)。 [宇津1999]：青森県東方沖。M7.4。142.3° E 40.6° N。100年間隔の大地震の間に40年間隔程度で発生するM7.5程度の地震の一つ。</p>
1931年 3月 9日	<p>[宇佐美1996]：青森県南東方沖。八戸市で壁の剥落等。函館や青森でも被害あり。八戸で津波の全振幅39cm。M=7.6。142.5° E 41.2° N。 [渡辺1998]：青森県東方沖。八戸市で壁の剥落等。函館や青森でも被害あり。八戸で津波の全振幅39cm。M=7.6。Mt₀=7.2。142.5° E 41.2° N。 [宇津1999]：青森県東方沖。M=7.6。142.50° E 41.20° N。100年間隔の大地震の間に40年間隔程度で発生するM7.5程度の地震の一つ。</p>
1933年 3月 3日	<p>[宇佐美1996]：三陸地震津波。地震による被害は少なく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣・堤防の決壊があった程度。震後約30分~1時間の間に津波が北海道・三陸の沿岸を襲い、大きな被害が出た。M=8.1。144.52° E 39.23° N。 [渡辺1998]：昭和三陸津波。地震による被害は少なく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣・堤防の決壊が</p>

	<p>あった程度。震後約30分～1時間の間に津波が北海道・三陸の沿岸を襲い、大きな災害をもたらした。M=8.1。Mt₀=8.2。144° 31′ E 39° 14′ N。</p> <p>[阿部1999]：Hmax=28.7m、Hm=8.0m、Mt=8.3。</p> <p>[地震調査委員会1999]：三陸地震。大津波により被害。太平洋プレート内で発生した正断層型の地震。死者3064名。津波の高さの最大は三陸町綾里で23.0m。太平洋沿岸地域を中心に震度5を観測し、壁の亀裂、崖崩れなどの被害を生じた。M=8.1。</p> <p>[宇津1999]：岩手県沖[三陸沖地震]。M=8.1。144.52° E 39.23° N。</p>
1935年10月18日	<p>[渡辺1998]：三陸はるか沖。検潮記録による津波の最大全振幅は八戸で20cm。M=7.1。Mt₀=(7.3)。144° 21′ E 40° 45′ N。</p> <p>[阿部1988]：青森県東方沖。Mt=6.9。Mj=7.1。</p>
1943年 6月13日	<p>[宇佐美1996]：八戸東方沖。八戸で最大全振幅60cmの津波があった。M=7.1。143.35° E 41.25° N。</p> <p>[渡辺1998]：十勝沖。検潮記録による津波の最大全振幅は八戸で60cm、宮古で13cmであった。M=7.1。Mt₀=(7.5)。143° 21′ E 41° 15′ N。</p> <p>[阿部1988]：青森県東方沖。Mt=7.3。Mj=7.1。</p>
1945年 2月10日	<p>[宇佐美1996]：八戸北東沖。八戸、小中野・三田町方面で微小被害。八戸で津波全振幅35cm。M=7.1。142.07° E 41.00° N。</p> <p>[渡辺1998]：青森県東方沖。八戸で震度5を記録し、微小被害。検潮記録による津波の最大全振幅は八戸で35cmであった。M=7.1。Mt₀=(7.0)。142.04° E 41.00° N。</p> <p>[地震調査委員会1999]：青森県東方沖。死者2。家屋倒壊2。M=7.1。</p> <p>[宇津1999]：青森県東方沖。M=7.1。142.07° E 41.00° N。</p>
1960年 3月21日	<p>[宇佐美1996]：三陸沖。本震により青森・岩手・山形の各県にわずかな被害と地変を生じた。津波を生じ、三陸海岸で波の高さ50～60cmで被害なし。M=7.2。143.43° E 39.83° N。</p> <p>[渡辺1998]：三陸はるか沖。八戸市で水道管破裂2ヶ所、八戸駅陸橋の橋脚部欠損、岩手県二戸郡安代町で崖崩れなど。津波の高さ(cm)は、田老50、釜石市両石60など。M=7.2。Mt₀=7.5。143° 26′ E 39° 50′ N。</p> <p>[阿部1988]：岩手県沖。Mt=7.5。Mj=7.2。</p> <p>[宇津1999]：岩手県沖。M=7.2。143.43° E 39.83° N。</p>
1968年 5月16日	<p>[宇佐美1996]：1968年十勝沖地震。被害は北海道・青森・岩手を主とし南は埼玉にまで及んでいる。この地震によりかなりの津波が生じ、太平洋沿岸の各地を襲った。波の一番高かったのは八戸の北等で、平均潮位上約5mに達した。M=7.9。143° 35′ E 40° 44′ N。</p> <p>[渡辺1998]：1968年十勝沖地震。青森県東部と北海道西部で震度5を観測。被害は、北海道・青森県・岩手県が大部分で南は埼玉県にまで及ぶ。津波は、八戸の北等で4m以上の高さ。M=7.9。Mt₀=8.1。143° 35′ E 40° 44′ N。</p> <p>[阿部1999]：Hmax=6.8m、Hm=4.5m、Mt=8.2。</p> <p>[地震調査委員会1999]：1968年十勝沖地震。青森県東方沖の広い範囲を震源域として発生したプレート間地震。東北地方の北部や北海道南部を中心に広い範囲で強い地震動を生じ、東北地方では青森市、八戸市で震度5を観測。津波も発生し、高さは最大6mぐらいの高さに達した場所もあった。</p> <p>[宇津1999]：青森県東方沖[十勝沖地震]。M=7.9。143.58° E 40.73° N。100年ごとに繰り返す地震の一つ。</p>
1968年 5月16日 (余震)	<p>[宇佐美1996]：同日のM7.9の地震の余震として、先の地震とともに一括して記述。M=7.5。142° 51′ E 41° 25′ N。</p> <p>[渡辺1998]：1968年十勝沖地震の最大余震。浦河と広尾で震度5。津波の最大全振幅は広尾で115cm等。M=7.5。Mt₀=7.7。142° 51′ E 41° 25′ N。</p> <p>[地震調査委員会1999]：余震。北海道南部の浦河町、広尾町で震度5を観測。M=7.5。</p> <p>[宇津1999]：青森県東方沖。M=7.5。142.85° E 41.42° N。通常の余震とするには非常に大きく、メカニズムも本震の低角逆断層に対して正断層型と異なる(Kanamori, 1971bを引用)。</p>
1968年 6月12日	<p>[宇佐美1996]：5月16日の地震の余震として、先の地震とともに一括して記述。M=7.2。143.08° E 39.25° N。</p> <p>[地震調査委員会1999]：東北北部から北海道南部にかけての広い範囲で震度4を観測。M=7.2。</p> <p>[渡辺1998]：1968年十勝沖地震の余震。最大震度は八戸など東北の北部を中心とした範囲で4を記録。検潮</p>

	記録による津波の最大全振幅は島ノ越が最大(156cm)である。M=7.2。Mt ₀ =7.4。143° 08′ E 39° 25′ N。
1989年11月 2日	[宇佐美1996]：三陸はるか沖。北海道・三陸海岸で高さ約50cm未満の津波が観測された。三沢漁港で壁面の一部落下があった。M=7.1。143° 03.4′ E 39° 51.3′ N。 [渡辺1998]：三陸はるか沖。検潮記録による津波の最大全振幅 (cm) は、久慈105、宮古92、浦河63、八戸60、日立港66など。M=7.1。Mt ₀ =7.6。143° 03′ E 39° 51′ N。 [宇津1999]：岩手県沖。M=7.1。143.06° E 39.85° N。
1994年12月28日	[宇佐美1996]：平成6年(1994年) 三陸はるか沖地震。八戸で死傷者が出る被害。小津波が沿岸各地を襲った。M=7.5。143° 44.9′ E 40° 25.6′ N。 [渡辺1998]：平成6年(1994年) 三陸はるか沖地震。八戸で震度6など、北海道から中部地方の広い範囲で有感。死傷者をはじめ、被害のほとんどが青森県であった。津波による災害はなく、地震によるものである。津波の検潮記録による最大全振幅は久慈で170cmなどであった。M=7.5。Mt ₀ =7.8。143° 43′ E 40° 27′ N。 [地震調査委員会1999]：三陸はるか沖地震。プレート間地震。青森県八戸市付近を中心に強い地震動が生じ、八戸市では震度6を観測。検潮所で観測された津波の高さは岩手県の宮古市の55cmが最大で、津波による大きな被害はなかった。建物の倒壊などの被害が生じ死者3名。M=7.5。 [宇津1999]：八戸東方沖[三陸はるか沖地震]。M=7.5。143.75° E 40.43° N。100年間隔の大地震の間に40年間隔程度で発生するM7.5程度の地震の一つ。
1995年 1月 7日	[宇佐美1996]：前年12月28日の地震の余震として、先の地震とともに一括して記述。M=7.2。142° 18.6′ E 40° 13.2′ N。 [地震調査委員会1999]：昨年12月28日に発生した三陸はるか沖地震の最大余震。八戸市で震度5を観測し、負傷者や家屋倒壊などの被害が生じた。M=7.1。 [宇津1999]：八戸東方沖(余震)。M=7.2。142.31° E 40.22° N。

表5-4 宮城県沖地震の判別に関する調査研究と本報告の評価

文献 発生年月日	宇佐美 (2003)	地震本部 (1999)	羽鳥 (1975b, 1987a)	茅野 (2001)	宇津 (1999)	松浦他 (2006)	本報告	M*1	津波*2
1611/12/ 2	×		OFF	OFF	×		評価しな かった	8.1	有
1616/ 9/ 9	△	○		△	△			7.0	?/有
1646/ 6/ 9	IN	○		IN	IN			6.6	
1678/10/ 2	×	○		ID	ID			7.5	
1717/ 5/13	○			○	○	◎		7.4	有
1731/10/ 7	IN			IN	IN			6.9	
1736/ 4/30	△	○		IN	△			6.0	
1770/ 5/27	—	△		—	×			7.4	
1793/ 2/17	×/OFF	△	OFF	OFF	OFF	OFF		8.2/7.9	有
1835/ 7/20	○	○	○	○	○	○		7.0	?
1855/ 9/13	△			△	△			7.3	
1861/10/21	IN	○	○	△	△	IN		7.3/6.4	無/?
1897/ 2/20		○	○		○	◎		◎	7.4
1897/ 8/5			OFF		OFF	OFF	×OFF	7.7	有
1898/ 4/23			稍小		稍小		×陸寄り	7.2	有
1915/11/ 1			Mid		Mid	Mid	×	7.5	有
1933/ 6/19					△		○	7.1	有
1936/11/3		○	○		○	○	○	7.4	有
1937/ 7/27							○	7.1	無
1978/ 6/12		○	○		○	◎	◎	7.4	有
2005/ 8/16						○	○	7.2	有

(凡例)

・文献の欄の記号

- ◎：宮城県沖地震の最大級と同定（1978型）
- ：宮城県沖地震の一つと同定
- △：宮城県沖地震の可能性あり
- ×
- ：資料不十分

以下は×と同じだが、補足の説明

- OFF：三陸南部の日本海溝寄りに発生した地震と判断
- Mid：宮城県沖と日本海溝寄りとの間に発生した地震と判断
- IN：内陸に発生した地震と判断
- ID：やや深発
- 空欄：判断を示していないか検討対象外

・本報告の欄の記号

- ◎：宮城県沖地震のうち1978型と同定した地震
- ：宮城県沖地震のうち一部破壊型と同定した地震
- ×

・津波の欄の記号

- 有：津波が観測された地震
- ？：津波があった可能性がある、もしくは津波の存在を示す資料が否定された地震
- 無：津波が観測されなかった地震

*1 Mの欄は〔宇津1999〕の表に記述されたMを示した。

宇津は、「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(〔宇佐美2003の旧版〕)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、宇津は、「1885～1980年の震源とマグニチュードは宇津の表による。1981年以降は気象庁資料による。」としている。但し、1861年10月21日の地震については宇佐美と震源が異なる見解を採用して、茅野(2001)に依ってM7.3としてあるので、右側に宇佐美のMを挙げた。1793年2月17日の地震は、右側に震源が三陸南部の日本海溝寄りである場合の宇佐美のMを挙げた。宇津がMを決めるうえで気象庁Mを引用した地震に関しては、気象庁による改訂M値(2003年9月25日)を採用したため1936年は文献中の7.5ではなく7.4とした。

*2 津波の欄は、〔宇佐美2003〕の記述を記入。〔茅野2001〕と〔宇津1999〕で異なる見解がある場合には左側に異論を記入した。

表 5-5 宮城県沖地震の系列の同定に関する調査研究の概要

1611年12月2日	<p>[茅野 2001]：震害は軽かったが津波被害が大きかった。日本海溝寄り。</p> <p>[羽鳥 1975b]：岩手県から宮城県沿岸で4～20mの津波。波源域は日本海溝寄り。</p> <p>[宇佐美 2003]：三陸地方で強震だが震動被害は未発見。北海道東部～福島県まで津波被害。</p> <p>[宇津 1999]：津波あり。日本海溝寄り。M8.1。</p>
1616年9月9日	<p>[茅野 2001]：仙台城破損。津波史料有。江戸で有感。M7.0。宮城県沖の一つ。</p> <p>[宇佐美 2003]：仙台城に被害。津波？江戸で有感？震央不明だが宮城県沖に仮置き。M7.0。</p> <p>[宇津 1999]：宮城県沖地震の一つ。津波があったかもしれない。M7.0。</p>
1646年6月9日	<p>[茅野 2001]：仙台城・白石城・会津・日光で被害。</p> <p>[宇佐美 2003]：仙台・白石・会津等で被害。仙台平野でM6.5-6.7。</p> <p>[宇津 1999]：内陸地震又は史料が非常に少なく震央不明。M6.6。</p>
1678年10月2日	<p>[茅野 2001]：東北広域で被害。やや深発か。</p> <p>[宇佐美 2003]：花巻等で被害。岩手沖でM7.5。</p> <p>[宇津 1999]：やや深発か。</p>
1717年5月13日	<p>[茅野 2001]：津波による人畜の被害はなかった。宮城県沖 M7.5。</p> <p>[宇佐美 2003]：仙台・花巻で被害。角館・日光・江戸等の揺れから宮城県沖 M7.5。</p> <p>[宇津 1999]：宮城県沖地震の一つ。津波あり。M7.5。</p> <p>[松浦他 2006]：1978年と類似。宮城県沖の最大級。仙台と花巻の被害が特徴的。M7.4～7.5。</p>
1731年10月7日	<p>[茅野 2001]：福島市内の液状化跡の原因か。1961年白石地震同様材木岩が崩れた。内陸 M6.5。</p> <p>[宇佐美 2003]：岩城付近の内陸地震 M6.5。</p> <p>[宇津 1999]：内陸地震又は史料が非常に少なく震央不明。M6.5。</p>
1736年4月30日	<p>[茅野 2001]：仙台北陸。M6.0。</p> <p>[宇佐美 2003]：仙台城で破損。地震数十回から仙台平野でM6.0。宮城県沖か？</p> <p>[宇津 1999]：内陸地震の可能性。M6.0。</p>
1770年5月27日	<p>[茅野 2001]：詳細不明。</p> <p>[宇佐美 2003]：盛岡で破損。史料少なく地震の存在も不明。</p> <p>[宇津 1999]：内陸地震又は史料が非常に少なく震央不明。M7.4。</p>
1793年2月17日	<p>[相田 1977]：日本海溝寄りで1897/8よりやや陸より。1897よりやや大きく Mw7.8。</p> <p>[地本 1999]：沖合の地震、この系列に含まれるかどうか疑問がある。</p> <p>[羽鳥 1975b]：岩手県から宮城県の沿岸で2～5mの津波。1897年8月の震度分布と似ている。波源域は日本海溝寄りで、1897年8月と大体同じかやや北寄り。</p> <p>[羽鳥 1987a]：岩手県中部から福島県北部に至る内陸部に震度5が分布。主に、岩手県中部から福島県沿岸まで津波があり、高さは2～5m。波源域は1897年8月のものを含むかたちで日本海溝付近にあった。震度分布の拡がりから M7.8。</p> <p>[茅野 2001]：宮城県の日本海溝寄りの巨大地震。M8.2。</p> <p>[宇佐美 2003]：日本海溝寄りで津波被害は三陸から陸前まで大きい。明治三陸地震に類似とすれば M8.0～8.4。1897/8に類似とすれば M7.9。</p> <p>[宇津 1999]：津波あり。日本海溝寄り及び宮城県沖地震の領域の両地域で活動。M8.2。</p> <p>[松浦他 2006]：日本海溝寄りの三陸南部の地震。振動被害から1897/8よりやや陸より。M7.8～8.0。</p>
1835年7月20日	<p>[羽鳥 1975b]：宮城県内震度5以上。岩手県南部から宮城県にかけて2～6mの津波があり、宮城県野蒜（のびる）で被害多。波源域は陸寄り。</p> <p>[茅野 2001]：津波は誤認。宮城県沖で M7.2。</p> <p>[宇佐美 2003]：宮城県沖地震。仙台城破損。岩手県藤沢から仙台まで震度 V。M7.0。</p> <p>[宇津 1999]：宮城県沖地震の一つ。津波あり。M7.0。</p> <p>[松浦他 2006]：1936年、2003年と類似。1978年よりやや南よりで小さい。相馬等の被害が特徴。M6.9～7.1。</p>
1855年9月13日	<p>[茅野 2001]：宮城県沖で M7.3。</p> <p>[宇佐美 2003]：仙台城被害。宮城県沖として M7.25～7.5。</p> <p>[宇津 1999]：宮城県沖地震の一つの可能性もあるが、明らかでない。津波の記録なし。M7.3。</p>
1861年10月21日	<p>[羽鳥 1975b]：宮城県内震度5以上。岩手県南部（綾里（りょうり））から宮城県野蒜にかけて2～4mの津波あり。波源域は陸寄りで、1835年7月よりも北。</p>

	<p>[茅野 2001] : 宮城県沖として M7.3。内陸なら M6.4。綾里の津波は年月日不明。</p> <p>[宇佐美 2003] : 北上川低地に被害集中。津波の史料は不採用。宮城県北部で M6.4。</p> <p>[宇津 1999] : 津波があったかもしれない。また、内陸地震の可能性。M7.3。</p> <p>[松浦他 2006] : 内陸 M6.5 程度。綾里の津波は気象災害の誤認。野蒜の海嘯を採択して宮城県北部より南の沿岸部あるいは湾内が震源域。</p>
1897 年 2 月 20 日	<p>[羽鳥 1975b] : 津波あり(鮎川記録)。雄勝(おがつ)に地震後 10 分で津波。岩手県南部から福島県にかけて震度 5 以上。波源域は陸寄り。</p> <p>[宇佐美 2003] : 宮城県沖地震の一つと判断。</p> <p>[宇津 1999] : 宮城県沖地震の一つ。津波あり。M7.4。</p> <p>[松浦他 2006] : 1978 年や 1717 年と類似。仙台と花巻の被害が特徴的。</p>
1897 年 8 月 5 日	<p>[相田 1977] : 日本海溝寄りで Mw7.8。</p> <p>[羽鳥 1975b] : 震度 4 以下。津波あり。波源域は日本海溝寄り。M7.7。</p> <p>[宇津 1999] : 津波あり。日本海溝寄り。M7.7。</p>
1898 年 4 月 23 日	<p>[羽鳥 1975b] : 石巻付近に軽い被害。岩手県南部から宮城県南部にかけて震度 5。地震後 8 分で鮎川で津波記録。波源域は陸寄り。</p> <p>[宇津 1999] : 津波あり。M7.2。</p>
1915 年 11 月 1 日	<p>[宇津 1999] : 日本海溝寄り又は日本海溝寄りの領域と宮城県沖地震の領域との境界付近。他の日本海溝寄りの活動より規模が小さいので宮城県沖地震の活動にも日本海溝寄りの活動にも含めない。津波あり。M7.5。</p>
1933 年 6 月 19 日	<p>[宇津 1999] : 津波あり。M7.1。</p> <p>[Umino <i>et al.</i> 2006] : 余震再解析からやや沖よりの地震。</p> <p>[Kanamori <i>et al.</i> 2006] : 表面波から宮城県沖より浅い沖よりの地震。</p>
1936 年 11 月 3 日	<p>[羽鳥 1975b] : 岩手県南部から福島県にかけて震度 5。津波あり。波源域は陸寄り。</p> <p>[宇津 1999] : 宮城県沖地震の一つ。津波あり。M7.5。</p> <p>[松浦他 2006] : 1835 年, 2003 年と類似。1978 年よりやや南よりで小さい。福島県の被害が特徴。</p> <p>[Umino <i>et al.</i> 2006] : 1978 年の北側部分以外が破壊した宮城県沖地震。</p> <p>[Kanamori <i>et al.</i> 2006] : 2005 年とほぼ同じ地震。</p>
1937 年 2 月 27 日	<p>[宇佐美 2003] : 石巻で小被害。</p> <p>[Yamanaka & Kikuchi, 2004] : 1936 年の地震の北にあるアスペリティが破壊。</p> <p>[Kanamori <i>et al.</i> 2006] : 1936, 1978, 2005 年の地震より深部のスラブ内地震である可能性が高い。</p> <p>[Umino <i>et al.</i> 2006] : 1937 年に破壊されたアスペリティ群の内、最も西側の一番深いアスペリティが破壊されて生じた。40km よりも深いプレート境界型地震。</p> <p>[文部科学省 研究開発局他 2010] : 本震と余震の震源の位置より、1978 年の地震時に破壊されたアスペリティ群のうち、最も西側の一番深いアスペリティが破壊されたことによって生じたと考えられる。</p>
1978 年 6 月 12 日	<p>[気象庁 1983] : 震度 5 (現在の震度階級において、震度 5 弱または 5 強に相当) となった範囲は、宮城県、岩手県南部、福島県北部、山形県の一部に及び、また震度 4 となった範囲は、北は青森県南部、秋田県全域、南は神奈川県東部にまで及んだ。また、検潮所で観測された津波の最大波高の最も大きな地点は、仙台新港の 49cm であった。</p> <p>[Umino <i>et al.</i> 2006] : M7 程度の地震に相当する 3 個程度のアスペリティの複合破壊。</p> <p>[文部科学省 研究開発局他 2010] : 少なくとも 3 つのアスペリティを破壊した。</p>
2005 年 8 月 16 日	<p>[地震調査委員会 2005] : M7.2 の地震 (最大震度 6 弱) が発生し、東北地方の太平洋沿岸で微弱な津波を観測した。想定している宮城県沖地震 (1978 型) の震源域の一部が破壊したものと考えられる。</p> <p>[柳沼他 2007] : 1978 年に破壊されたアスペリティ群の南東部分を破壊した地震。</p> <p>[Wu <i>et al.</i> 2008] : 1978 年に破壊されたアスペリティの内、南側を破壊した地震。</p> <p>[文部科学省 研究開発局他 2010] : 1978 年の地震のアスペリティのうち南部のアスペリティのみを破壊し、北部のアスペリティは破壊を免れた。</p>

表5-6 茨城県沖で発生する地震の系列の同定に関する文献等での評価結果

西暦年月日	これまでの研究成果 (*1)						本報告	最大すべり量
	気象庁	大竹・笠原 (1983)	宇佐美 (2003)	宇津 (1982)	宇津 (1999)	阿部 (1988)		
1896/1/9		7 1/2	7.3		7.3	7.3	○	
1923/6/2 (2時24分)	7.1 (*2)	7.3		7.3		7.4	○	
1923/6/2 (5時15分)	7.1 (*2)	7.1		7.1			◎	
1924/8/15	7.2 (*2)	7.1		7.1			○	
1935/7/19	6.9			6.9		6.6	×	
1938/5/23	7.0		7.0	7.0		7.5	×	5.7 m (*3)
1943/4/11	6.7	6.7					◎	
1961/1/16	6.8			6.8		7.2	○	
1965/9/18	6.7			6.7			◎	
1982/7/23	7.0	7.0				7.0	◎	75cm (*4)
2008/5/8	7.0					6.9 (*6)	◎	1.7 m (*5)

(凡例)

・「本報告」の欄の記号

- ◎：茨城県沖の評価領域において時空間的にまとまって繰り返し発生する一連の地震の代表として地震発生間隔等の算出に用いたイベント
- ：茨城県沖の評価領域で発生する一連の地震だが、地震発生間隔等の算出には用いなかったイベント
- ×

(注)

- (*1)各欄に記載されている数字はマグニチュード。ただし、阿部(1988)は津波マグニチュード。
- (*2)気象庁地震予知情報課 (2007)による。
- (*3)室谷他 (2004)による。
- (*4)Mochizuki *et al.*. (2008)による。
- (*5)名古屋大学 (2008)による。
- (*6)阿部 (2008 私信)による。

表5-6 茨城県沖の地震の系列の同定に関する調査研究の概要

1896年 1月 9日	<p>[大竹・笠原1983] : M=7 1/2。141° E 36 1/2° N。</p> <p>[宇佐美2003] : 水戸付近から久慈・那珂両川の沿岸地方で家屋・土蔵の小破あり。また猪苗代湖でも小被害があった。弱い津波あり (周期8分)。M=7.3。141° E 36 1/2° N。</p> <p>[宇津1999] : 茨城県沖。死傷者は無く、壁や地面に亀裂などが生じる程度の微少被害。津波の記録はあるが、被害無し。M=7.3。141° E 36.5° N。深さ100km未満。</p>
1923年 6月 2日	<p>(02時24分) [宇津1982] : 茨城県沖。M=7.3。142° E 35.9° N。</p> <p>[気象庁2007] : M=7.1。</p> <p>(05時15分) [宇津1982] : 茨城県沖。M=7.1。142° E 36° N。</p> <p>[気象庁2007] : M=7.1。</p>
1924年 8月15日	[宇津1982] : 茨城県沖。M=7.1。141.6° E 36.2° N。
1935年 7月19日	[宇津1982] : 茨城県沖。M=6.9。141.38° E 36.63° N。
1938年 5月23日	<p>[宇佐美2003] : 被害は小名浜付近の沿岸と、内陸の福島・郡山・白河・会津若松付近にあった。とくに郡山・須賀川・猪苗代の付近で強く、煉瓦煙突の折損、壁落、壁や道路の亀裂があった。小名浜でも同様の小被害があり、小崖崩れもあった。小名浜に震後22分で小津波 (全振幅83cm) が押し寄せた。M=7.0。141° 35' E 36° 39' N。</p> <p>[宇津1982] : 茨城県沖。M=7.0。141.58° E 36.65° N。家屋の破損、道路の損壊などが生じる程度の小被害。</p> <p>[宇津1999] : 茨城県沖。死傷者は無く、壁や地面に亀裂などが生じる程度の微少被害。津波の記録はあるが、被害無し。M=7.0。141.58° E 36.65° N。</p>
1943年 4月11日	[大竹・笠原1983] : M=6.7。141.45° E 36.35° N。
1961年 1月16日	[宇津1982] : 茨城県沖。M=6.8。142.27° E 36.03° N。
1965年 9月18日	[宇津1982] : 茨城県沖。M=6.7。141.47° E 36.32° N。深さ40km。
1982年 7月23日	[大竹・笠原1983] : M=7.0。142.20° E 36.36° N。
2008年 5月 8日	<p>(気象庁一元化震源) M=7.0。141° 36.4' E 36° 13.6' N。深さ51km。</p> <p>[消防庁2008] : 軽傷6名、住家被害なし。</p>

引用文献 (アルファベット順)

- Abe, Ka. (1977): Tectonic implications of the large Shioya-Oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, 41, 269-289.
- Abe, Ka. (1981): Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 194-205.
- 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, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 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* 2, 52, 369-377.
- 阿部勝征 (2003): 津波地震とは何か—総論—, *月刊地球*, 25, 337-342.
- Abe, Ku. (1978): A dislocation model of the 1933 Sanriku earthquake consistent with the tsunami waves, *J. Phys. Earth*, 26, 381-396.
- 阿部壽・菅野喜貞・千釜章 (1990): 仙台平野における貞観 11 年 (869 年) 三陸津波の痕跡高の推定, *地震* 2, 43, 513-525.
- 相田勇 (1977): 三陸沖の古い津波のシミュレーション, *東京大学地震研究所彙報*, 52, 71-101.
- Aida, I. (1978): Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, 26, 57-73.
- Ben-Menahem, A. (1977): Renormalization of the Magnitude scale, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 15, 315-340.
- 千釜章・多田省一郎・青沼正光 (1998): 下北半島における津波の伝承の解釈と埋没ヒバ林の成因, *地震* 2, 51, 61-73.
- 茅野一郎 (2001): 日本の主な地震表第一部, *地震の事典 [第二版]*, 朝倉書店, 572-603.
- 中央気象臺 (1897): 顕著地震概況、8月5日の地震, 「明治三十年地震報告」, 77.
- 中央気象臺 (1902): 「明治31年中央気象臺年報」第二編, 戊ノ部, 地震報告.
- El-Fiky, G.S. and T. Kato (1999): Interplate coupling in the Tohoku district, Japan, deduced from geodetic data inversion, *J. Geophys. R.*, 104, B9, 20361-20377.
- 藤井陽一郎 (1977): 1933年三陸沖地震の地殻変動, *測地学会誌*, 23, 74-81.
- Fukao, Y. and M. Furumoto (1975): Foreshocks and multiple shocks of large earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 10, 355-368.
- 長谷川昭・山中佳子・谷岡勇市郎・今村文彦・海野徳仁・日野亮太・金沢敏彦・金田義行・三浦哲・藤本博巳・松澤暢・中原恒・源栄正人・瀨瀬一起・古村孝志 (2006): 2005年8月16日に発生した宮城県沖の地震に関する調査研究, 138.
- 羽鳥徳太郎 (1973): 安政3年(1856年8月23日)八戸沖津波の規模と波源域の推定, *地震* 2, 26, 204-205.
- 羽鳥徳太郎 (1975a): 房総沖における津波の波源—延宝(1677年)・元禄(1703年)・1953年房総沖津波の規模と波源域の推定—, *東京大学地震研究所彙報*, 50, 83-91.
- 羽鳥徳太郎 (1975b): 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, *東京大学地震研究所彙報*, 50, 397-414.
- 羽鳥徳太郎 (1976a): 1938年福島県沖群発地震による津波の発生機構, *地震* 2, 29, 179-190.
- 羽鳥徳太郎 (1976b): 南房総における元禄16年(1703年)津波の供養碑—元禄津波の推定波高と対象地震津波との比較—, *東京大学地震研究所彙報*, 51, 63-81.
- 羽鳥徳太郎 (1987a): 寛政5年(1793年)宮城県沖地震における震度・津波分布, *東京大学地震研究所彙報*, 62, 297-309.
- 羽鳥徳太郎 (1987b): 房総沖における津波の波源, *地震* 2, 40, 205-211.
- 羽鳥徳太郎 (1998): 貞観11年(869年)宮城多賀城津波の推定波源域, *月刊海洋*, 号外, 15, 167-171.
- Hino, R., T. Kanazawa and A. Hasegawa (1996): Interplate seismic activity near the northern Japan Trench deduced from ocean bottom and land-based seismic observations, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 93, 37-52.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino and A. Hasegawa (2001), Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, *J. Geophys. Res.*, 106, 2177-2191.
- Iida, M. and M. Hakuno (1984): The difference in the complexities between the 1978 Miyagiken-Oki

- earthquake and the 1968 Tokachi-Oki earthquake from a viewpoint of the short-period range, *Nat. Disas. Sci.*, 6(2), 1-26.
- 池田安隆 (1996) : 活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス, *活断層研究*, 15, 93-99.
- 池田安隆 (2003) : 地学的歪速度と測地学的歪速度の矛盾, 「総特集・日本列島の地殻変動と地震・火山・テクトニクス (下) 多田堯先生を偲ぶ」, *月刊地球*, 25 巻2 号, 125-129.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) : 『第四紀逆断層アトラス』, 東京大学出版会, 254pp.
- 今村明恒 (1942) : 日本津浪史, *海洋の科学*, 小山書店, 2, 74-80.
- 石橋克彦 (1986) : 1677(延宝5)年関東東方沖の津波地震について, *歴史地震*, 2, 149-152.
- 石田瑞穂 (1986) : 関東・東海地域の震源分布から推定したフィリピン海及び太平洋プレートの等深線, *国立防災科学技術センター研究報告*, 36, 1-19.
- Ishida, M. (1992): Geometry and Relative Motion of the Philippine Sea Plate Beneath the Kanto-Tokai District, Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, B1, 489-513.
- 伊藤亜妃・日野亮太・西野実・藤本博巳・三浦誠一・小平秀一・長谷見晶子 (2002): エアガン人工地震探査による東北日本前弧域の地殻深部構造, *地震*2, 54, 507-520.
- 伊藤武男・吉岡祥一・宮崎真一 (1999) : GPS データのインバージョン解析から推定した東北日本におけるプレート間カップリングの推定, *月刊地球*, 号外, 25, 158-165.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki (2000): Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 117-130.
- 岩淵洋 (2002) : 海洋プレート上の正断層による地震(1933年三陸沖型)の発生頻度の推定, *地球惑星科学関連学会 2002年合同大会講演予稿集*, S046-001.
- 地震調査委員会 (1999) : 『日本の地震活動<追補版>』, 391pp.
- 地震調査委員会 (2000) : 『宮城県沖地震の長期評価』, 18pp.
- 地震調査委員会 (2001a) : 『長期的な地震発生確率の評価手法について』, 46pp.
- 地震調査委員会 (2001b) : 『南海トラフの地震の長期評価について』, 52pp.
- 地震調査委員会 (2002) : 『三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について』, 62pp.
- 地震調査委員会 (2003) : 2003年5月の地震活動の評価,
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03jun/index.htm>
- 地震調査委員会 (2004) : 『相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について』, 58pp.
- 地震調査委員会 (2005) : 2005年8月16日宮城県沖の地震の評価,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/major_act/act_2005.htm#a20050816
- 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 (2011a) : 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の評価,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11apr_sanriku-oki3/index.htm
- 地震調査委員会 (2011b) : 2011年4月の地震活動の評価,
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11may/index.htm>
- 地震調査委員会 (2011c) : 2011年10月の地震活動の評価,
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11oct/index.htm>
- 垣見俊弘 (1989) : 固有地震雑考, *活断層研究*, 7, 1-4.
- Kanamori, H. (1971a) : Seismological evidence for a lithospheric normal faulting -the Sanriku earthquake of 1933, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 4, 289-300.
- Kanamori, H. (1971b) : Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968: Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, *Tectonophysics*, 12, 1-13.
- Kanamori, H. (1972) : Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6, 346-359.
- Kanamori, H., M. Miyazaki, J. Mori (2006) : Investigation of the earthquake sequence off Miyagi prefecture with historical seismograms, *Earth Planets Space*, 58, 1533-1541.
- 神田克久・武村雅之 (2005) : 震度データから検証する宮城県沖で発生する被害地震の繰り返し, *地震*第2輯, 58, 3, 177-198.
- Kawasaki, I. And Y. Suzuki (1974) : Rise time and effective stress estimation from comparison of near-field data with theoretical seismograms in a semi-infinite medium ; the Sanriku earthquakes of March 3, 1933, *J. Phys. Earth*, 22, 223-236.
- 川崎一朗・浅井康広・田村良明 (1998) : 三陸沖におけるプレート間モーメント解放の時空間分布とサイスモ・ジオデティック・カップリングー中・長期予測の基礎一, *地震*2, 50.

- Kikuchi, M. and Y. Fukao (1985): Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes - The Tokachi-Oki earthquakes of 1968, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 37, 235-248.
- Kikuchi, M. and Y. Fukao (1987): Inversion of long-period P-waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics*, 144, 231-247.
- 気象庁 (1983) : 日本付近の地域・海域別の被害地震・津波地震の表および震度分布図, 470pp.
- 気象庁 (2011a) : 平成 23 年 3 月 地震・火山月報 (防災編), 321pp.
<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/gaikyo/monthly201103/201103index.html>
- 気象庁 (2011b) : 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」について (第 55 報), 報道発表資料, 4pp.
<http://www.jma.go.jp/jma/press/1109/08e/kaisetsu201109081600.pdf>
- 気象庁 (2011c) : 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震以降に発生した地震のマグニチュードの変更について, 報道発表資料, 2pp.
http://www.jma.go.jp/jma/press/1112/08a/1208magnitude_henkou.pdf
- 気象庁地震予知情報課 (2007) : 1965 年以前の地震カタログの改訂と 1923 年前半の地震カタログの作成, 地震予知連絡会会報, 78, 5-9.
- 河野幸夫・今村文彦・箕浦幸治 (2000) : 貞観津波と海底潜水調査, *東北地域災害科学研究*, 36, 115-122.
- Kono, Y., F. Murakami, F. Imamura and K. Minoura (2000) : Historical tsunami that occurred 1,100 years ago and underwater diving research, *Proceedings of the 4th International Conference on Hydro-Science and -Engineering*, Seoul, Korea, September 26-29, 2000, PAP96, 1-10.
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki and Y. Motoya (1996) : Spatial distribution of intermediate depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 93, 63-89.
- Maeda, T., T. Furumura, S. Sakai, and M. Shinohara (2011) : **Significant tsunami observed at the ocean-bottom pressure gauges at 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake**, *Earth Planets Space*, XX, XXX.
- 松浦律子・唐鎌郁夫・中村操 (2006) : 江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業 - 7 年間の成果中間報告 - , *歴史地震*, 21, 255-256.
- 箕浦幸治 (1991) : 東北日本における巨大津波の発生と周期, *歴史地震*, 6, 61-76.
- Miura, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, T. Tsuru, S. Kodaira and Y. Kaneda (2005) : Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, *Tectonophysics*, 407, 165-188.
- Miura, S., T. Iinuma, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana, and A. Hasegawa (2006) : Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, 58, 1567-1572.
- Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa (2008) : Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating M~7 Earthquakes, *Science*, 321, 1194-1197.
- 文部科学省 研究開発局・国立大学法人東北大学大学院 理学研究科・国立大学法人東京大学 地震研究所・独立行政法人産業技術総合研究所 (2010) : 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp.
- Mori, J. and K. Shimazaki (1983) : High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1529-1544.
- 森 信人 (2011) : 津波合同調査の全体概要とその解析結果, 東北地方太平洋沖地震津波に関する合同調査報告会 予稿集, 1-6.
- 室谷智子・菊地正幸・山中佳子 (2003) : 近地強震計記録を用いた 1982 年茨城県沖地震の震源過程, 日本地震学会 2003 年度秋季大会, P029.
- 室谷智子・菊地正幸・山中佳子・島崎邦彦 (2004) : 1938 年に起きた複数の福島県東方沖地震の破壊過程 (2), 日本地震学会 2004 年度秋季大会, P029.
- 内閣府 (2011) : 平成 23 年版防災白書, 296pp.
http://www.bousai.go.jp/hakusho/H23_zenbun.pdf
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001) : 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究 - 1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の比較 -, *地震*, 54, 267-280.
- 名古屋大学 (2008) : 2008 年 5 月 8 日 茨城県沖地震 (Mj6.4, 7.0) の震源過程, 地震予知連絡会報, 80, 101-110.

- 行谷佑一・佐竹健治・山木 滋(2010)：石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における 869 年貞観津波の数値シミュレーション，活断層・古地震研究報告, 10, 1-21.
- Nishenko, S. P. and R. Buland (1987)：A Generic Recurrence Interval Distribution for Earthquake Forecasting. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1382-1399.
- Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa, and H. Miyazaki (2000)：Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, 323, 217-238.
- 西村卓也・三浦哲・立花憲司・橋本恵一・佐藤俊也・堀修一郎・村上栄寿・河野俊夫・仁田交市・三品正明・平澤朋郎・宮崎真一 (1999)：1994 年三陸はるか沖地震の余効変動と三陸沖プレート間カップリング，月刊地球，号外，25, 152-157.
- Noguchi, S. (2002)：Earthquake Clusters in the Kanto and Tokai Subduction Zones：Implications for Modes of Plate Consumption, *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary*, Eds. Y. Fujinawa and A. Yoshida, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 451-467.
- 野口伸一・関口渉次 (2001)：関東地域のフィリピン海プレートと太平洋プレートの沈み込みと変形，月刊地球, 23, 10, 733-741.
- Ogata, Y. (1999)：Estimating the hazard of rupture using uncertain occurrence times of paleoearthquakes, *J. Geophys. Res.*, 104, 17995-18014.
- 大竹政和・笠原敬司 (1983)：茨城県沖地震に見られるペア地震現象，地震 2, 36, 643-653.
- Paterson, E. T. and T. Seno (1984)：Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 10233-10248.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋(2008)：石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション，活断層・古地震研究報告, 8, 71-89.
- Sato, M., T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki, A. Asada (2011)：Displacement Above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 19 May 2011 (10.1126/science.1207401).
- 佐藤良輔編著 (1989)：『日本の地震断層パラメーター・ハンドブック』，鹿島出版会，390pp.
- Schwartz, D. P. and K. J. Coppersmith (1984)：Fault behavior and characteristic earthquake: examples from the Wasatch and San Andreas Fault zones, *J. Geophys. Res.*, 89, B7, 5681-5698.
- Schwartz, D. P. and K. J. Coppersmith (1986)：Seismic hazards: new trends in analysis using geologic data in *Active Tectonics*, National Academy Press, pp.215-230.
- Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo and T. Eguchi (1980)：Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, Earthquake of June 12, 1978. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 39-61.
- Seno, T. and T. Takano (1989)：Seismotectonics at the Trench-Trench-Trench Triple Junction off Central Honshu, *PAGEOPH* 129, 27-40.
- Seno, T., T. Sakurai and S. Stein (1996)：Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, 101, No. B5, 11305-11315.
- 瀬野徹三 (1979)：宮城県沖に予想される地震について. 地震予知連絡会会報, 21, 38-43.
- 瀬野徹三 (1993)：日本近海のプレート運動と地震, 科学, 63, pp.711-719.
- 瀬野徹三 (1995)：『プレートテクトニクスの基礎』, 朝倉書店, 190pp.
- 瀬野徹三・森山哲二・高野貴史 (1986)：海溝三重点付近のサイスマテクトニクス, 月刊地球, 8, 265-270.
- 島崎邦彦 (1986)：「太平洋岸の地震危険度 (I)」『地震災害予測の研究』地震災害予測研究会, 昭和 59 年度報告, 損害保険料率算定会.
- 消防庁(2008)：茨城県沖を震源とする地震 (確定報), 消防庁ホームページ.
- 消防庁災害対策本部(2011a)：平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震 (東日本大震災) (第 140 報), 消防庁ホームページ.
- 消防庁災害対策本部(2011b)：三陸沖を震源とする地震による津波 (第 4 報), 消防庁ホームページ.
- 菅原大助・箕浦幸治・今村文彦 (2001)：西暦 869 年貞観津波による堆積作用とその数値復元, 津波工学研究, 18, 1-10.
- 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2011)：地質学的データを用いた西暦 869 年貞観地震津波の復元について, 自然災害科学 29 (4), 501-516.
- Tanioka, Y., and K. Satake (1996)：Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1549-1552.

- 谷岡勇市郎・長谷川洋平 (2005) : 津波波形を用いた 1936 年宮城県沖地震の震源過程の再解析, 日本地震学会秋季大会, 128.
- 都司嘉宣 (1994) : 歴史上に発生した津波地震, 月刊地球, 16, 2, 73-85.
- 都司嘉宣・上田和江 (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・佐竹健治・石辺岳男・杉本めぐみ・大木聖子・西山昭仁・室谷智子・泊次郎・上野俊洋 (2011) : 平成 23 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震の津波について(速報), 地震ジャーナル, 51, 11-21.
- Tsuru, T., J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kido and T. Hayashi (2002) : Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling, *J. Geophys. Res.* 107, ESE-11 1-15.
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011a) : 痕跡調査結果 統一調査データ リリース 20110715版, 土木学会海岸工学委員会 東北地方太平洋沖地震津波情報 ホームページ <http://www.coastal.jp/ttjt/index.php?%E7%8F%BE%E5%9C%B0%E8%AA%BF%E6%9F%BB%E7%B5%90%E6%9E%9C>
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011b) : 2011年東北地方太平洋沖地震津波に関する合同現地調査の報告, 津波工学研究報告, 7pp.
- Umino, N., A. Hasegawa and T. Matsuzawa (1995) : sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary, *Geophys. J. Int.*, 120, 356-366.
- 海野徳仁・長谷川 昭・松澤 暢 (1995) : 近地 SP 波から求めた 1994 年三陸はるか沖地震の余震の深さ分布と太平洋プレートの形状. 平成 6 年度文部省科学研究費(総合研究 A) 研究成果報告書(課題番号 06306019) , 23-37.
- Umino, N., T. Kono, T. Okada, J. Nakajima, T. Matsuzawa, N. Uchida, A. Hasegawa, Y. Tamura, G. Aoki (2006) : Revisiting the three M \sim 7 Miyagi-oki earthquakes in the 1930s: possible seismogenic slip on asperities that were re-ruptured during the 1978 M=7.4 Miyagi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, 58, 1587-1592.
- 宇佐美龍夫 (1996) : 『新編日本被害地震総覧』, 東京大学出版会, 434pp.
- 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.
- Utsu, T. (1984) : Estimation of Parameters for Recurrence Models of Earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo* 59, 53-66.
- 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 (1985) : 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表 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 (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, 279.
- 渡辺偉夫 (1997) : 1611 年慶長三陸津波と地震について—1896 年明治三陸津波と地震の比較—, 津波工学研究, 14, 79-88.
- 渡辺偉夫 (1998) : 『日本被害津波総覧(第 2 版)』, 東京大学出版会, 238pp.
- 渡邊偉夫 (2000) : 869 (貞観 11) 年の地震・津波と推定される津波の波源域, 津波工学研究報告, 17, 27-37.
- 渡邊偉夫 (2001) : 伝承(伝説)から地震・津波の実態をどこまで解明できるか—貞観十一年(869 年)の地震・津波を例として—, 第 18 回歴史地震研究会 研究発表会講演要旨集, 20.
- Wesnousky, S. G. (1982) : Crustal deformation and earthquake risk in Japan, Ph.D. thesis, Columbia University, 235pp.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2008) : Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 113, doi:10.1029/2007JB005189.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2009), Correction to “Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi -oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes”, *J. Geophys. Res.*, 114, B04302, doi:10.1029/2009JB006419.
- Yaginuma, T., T. Okada, Y. Yagi, T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa (2006) : Coseismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake (M7.2) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms, *Earth Planets Space*, 58, 1549-1554.

- 柳沼直・岡田知己・長谷川昭・加藤研一・武村雅之・八木勇治 (2007) : 近地・遠地地震波形インバージョンによる 2005 年宮城県沖の地震(M7.2)の地震時すべり量分布-1978 年宮城県沖地震(M7.4)との関係-. 地震 2, 60, 43-53.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004): Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.
- Yamamoto, Y., R. Hino, M. Nishino, T. Yamada, T. Kanazawa, T. Hashimoto, and G. Aoki (2006) : Three-dimensional seismic velocity structure around the focal area of the 1978 Miyagi-Oki earthquake, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 33, L10308 doi:10.1029/2005GL025619
- 吉田東伍(1906) : 貞観十一年陸奥府城の震動洪溢, *歴史地理*, 8, 12, 1033-1040.

参考文献 (アルファベット順)

- Akaike, H. (1974) : A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Automat. Contr.* AC-19, 667-674.
- 石垣祐三 (2007) : 明治・大正時代の震度観測について - 震度データベースの遡及 -, *験震時報*, 70, 29-49.
- 気象庁 (1996) : 「震度を知る - 基礎知識とその活用 -」. *ぎょうせい*, 238pp.
- Minoura, K. and S. Nakaya, (1991) : Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan, *J. Geology*, 99, 265-287.
- Minoura, K., S. Nakaya and M. Uchida. (1994) : Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast northeast Japan, *Sedimentary Geology*, 89, 25-31.
- Minoura, K., F. Imamura, D. Sugawara, Y. Kono, and T. Iwashita, (2001) : The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan, *Journal of Natural Disaster Science*, v.23, no.2, 83-88.
- 箕浦幸治 (2001) : 津波災害は繰り返す, *まなびの杜*, 16, 4-5.
- 三浦武重 (1964) : 気象庁震度の変遷. *測候時報*, 31, 134-138
- 坂元慶行・石黒真木夫・北川源四郎 (1983) : 「情報量統計学」, 共立出版, 236pp.
- 宇津徳治 (1979) : 1885 年~1925 年の日本の地震活動 - M6 以上の地震及び被害地震の再調査 -, *東京大学地震研究所彙報*, 54, 253-308.
- Wesnousky, S. G., C. H. Scholz, K. Shimazaki, and T. Matsuda (1984) : Integration of Geological and Seismological Data for the Analysis of Seismic Hazard. A Case Study of Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 687-708.