

## 日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価（第二版）

フィリピン海プレートが沈み込む安芸灘、伊予灘、豊後水道、日向灘及び南西諸島周辺の地域では、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、図1に示された領域を対象とし、各領域で発生すると考えられる地震の発生様式（タイプ）とその発生の可能性等について、長期的な観点から評価して取りまとめたものである。評価に当たっては、これらの領域に発生した地震についてこれまで行われた調査研究の成果を参考にした。

### 1 はじめに

日向灘及び南西諸島海溝周辺では、日本列島が位置する上盤側（陸側）のプレート<sup>1</sup>の下方に、フィリピン海プレートが南東方向から沈み込んでいる。二つのプレートの境界やプレートの内部では、蓄積されたひずみを解放するために大きな地震が高い頻度で発生している。

地震調査委員会は、これまでに海溝型地震の長期評価を行ってきており、日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動については、「日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価」（平成16年公表）として取りまとめた。その後発生した平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震（以下、「東北地方太平洋沖地震」と呼ぶ）を受け、従来の長期評価手法を見直し、新たな手法の検討を進めているところである。「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（平成25年公表）、「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）」（平成26年公表）、「千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第三版）」（平成29年公表）、「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」（平成31年公表）では、地震の多様性や情報の不確実性を考慮する新たな長期評価手法を試行した。しかしながら、海溝型地震全般に適用できる新たな長期評価手法については検討途上である。

平成16年の長期評価公表以降、日向灘及び南西諸島海溝周辺では、調査観測・研究が大きく進展し、長期評価に有用なデータが蓄積されつつある。特に、南西諸島海溝周辺では、地震活動や地下構造に関する知見のほか、大きな被害をもたらした大地震や津波に関する知見が蓄積されてきている。そこで、長期評価手法の検討途上ではあるが、これまでに得られた新しい調査観測・研究の成果を取り入れ、その評価を改訂することとした。

本評価では、以下の点に留意した。

- ① これまで考えられてきた固有地震モデルに固執することなく、発生し得る地震の多様性を考慮した評価を試みる。その中には、過去に発生した地震よりも規模の大きなものが含まれ得る。
- ② 不確実性が大きな情報も、これに伴う誤差やばらつき等を検討した上で、評価に活用する。
- ③ データの不確実性などにより、解釈が分かれる場合は、複数の解釈について併記する。

本評価は、主文と説明文から構成される。主文は、日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震

<sup>1</sup> 西南日本及び南西諸島の近海から、日本海・東シナ海を経て中国大陸（ユーラシア大陸）に至る広大な領域は、一つないし複数の大陸プレートから構成されている。本評価では、このプレートの下に南東側から沈み込むフィリピン海プレートと対比する意味で、西南日本及び南西諸島が載っているプレートを「上盤側（陸側）のプレート」と呼ぶ。

活動の長期評価を簡潔にまとめた。説明文では、地震活動に関する複数の学説や、それらの不確実性等を含め、評価内容を詳細にまとめた。

## 2 評価対象領域について

日向灘は南海トラフの西端に位置する。南西諸島海溝は九州・パラオ海嶺から台湾東方沖に至る細長い溝状の地形であり、北端は南海トラフと連続している。

本評価では、地形（幾何形状）の変化、力学条件の変化、既往の大地震の震源域、現在の地震活動等を考慮し、評価する地震の発生様式（タイプ）（3 評価対象地震についてを参照）に応じて、評価対象領域を以下のとおり定義した（図1）。

### 日向灘周辺

- ・日向灘
- ・安芸灘～伊予灘～豊後水道
- ・九州中央部

### 南西諸島海溝周辺

- ・南西諸島周辺
- ・与那国島周辺
- ・南西諸島北西沖

## 3 評価対象地震について

### 3-1 地震の発生様式（タイプ）

日向灘及び南西諸島海溝周辺で発生する海溝型地震の発生様式（タイプ）は以下の二つに分類される。発生様式（タイプ）の模式図を図2に示す。

#### プレート間地震

二つのプレートの境界面が破壊される（ずれる）ことによって発生する地震を「プレート間地震」と呼ぶ。本評価では、上盤側（陸側）のプレートとその下に沈み込んだフィリピン海プレートの境界で発生する地震のことを指す。

#### プレート内地震

プレートの内部が破壊されることによって発生する地震を「プレート内地震」と呼ぶ。本評価では、フィリピン海プレートの内部で発生する地震のことを指す。プレート内地震は、さらに海溝から沈み込んだプレートの内部で発生する地震<sup>2</sup>と、海溝軸より外側のプレート内部で発生する地震とに大別される。

海溝から沈み込んだプレートの内部で発生する地震について、安芸灘～伊予灘～豊後水道から南西諸島北西沖にかけての深さ約150km以浅<sup>3</sup>の沈み込んだプレート内で発生する地震のうち、プレート間地震や上盤側（陸側）のプレート内で発生する地震と区別可能と考えられる深さで発生し、沈み込んだプレート内で発生したことが明らかな地震を、本評価では「沈み込んだプレート内のやや深い地震」として区別して扱う。

また、海溝軸よりも南東側のフィリピン海プレートの内部で発生する地震について、本評価では「海溝軸外側の地震<sup>4</sup>」と呼ぶ。

なお、上盤側（陸側）のプレートの内部が破壊されることによって発生する地震もある。本評価では「上盤側（陸側）のプレート内の地震」と呼ぶ。

<sup>2</sup> 地震学では一般にスラブ内地震と呼ばれる。

<sup>3</sup> 本地域周辺で過去に発生した被害地震のうち、震源が最も深い地震を参考に設定した。

<sup>4</sup> 地震学では一般にアウターライズ地震と呼ばれる。

### 3-2 本評価における評価対象地震

評価対象とする地震を、地震の発生様式（タイプ）や規模を考慮して分類した。

#### 地震の発生様式（タイプ）

本評価では、プレート間地震及びプレート内地震を評価対象とした。ただし、日向灘及び南西諸島海溝周辺では、震源決定精度に問題があり、特に地震観測網の展開が不十分であった時期に発生した地震については、これらの発生様式（タイプ）を区別して評価することが困難である。そのため、本評価では、沈み込んだプレート内で発生したことが明らかな「沈み込んだプレート内のやや深い地震」を除き、プレート間地震とプレート内地震を区別せずに評価することとする。特に、南西諸島海溝周辺においては、おおむね南西諸島より南東側で発生する地震<sup>5</sup>に関して、プレート間地震とプレート内地震の区別はもとより、それらの地震と上盤側（陸側）のプレート内の地震を区別することも困難な場合がある。そのため、南西諸島海溝周辺の南西諸島より南東側で発生する地震について、本評価ではプレート間地震及びプレート内地震を評価対象とするが、評価対象とした地震の中には上盤側（陸側）のプレート内の地震が含まれている可能性がある。

#### 地震の規模

本評価では、「沈み込んだプレート内のやや深い地震」を除き、おおむねマグニチュード（M）<sup>6</sup>8程度の地震を「巨大地震<sup>7</sup>」と呼び、それらよりも規模が小さいM7.0以上の地震を「ひとまわり小さい地震」と呼び、それぞれを評価対象とした。なお、プレート間地震のうち、東北地方太平洋沖地震のような低頻度で発生するM9クラスの超巨大なプレート間地震を「超巨大地震<sup>8</sup>」と呼ぶが、本評価では長期評価に必要な科学的知見の収集・整理が現時点では不十分と判断し、評価しなかった。

沈み込んだプレート内のやや深い地震については、M7.0以上の地震を評価した。ただし、安芸灘～伊予灘～豊後水道で発生する地震については、平成13年（2001年）芸予地震（M6.7）により死傷者を伴う被害が発生していることから、この領域に関してはM6.7以上の地震を評価対象とした。

なお、本評価は日向灘及び南西諸島海溝周辺で発生する比較的規模の大きい地震を対象とするが、陸地の地震動（揺れ）や津波の高さは地震の規模だけでなく、震源の位置や深さ等によって変わるため、必ずしも本評価の対象地震全てが被害をもたらすとは限らない。

<sup>5</sup> プレート間地震はある一定の深さ以上では発生しにくいことが知られている。瀬野（1995）等で述べられているように、上盤側（陸側）のプレートの厚さよりも深いところでは、沈み込んだプレート上面がアセノスフェアと接しているため、プレート間地震が発生しないと考えられる。そのため、おおむね南西諸島より北西側で発生する地震は、震源の深さから沈み込んだプレート内の地震か上盤側（陸側）のプレート内の地震かを区別することが可能である。

<sup>6</sup> 地震の規模を表すマグニチュードには複数の種類があり、同じ地震でも種別により値が異なる。代表的なものに、気象庁が国内の地震計で観測した地震波の最大振幅を使って算出するマグニチュード（M）、地震計で観測した地震波全体を用いて求める震源の物理的な規模を表す地震モーメントという量を使って算出するモーメントマグニチュード（M<sub>w</sub>）がある。また、解析手法も複数あり、同じ地震でも、手法や観測データが異なれば値も異なり、不確実性がある。

<sup>7</sup> 「巨大地震」の明確な定義はない。しかし、地震学ではM8を超える地震を巨大地震と呼ぶことが多く、また、宇津・他（1987）は「M7 3/4程度以上から巨大地震と呼んでも慣行に反することはない」と述べている。本評価でも、対象領域内で過去に発生した大地震の中でも相対的に規模の大きな地震であることを示すために「巨大地震」という言葉を用いた。

<sup>8</sup> 超巨大地震の表現は地震調査研究推進本部の「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（第3期）―（令和元年5月31日公表）」に従った。

逆に、震源が陸域に近い場合は、評価対象より規模が小さくても被害が発生する可能性がある。

評価対象領域（**2 評価対象領域について**を参照）、地震の発生様式（タイプ）、規模を踏まえ、本評価では以下の地震を評価する。

#### 日向灘周辺

- ・日向灘の巨大地震
- ・日向灘のひとまわり小さい地震
- ・安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震
- ・九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震

#### 南西諸島海溝周辺

- ・南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震
- ・南西諸島周辺のひとまわり小さい地震
- ・与那国島周辺のひとまわり小さい地震
- ・南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震

また、発生領域は特定できないが、1771年八重山地震津波タイプについても別途評価する。

## 4 地震の発生領域及び震源域の形態

### 4-1 地震の発生領域について

いずれの評価対象領域においても、ほぼ同一の震源域で繰り返し発生している大地震は知られていないため、それぞれの評価対象領域のどこかで発生するものとした。なお、南西諸島海溝周辺で発生する巨大地震については、南西諸島周辺及び与那国島周辺の領域内のどこかで発生する可能性があると考えた。また、1771年八重山地震津波タイプについては発生領域を特定できない。

評価対象地震ではないものも含めて、近年発生した大地震の震央分布を図3-1～3に示す。

### 4-2 過去の地震について

地震観測記録及び歴史記録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成果を吟味し、日向灘及び南西諸島海溝周辺の主な地震を表1のように整理した。

日向灘及び南西諸島海溝周辺で発生した巨大地震、安芸灘～伊予灘～豊後水道や九州中央部にかけて発生した沈み込んだプレート内のやや深い地震については、仮に16世紀以前に発生していたとしても、資料の不足により、地震を見落としている可能性が高い。また、日向灘及び南西諸島海溝周辺で発生したひとまわり小さい地震や南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震については、気象庁震源カタログ<sup>9</sup>が整備されている1919年より前の地震について、その規模や発生場所によっては顕著な被害を伴わず、地震を見落としている可能性がある。南西諸島のいくつかの島々において確認されている隆起痕跡は過去の地震履歴を記録している可能性があるが、地震の発生領域や発生様式（タイ

<sup>9</sup> 1997年10月1日以降の気象庁震源カタログには、気象庁の観測データのほか、国立研究開発法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国土地理院、国立研究開発法人海洋研究開発機構、公益財団法人地震予知総合研究振興会、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、2016年熊本地震合同観測グループのオンライン臨時観測点（河原、熊野座）、米国大学間地震学研究連合（IRIS）の観測点（台北、玉峰、寧安橋、玉里、台東）の地震観測データを用いている。



プ)、規模を推定するための十分な資料が得られていない。以下ではこれらのことを考慮した。

#### 4-2-1 日向灘周辺の過去の地震

##### (1) 日向灘を震源域とする地震

###### 日向灘の巨大地震

17世紀以降、日向灘のみを震源域とした巨大地震は知られていない。ただし、1662年に発生した地震(M7.6)に伴って発生した津波は、日向灘のひとまわり小さい地震として評価した他の地震に伴う津波に比べて大きかったことが指摘されており、この地震が日向灘のみを震源域とした巨大地震であった可能性がある。日向灘の巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表2-1にまとめた。

###### 日向灘のひとまわり小さい地震

17世紀以降現在までに、日向灘ではM7.0以上の地震が、先述の1662年に発生した地震(M7.6)を含めて8回知られており、特に気象庁震源カタログが整備されている1919年以降には5回(1931年、1941年、1961年、1968年、1984年)発生したことが知られている。これらの地震では死傷者を伴っており、このうち1968年の地震(M7.5)では津波による被害も発生した。日向灘のひとまわり小さい地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表2-2にまとめた。

##### (2) 日向灘以外も震源域に含む地震

###### 南海トラフのM8~9クラスの地震

「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」では、南海トラフで発生するM8~9クラスの地震の震源域の一部に日向灘が含まれ得るものとして評価している。同評価では、1707年の宝永地震(M8.6)では、日向灘も震源域に含まれていた可能性があるとしている。

##### (3) その他の地震

###### 安芸灘~伊予灘~豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震

安芸灘~伊予灘~豊後水道の沈み込んだプレート内で発生したやや深い地震には、死傷者を伴った1905年の芸予地震(M7.2)や平成13年(2001年)芸予地震(M6.7)などがある。17世紀以降現在までにM6.7~7.4の地震が7回(1649年、1686年、1749年、1854年、1857年、1905年、2001年)発生している。安芸灘~伊予灘~豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表2-3にまとめた。

###### 九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震

17世紀以降現在までに発生したことが知られているM7.0以上の地震は1909年の地震(M7.6)の1回である。この地震では死傷者を伴う被害が発生した。九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表2-4にまとめた。

###### 日向灘の海溝軸外側の地震

日向灘の海溝軸外側では、過去に顕著な被害を伴う地震が発生したことは知られていない。

#### 4-2-2 南西諸島海溝周辺の過去の地震

##### (1) 南西諸島海溝沿いを震源域とする地震

## 南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震

17世紀以降現在までに南西諸島周辺及び与那国島周辺で発生した巨大地震として、1911年の喜界島地震（M8.0）が知られている。この地震では津波を伴い、死傷者を伴う被害が発生した。南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表2-5にまとめた。

## 南西諸島周辺のひとまわり小さい地震

気象庁震源カタログが整備されている1919年以降、M7.0以上の地震が4回（1923年、1998年、2002年、2010年）発生したことが知られている。このうち、1998年、2002年、2010年の地震では津波を伴い、2010年の地震では負傷者を伴う被害も発生した。南西諸島周辺のひとまわり小さい地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表2-6にまとめた。

## 与那国島周辺のひとまわり小さい地震

気象庁震源カタログが整備されている1919年以降、M7.0以上の地震が12回（1919年、1920年、1922年、1924年、1951年10月22日6時34分、1951年10月22日13時28分、1951年11月25日、1966年、1972年1月25日11時6分、1972年1月25日12時41分、1972年4月24日、2002年）発生したことが知られている。このうち、1966年の地震（M7.3）では与那国島で死傷者を伴う被害が発生した。与那国島周辺のひとまわり小さい地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表2-7にまとめた。

## （2）その他の地震

### 南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震

気象庁震源カタログが整備されている1919年以降、M7.0以上の地震は3回（1947年、1958年、1959年）発生したことが知られている。このうち、1947年の地震（M7.4）と1958年の地震（M7.2）では日本国内で死傷者を伴った。南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表2-8にまとめた。

### 1771年八重山地震津波タイプ

津波石等の津波堆積物に関する調査から、先島諸島においては過去に大小様々な津波が襲来していたことが明らかになっている。その中でも、1771年に発生した八重山地震津波（M7.4、Mt<sup>10</sup>8.5）では、地震動による被害は記録されていないものの、先島諸島に最大約30mの高さの津波が押し寄せ、1万人を超える死者・行方不明者を伴った。石垣島などでは、津波に伴って沿岸に打ち上げられたサンゴ礁の岩塊（一般に「津波石」と呼ばれている）の分布と年代測定から、過去にも同様な規模の津波が繰り返し発生したと考えられている。砂質津波堆積物の年代測定結果から、過去約2,000年間に1771年の津波と同規模以上の津波が、1771年を含めて少なくとも3回発生したという指摘もあるが、いずれも津波の主因は明らかではない。

## 5 将来の地震について

「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査委員会、2001a）<sup>11</sup>に基づき、

<sup>10</sup> Mt は津波マグニチュードで、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。

<sup>11</sup> ある事象に関して、過去の時系列データから将来の発生確率を予測する統計的な手法において、事象が発生するごとに状況が更新される（振り出しに戻る）ものを更新過程と呼ぶ。そのうち事象が偶

評価時点（令和4年1月1日）での将来の地震発生確率を算出した。本評価で対象としたいずれの領域でも、ほぼ同一の震源域で繰り返し発生している大地震が知られていないため、**4 地震の発生領域及び震源域の形態**で過去の地震の発生履歴から発生頻度を求めている領域について、ポアソン過程を用いて次の地震の発生確率を算出した。また、次の地震の規模は過去に発生した地震の規模を参考にして判断した。

個々の評価は以下のとおりである。

## 5-1 日向灘周辺の次の地震

### (1) 日向灘を震源域とする地震

#### 日向灘の巨大地震

日向灘では、17世紀以降、当該領域内のみを震源域とする巨大地震の発生は知られていない。ただし、本評価で日向灘のひとまわり小さい地震に分類している1662年の地震（M7.6）について、その地震に伴う津波は、他の日向灘のひとまわり小さい地震として評価した地震に伴う津波に比べて大きかったことが指摘されている。以上から、今後、日向灘のみを震源域とするM8程度の巨大地震が発生する可能性はあるものの、将来の地震の発生確率は不明とした（表3-1）。

#### 日向灘のひとまわり小さい地震

前回の評価では、日向灘で発生するプレート間地震について、M7.6程度の地震とM7.1程度の地震を別々に評価していた。本評価では、他の海域の長期評価における評価対象地震の規模を参考にして、両者を統合して評価するほか、プレート間地震とプレート内地震を区別せず、「日向灘のひとまわり小さい地震」として評価した。

1919年1月1日以降、評価時点までの間にM7.0～7.5程度の地震が5回発生した。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の地震発生確率は80%程度である（表3-2）。

### (2) 日向灘以外も震源域に含む地震

#### 南海トラフのM8～9クラスの地震

この地震は「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」で評価済みである。評価の詳細については「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」を参照されたい<sup>12</sup>。

### (3) その他の地震

#### 安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震

17世紀以降、評価時点までの間にM6.7～7.4程度の地震が7回発生した。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の地震発生確率は40%程度である（表3-3）。

#### 九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震

17世紀以降、評価時点までの間にM7.0～7.5程度の地震が1回発生した。今後、この地震と同程度の規模の地震が領域内のどこでも発生する可能性はあるものの、発生頻度が

---

発的に起こる（すなわち事象の単位時間あたりの発生回数が最新事象からの経過時間によらず一定な）モデルをポアソン過程と呼ぶ。一方、過去の時系列データのうち最新発生時期が分かっている場合には、事象の性質に応じて将来の予測をするモデルがいくつか提唱されており、地震による応力解放とプレート運動による応力蓄積の物理的過程と調和的なBPT分布モデルがある。地震調査委員会（2001a）では、最新の活動時期が分かっており、特定の地域で繰り返し発生する可能性があるとして評価した地震の系列に対してはBPT分布モデルを採用し、それ以外の場合はポアソン過程を採用することとしている。

<sup>12</sup> 令和4年1月1日現在の今後30年以内の地震発生確率は70%～80%と評価されている（地震調査委員会、2022a）。

不明であることから、次の地震の発生確率は不明とした（表3-4）。

### 日向灘の海溝軸外側の地震

17世紀以降、日向灘の海溝軸外側で発生した顕著な被害を伴う地震は知られていないことから、将来の地震の規模・発生確率は不明とした。南西側に隣接する南西諸島海溝沿いでは、1998年にM7.7の地震（南西諸島周辺のひとまわり小さい地震として評価）が海溝軸外側で発生している一方、北東側に隣接する南海トラフ沿いでは過去にトラフ軸外側で発生したことが明らかな大地震は知られていない。

## 5-2 南西諸島海溝周辺の次の地震

南西諸島海溝周辺においては、評価に使用する地震カタログによって個々の地震の震源や規模が異なり、評価対象となる地震及びそれらから算出される発生頻度も異なるため、他の評価に比べて評価結果の不確定性が大きい。異なる地震カタログを使用して地震発生確率を試算した結果は説明文に併記した。

### (1) 南西諸島海溝沿いを震源域とする地震

#### 南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震

17世紀以降、評価時点までの間に南西諸島周辺及び与那国島周辺で発生した巨大地震は1911年の喜界島地震（M8.0）の1回のみである。今後、この地震と同程度の規模の地震が領域内のどこでも発生する可能性はあるものの、発生頻度が不明であることから、次の地震の発生確率は不明とした（表3-5）。なお、当該領域については評価対象領域としてさらに細分化するだけの科学的知見がないため広大な領域設定となっている。仮に当該領域における地震の発生確率を算出したとしても、当該領域内に散在する島嶼近傍において発生し被害を及ぼしうる地震の発生確率と大きく異なると考えられる。

#### 南西諸島周辺のひとまわり小さい地震

1919年1月1日以降、評価時点までの間にM7.0～7.5程度の地震が4回発生した。ただし、地震活動等の知見に基づいた領域の細分化が困難であったために広大な領域設定となっており、当該領域における地震の発生確率は、当該領域内に散在する島嶼近傍において発生し被害を及ぼしうる地震の発生確率と大きく異なると考えられることから、次の地震の発生確率は不明とした（表3-6）。

#### 与那国島周辺のひとまわり小さい地震

1919年1月1日以降、評価時点までの間にM7.0～7.5程度の地震が12回発生した。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の地震発生確率は90%程度以上である（表3-7）。なお、プレート間地震とプレート内地震を区別せずに評価しているが、評価した地震の中には上盤側（陸側）のプレート内の地震も含まれている可能性があり、上記の地震発生確率は高めに見積もられている可能性がある。

### (2) その他の地震

#### 南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震

1919年1月1日以降、評価時点までの間にM7.0～7.5程度の地震が3回発生した。ポアソン過程を用いて推定すると、今後30年以内の地震発生確率は60%程度である（表3-8）。

#### 1771年八重山地震津波タイプ

津波石等の津波堆積物に関する調査から、先島諸島においては過去に大小様々な津波が襲来したことが明らかになっている。その中でも顕著な被害を伴う巨大な津波が襲来したことが歴史記録に残っているのは1771年八重山地震津波である。1771年八重山地震

津波については地震動を伴ったことは歴史記録に残っているが、大規模な津波が発生した原因については、地震に伴う海底地すべりや津波地震、分岐断層の活動等の複数の説が提唱されており、現時点で結論は得られていない。また、津波堆積物からは、先島諸島では過去約2,000年間に1771年の津波と同規模以上の津波が、1771年の津波を含めて少なくとも3回発生しており、1771年の津波より小さな規模の津波も含めればより高い頻度で津波が発生しているということも指摘されている。しかしながら、これらの津波の主因は明らかではないため、発生領域を特定することも困難である。よって、1771年の津波も含めて津波の原因となった地震像が明らかではなく、地震活動として評価することが現時点では困難であることから、本評価では発生確率を評価しなかった。次の地震の規模については、1771年の津波と同規模以上の津波が過去に複数回発生していた可能性を踏まえ、1771年八重山地震津波の津波マグニチュードを参考にして、Mt8.5程度と評価した。なお、このタイプの津波によると思われる津波堆積物は現時点では先島諸島でのみ報告されている。

## 6 今後に向けて

### 過去に発生した大地震の地震像解明

1662年の日向灘の地震については、他のひとまわり小さい地震に比べて、地震に伴う津波が大きかったことが知られていることから、本評価ではこの地震が巨大地震の可能性があるとした。1662年の地震に関しては、地震動・津波被害の歴史記録や津波堆積物の分布を説明するための研究は実施されているが、その具体的な規模や発生場所については依然として明らかではない。

1771年の八重山地震津波の発生要因としては、地震に伴う海底地すべり、津波地震、分岐断層等の説が提唱されている。津波石をはじめとする津波堆積物の研究成果が蓄積されたことにより、先島諸島では1771年と同規模以上の津波が繰り返し発生したとみられることがわかってきたが、津波の原因は明らかではない。このほか、1771年の津波より規模が小さいものの、より高い頻度で津波が繰り返し発生していることも指摘されているが、これらの原因も不明である。

南西諸島海溝の超巨大地震やそれに伴う津波については、津波堆積物に関するこれまでの研究成果によると、奄美群島では過去約2,300年間、沖縄諸島では過去約3,500年間には大きな津波は襲来していないとみられることがわかってきているが、それ以上の発生間隔で過去に発生してきたか、あるいは、今後発生し得るかは十分に解明されていない。

本評価で対象とした地域の一部においては、海岸段丘などの隆起痕跡が確認されており、その中には過去の地震性隆起の履歴を記録している可能性があるものも含まれる。しかし、それらの隆起の原因となった地震の発生領域や発生様式（タイプ）、規模を推定するための十分な資料が得られていない。

上記のことから、南西諸島海溝周辺における津波石だけでなく、砂質津波堆積物や地震性タービダイトなどの深海底堆積物、隆起痕跡、歴史記録など過去の大地震の痕跡データの網羅的な収集及びそれらに基づく地震像の解明を進めることが重要である。

### プレート間固着やプレート内応力分布の現状把握の高度化

将来の地震発生可能性を予測するためには、地震発生履歴に基づいた統計的手法のみならず、プレート間固着やプレート内応力分布のモニタリングに基づく手法も重要である。日向灘及び南西諸島海溝周辺では、陸域の連続観測により地震・地殻変動観測のデータの蓄積が進んだこと、海域ではOBSやGNSS-Aによるキャンペーン観測が複数の海域で行われたことにより、通常地震活動だけでなく、低周波地震やゆっくりすべりといったスロー地震の時空間分布が把握されつつある。また、観測密度と機器性能の向上により高分解能かつ高品質な構造探査が実施されており、沈み込むフィリピン海プレートの内部や上盤側

(陸側)のプレートとの境界における構造や物性についての理解も進んでいる。今後は、これらの調査観測をさらに進めることにより、プレート間固着やプレート内応力分布の現状把握の高度化を図ることが重要である。

### **不確実性を考慮した地震発生確率の計算手法の導入、地震の多様性を考慮した物理的モデルの構築**

南西諸島海溝周辺は他の海域と比べて観測点の数や配置に困難さを抱えており、震源に関する情報の信頼性は高くない。このことを踏まえると、長期評価の高度化に当たっては、上記のような調査・観測だけでなく、自然現象である地震が内包する不確実性や観測技術・期間に限りがあることによる不確実性をより反映できるような確率計算手法の導入や、地震の多様性を考慮した物理的モデルの構築等が重要である。

### **大地震の震源域となりうる領域を規定するための調査研究の推進**

本評価では、「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」と同様、南海トラフから南西諸島海溝の全域にわたるプレート間地震については、長期評価に必要な科学的知見の収集・整理が現時点では不十分と判断した。また、九州・パラオ海嶺を超えて日向灘を含む南海トラフと南西諸島海溝が連動して発生する超巨大地震や南西諸島海溝沿いの広域を震源域とする超巨大地震についても、長期評価に必要な科学的知見の収集・整理が現時点では不十分であり、本地域における最大クラスの地震がどのような地震であるかも不明である。したがって、これらの地震の長期評価については、今後、新たな知見やデータの収集・整理を図ることにより、その評価が可能と判断されるに至った時点で実施することにした。

今後の長期評価の高度化に向けて、上に挙げたような過去に発生した大地震の地震像の解明、地震・地殻変動観測から様々な時間スケールを持つ地殻活動の把握、構造探査による構造や物性の理解、地震の多様性を考慮した物理的モデルの構築等を進めることが重要である。

表 1 日向灘及び南西諸島海溝周辺で発生した主な地震のマグニチュード等

対象地震及び発生領域	地震発生日時	地震の平均発生間隔等	地震規模 <sup>注1</sup>			死傷者数 <sup>注2</sup>		最大震度 <sup>注3</sup>	津波高 <sup>注4</sup>
			M	Mt	Mw	死者・行方不明者	負傷者		
日向灘の巨大地震 <sup>注5</sup>									
日向灘のひとまわり小さい地震 <sup>注6</sup>	1662/10/31 <sup>注5</sup> 1769/ 8/29 1899/11/25 1931/11/ 2 1941/11/19 1961/ 2/27 1968/ 4/ 1 (1968年日向灘地震) 1984/ 8/ 7	1919年以降の103年間に5回発生	7.6 7.8 <sup>注7</sup> 7.1 7.1 7.2 7.0 7.5 7.1	7.7 7.2 7.0 7.3 7.6 7.5 7.7 6.9		多数 有り 0 1 2 2 1 0	多数 有り 0 29 18 7 15 9	5 5 5 5 4	2~2.5 0.2 0.3 0.6 0.5 3.1 0.1
安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震	1649/ 3/17 1686/ 1/ 4 1749/ 5/25 1854/12/26 1857/10/12 1905/ 6/ 2 (1905年の芸予地震) 2001/ 3/24 (平成13年(2001年)芸予地震)	1600年以降の422年間に7回発生	7.0 7.2 6.8 7.4 7.3 7.2 6.7			有り 有り - - 有り 11 2	- 有り - - - 177 261		6弱
九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震	1909/11/10		7.6			2	有り		
南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震	1911/ 6/15 (喜界島地震)		8.0		7.9	12	26		
南西諸島周辺のひとまわり小さい地震	1923/ 7/13 1998/ 5/ 4 2002/ 3/26 2010/ 2/27	1919年以降の103年間に4回発生	7.3 7.7 7.0 7.2	6.8 6.7	7.4 7.5 6.4 7.0	0 0 0 0	0 0 0 2	4 3 1 5弱	0.1 0.1 0.1
与那国島周辺のひとまわり小さい地震	1919/12/21 1920/ 6/ 5 1922/ 9/ 2 1924/ 7/22 1951/10/22 6:34 1951/10/22 13:28 1951/11/25 1966/ 3/13 1972/ 1/25 11:06 1972/ 1/25 12:41 1972/ 4/24 2002/ 3/31	1919年以降の103年間に12回発生	7.5 7.4 7.4 7.2 7.2 7.0 7.1 7.3 7.5 7.2 7.3 7.0		6.8 8.2 7.7 6.9 7.5 6.7 7.8 7.5 7.3 7.1 7.0 7.1	0 0 0 0 2 0 0 0	0 0 11 0 0 0	2 5 2 3 3 5 3 2 1 3	痕跡 0.1
南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震	1947/ 9/27 1958/ 3/11 1959/ 4/27	1919年以降の103年間に3回発生	7.4 7.2 7.5		7.2 6.9	5 2	- 4	5 5 4	
1771年八重山地震津波タイプ	1771/ 4/24 (八重山地震津波)		7.4	8.5		12,000	多数		30

注1：Mの欄は、気象庁震源カタログ（1919年以降）、宇佐美・他（2013）及び宇津（1999）の表（1919年より前）に記述されたMを採用することとした。1884年以前のMの値は近代観測が行われる前のもの

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）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（1982, 1985）の表による。」としている。

Mtは津波マグニチュード（阿部, 1988, 1999, 2003）による。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、津波マグニチュードは、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。

Mwはモーメントマグニチュードである。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。この欄にはISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue version 8.0（1904-2017）（Bondar et al., 2015; Di Giacomo et al., 2015, 2018; International Seismological Centre, 2021; Storchak et al., 2013, 2015）を採用した。

注2：死傷者の欄は宇佐美・他（2013）、宇津（1999）、消防庁の資料による国内の総計である。表中「-」は記録がないことを指しゼロとは限らない。

注3：震度は気象庁による国内の最大値である。1919年以降に発生した地震のみ記載した。また、1996年9月以降、震度5は震度5弱と5強に、震度6は震度6弱と6強に分けられる。

注4：津波高は渡辺（1998）及び気象庁の地震月報（1999年以降）に記載された国内における最大の値を記した。単位はmで、小数点2位を四捨五入している。最大全振幅記録であった場合は、値を1/2にして計算している。空欄は不明または記録なし。津波高については、波高、痕跡高、浸水高など測定方法が様々で、手法によって同じ津波・地区でも高さが大きく異なる。また、推定値であるものもあり、地形によって局所的に大きくなることもあるため、値は必ずしも最大とは限らず、そのほかの記録に比べて不確実性が大きい。

注5：羽鳥（1985）は1662年10月31日の地震に伴う津波が日向灘で発生した最大級の津波であると述べている。また、Ioki et al.（2020）は、この地震に伴う津波は、本評価で日向灘のひとまわり小さい地震として評価した他のM7クラスの地震に伴う津波と比べて大きかったとしている。このことから、この地震は日向灘の巨大地震であった可能性がある。

注6：日向灘では1498年7月9日に地震があったという歴史記録があり、宇佐美（2003）、宇佐美・他（2013）は、この地震について、信憑性が落ちるとしつつも「九州軍記」の記述に基づいてM7.0～7.5の地震であったとしている。一方、原田・他（2017）は「九州軍記」の記述の信憑性を検討し、「九州軍記」の記述のみを根拠としてこの地震が存在したとすることについて否定的な見解を示している。そのため、本評価では日向灘のひとまわり小さい地震には分類しなかった。

注7：1769年8月29日の地震について、松浦・他（2003）は、翌々日の大風雨洪水のために地震に伴う被害を過大に見積もっている可能性があり、震度分布からM7.2程度の地震であったと推定している。また、神田・武村（2013）は震度分布からM7.4と推定している。



表 2-1 日向灘の巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。	過去の南海トラフ沿いの地震活動及び当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	上盤側（陸側）のプレートとフィリピン海プレートの境界面または沈み込んだフィリピン海プレートの内部。 前者の場合は低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは0-約60 km。具体的な地域は特定できない。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き（上盤側のプレートとフィリピン海プレートの境界面で発生した場合）	約N122° E （上盤側（陸側）のプレートのフィリピン海プレートに対するずれの向き）	フィリピン海プレートの上盤側（陸側）のプレートに対する相対運動方向（DeMets et al., 2010）から推定した。
(5)発生間隔等	発生頻度 不明	1600年以降に当該領域内のみを震源域とする巨大地震が発生したことは知られていないため。ただし、1662年に発生した地震（M7.6）は巨大地震であった可能性がある。

表 2-2 日向灘のひとまわり小さい地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。	過去の南海トラフ沿いの地震活動及び当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	上盤側（陸側）のプレートとフィリピン海プレートの境界面または沈み込んだフィリピン海プレートの内部。 前者の場合は低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは0-約60 km。具体的な地域は特定できない。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き（上盤側のプレートとフィリピン海プレートの境界面で発生した場合）	約N122° E （上盤側（陸側）のプレートのフィリピン海プレートに対するずれの向き）	フィリピン海プレートの上盤側（陸側）のプレートに対する相対運動方向（DeMets et al., 2010）から推定した。
(5)発生間隔等	発生頻度 20.6年に1回	1919年以降の103年間にM7.0~7.5程度の地震が5回発生したため。

表 2-3 安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	沈み込んだフィリピン海プレートの内部。おおむね東西方向に張力軸を持つ正断層型。	
(3)震源域	深さは約30-120km。具体的な地域は特定できない。	
(4)発生間隔等	発生頻度 60.3年に1回	1600年以降の422年間にM6.7～7.4程度の被害地震が7回発生したため。

表 2-4 九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	沈み込んだフィリピン海プレートの内部。	
(3)震源域	深さは約40-150km。具体的な地域は特定できない。	
(4)発生間隔等	発生頻度 不明	1600年以降にM7.0～7.5程度の被害地震が1回しか発生しておらず、発生頻度を推定できないことによる。

表 2-5 南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。	領域内で発生した1911年喜界島地震と同様の規模の地震が、南西諸島周辺及び与那国島周辺の領域内のどこでも発生する可能性があると考えた。
(2)震源域の形態	<ul style="list-style-type: none"> <li>・上盤側（陸側）のプレートとフィリピン海プレートの境界面</li> <li>・沈み込んだフィリピン海プレートの内部</li> <li>・海溝軸外側のフィリピン海プレート内部</li> </ul> のいずれか。 上盤側（陸側）のプレートとフィリピン海プレートの境界面で発生した場合は低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは南西諸島周辺で0-約80 km、与那国島周辺で0-約100 km。具体的な地域は特定できない。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き（上盤側のプレートとフィリピン海プレートの境界面で発生した場合）	約N119~122° E （上盤側（陸側）のプレートのフィリピン海プレートに対するずれの向き）  なお、沖縄トラフの拡大運動を考慮した場合のずれの向きは約N123~130° E	フィリピン海プレートの上盤側（陸側）のプレートに対する相対運動方向（DeMets et al., 2010）から推定した。  沖縄トラフの拡大運動はArgus et al. (2011) から推定した。
(5)発生間隔等	発生頻度 不明	広大な領域の中で、1600年以降の422年間に発生したM8程度の被害地震が1回しか知られておらず、発生頻度を推定できないことによる。

表 2-6 南西諸島周辺のひとまわり小さい地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項 目	特 性	根 拠
(1) 地震の発生領域の目安  (2) 震源域の形態  (3) 震源域	<p>図 1 の当該領域。</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 上盤側（陸側）のプレートとフィリピン海プレートの境界面</li> <li>・ 沈み込んだフィリピン海プレートの内部</li> <li>・ 海溝軸外側のフィリピン海プレート内部</li> </ul> <p>のいずれか。 上盤側（陸側）のプレートとフィリピン海プレートの境界面で発生した場合は低角逆断層型。</p> <p>深さは0～約80 km。具体的な地域は特定できない。</p>	<p>過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。</p>
(4) 震源断層面における平均的なずれの向き（上盤側のプレートとフィリピン海プレートの境界面で発生した場合）	<p>約N119～122° E （上盤側（陸側）のプレートのフィリピン海プレートに対するずれの向き）</p> <p>なお、沖縄トラフの拡大運動を考慮した場合のずれの向きは約N123～129° E</p>	<p>フィリピン海プレートの上盤側（陸側）のプレートに対する相対運動方向（DeMets et al., 2010）から推定した。</p> <p>沖縄トラフの拡大運動はArgus et al. (2011) から推定した。</p>
(5) 発生間隔等	<p>発生頻度 25.8年に1回（参考値）</p>	<p>1919年以降の103年間にM7.0～7.5程度の地震が4回発生したが、広大な領域設定となっており、領域内での地震の発生頻度は当該領域内に散在する島嶼近傍において被害を及ぼしうる地震の発生頻度と大きく異なると考えられることから参考値とした。</p>

表 2-7 与那国島周辺のひとつまわり小さい地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	<ul style="list-style-type: none"> <li>・上盤側（陸側）のプレートとフィリピン海プレートの境界面</li> <li>・沈み込んだフィリピン海プレートの内部</li> <li>・海溝軸外側のフィリピン海プレート内部</li> </ul> のいずれか。複数の地震が続発することもある。 上盤側（陸側）のプレートとフィリピン海プレートの境界面で発生した場合は低角逆断層型。	
(3)震源域	深さは0-約100 km。具体的な地域は特定できない。	
(4)震源断層面における平均的なずれの向き（上盤側のプレートとフィリピン海プレートの境界面で発生した場合）	約N121° E （上盤側（陸側）のプレートのフィリピン海プレートに対するずれの向き）  なお、沖縄トラフの拡大運動を考慮した場合のずれの向きは約N130° E	フィリピン海プレートの上盤側（陸側）のプレートに対する相対運動方向（DeMets et al., 2010）から推定した。  沖縄トラフの拡大運動はArgus et al. (2011) から推定した。
(5)発生間隔等	発生頻度 8.6年に1回	1919年以降の103年間にM7.0~7.5程度の地震が12回発生したため。

表 2-8 南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生領域の目安	図 1 の当該領域。	過去の当該地域の地震活動を参考にして判断した。
(2)震源域の形態	沈み込んだフィリピン海プレートの内部。	
(3)震源域	深さは約60-150 km。具体的な地域は特定できない。	
(4)発生間隔等	発生頻度 34.3年に1回	1919年以降の103年間にM7.0~7.5程度の地震が3回発生したため。

表3-1 次の日向灘の巨大地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1,2</sup>	備考
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	不明 不明 不明 不明 不明	1600年以降、日向灘のみを震源域とする巨大地震が発生したことは知られていない。ただし、領域内で発生した1662年の地震（M7.6）は巨大地震であった可能性がある。
次の地震の規模	M8程度 <sup>注3</sup>	具体的な規模は推定できないが、日向灘のひとまわり小さい地震として評価した地震よりも大きい可能性があるとして、将来の地震の規模をM8程度とした。

表3-2 次の日向灘のひとまわり小さい地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1,2</sup>	備考
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	40%程度 60%程度 80%程度 90%程度 90%程度	1919年以降の103年間にM7.0以上の地震が5回発生したため、発生頻度を20.6年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。
次の地震の規模	M7.0～7.5程度 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

表3-3 次の安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1,2</sup>	備考
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	20%程度 30%程度 40%程度 50%程度 60%程度	1600年以降の422年間にM6.7以上の被害地震が7回発生したため、発生頻度を60.3年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。
次の地震の規模	M6.7～M7.4程度 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

表3-4 次の九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1,2</sup>	備考
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	不明 不明 不明 不明 不明	1600年以降の422年間にM7.6の地震が1回発生した。この期間にM7.0以上の被害地震が1回しか発生していないため、発生頻度を推定できず、発生確率を不明とした。
次の地震の規模	M7.0～7.5程度 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

表3-5 次の南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1,2</sup>	備考
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	不明 不明 不明 不明 不明	1600年以降の422年間にM8.0の地震が1回発生した。M8程度の被害地震が1回しか発生していないため、発生頻度を推定できないことから、発生確率を不明とした。なお、当該領域については評価対象領域としてさらに細分化するだけの科学的知見がないため広大な領域設定となっている。仮に当該領域内における地震の発生確率を算出したとしても、当該領域内に散在する島嶼近傍において発生し被害を及ぼしうる地震の発生確率と大きく異なると考えられる。
次の地震の規模	M8.0程度 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

表3-6 次の南西諸島周辺のひとまわり小さい地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1,2</sup>	備考
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	不明 不明 不明 不明 不明	1919年以降の103年間にM7.0以上の地震が4回発生した。ただし、地震活動等の知見に基づいた領域の細分化が困難であることから広大な領域設定となっており、領域内での地震の発生確率は、当該領域内に散在する島嶼近傍において発生し被害を及ぼしうる地震の発生確率と大きく異なると考えられることから発生確率を不明とした。
次の地震の規模	M7.0～7.5程度 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

表3-7 次の与那国島周辺のひとまわり小さい地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1,2</sup>	備考
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	70%程度 90%程度 90%程度以上 90%程度以上 90%程度以上	1919年以降の103年間にM7.0以上の地震が12回発生したため、発生頻度を8.6年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。ただし、それらの地震の中には上盤側（陸側）のプレート内の地震も含まれている可能性があり、地震発生確率が高めに見積もられている可能性がある。
次の地震の規模	M7.0～7.5程度 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。複数の地震が続発することもある。

表3-8 次の南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 <sup>注1,2</sup>	備考
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	30%程度 40%程度 60%程度 70%程度 80%程度	1919年以降の103年間にM7.0以上の地震が3回発生したため、発生頻度を34.3年に1回とし、ポアソン過程を用いて発生確率を算出した。
次の地震の規模	M7.0～7.5程度 <sup>注3</sup>	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。

注1：ポアソン過程を用いているため、評価時点がどの時点でも確率は変化しない。

注2：地震発生確率は計算結果を丸め、表記する際は以下の規程を適用する。

<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」

注 3 : 海溝型地震の長期評価では、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ている。



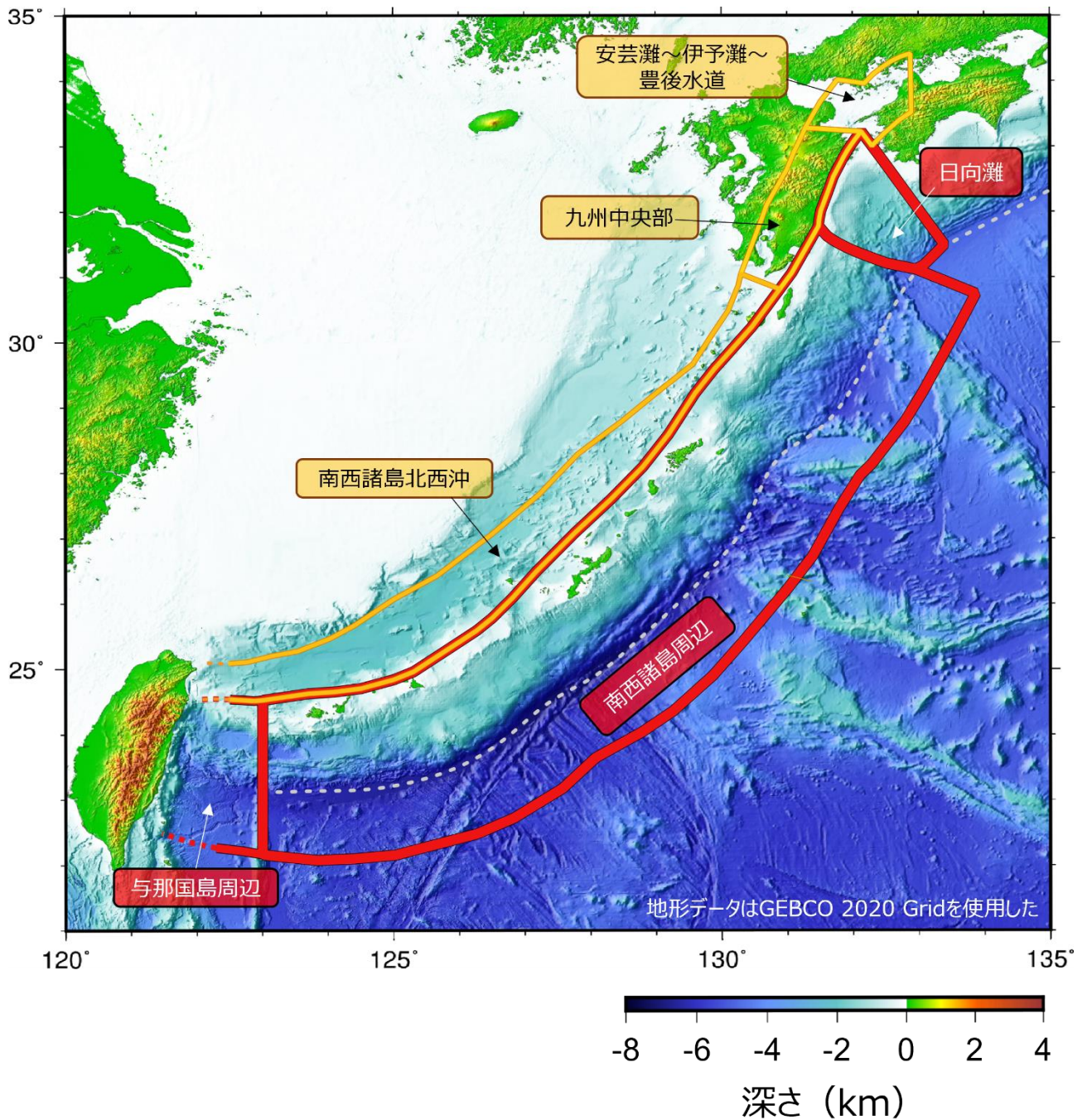


図1 評価対象領域

赤枠の領域ではプレート間地震及びプレート内地震を区別せずに評価。黄枠の領域では沈み込んだプレート内のやや深い地震を評価。白色の破線はIwasaki et al. (2015) による海溝軸。地形はGEBCO Compilation Group (2020) による。

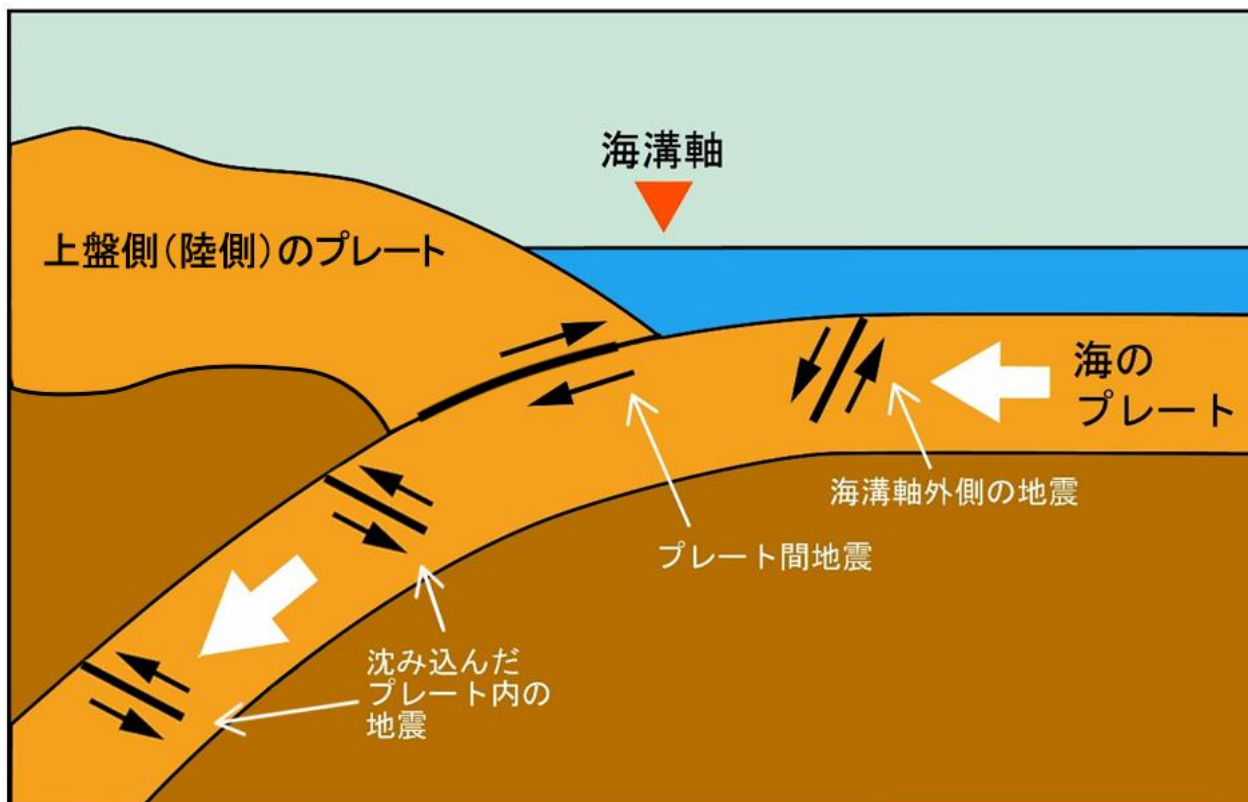


図2 地震の発生様式（タイプ）の模式図

黒矢印は断層運動の方向の例で、地震のメカニズムによって方向は変わる。白矢印はプレートの沈み込む方向を示す。なお、上盤側（陸側）のプレートの内部が破壊されることによって発生する地震もある。

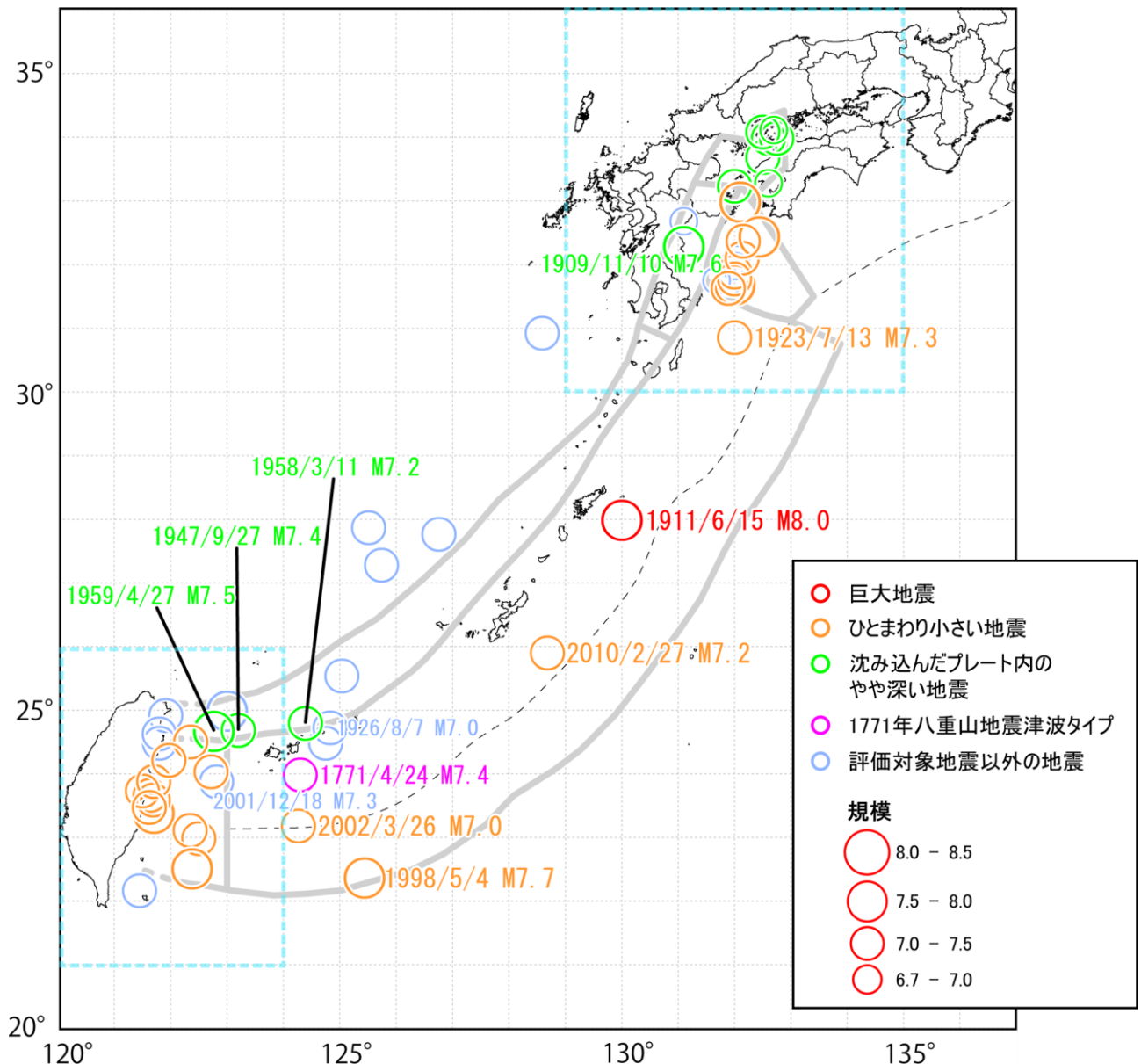


図3-1 日向灘及び南西諸島海溝周辺で発生した地震の震央分布  
 日向灘周辺はM6.7以上、それ以外の地域はM7.0以上を描画。震央と規模については、1919年より前は宇佐美・他(2013)、宇津(1999)、1919年以降は気象庁震源カタログによる。図中の点線は図3-2、3-3の描画範囲。



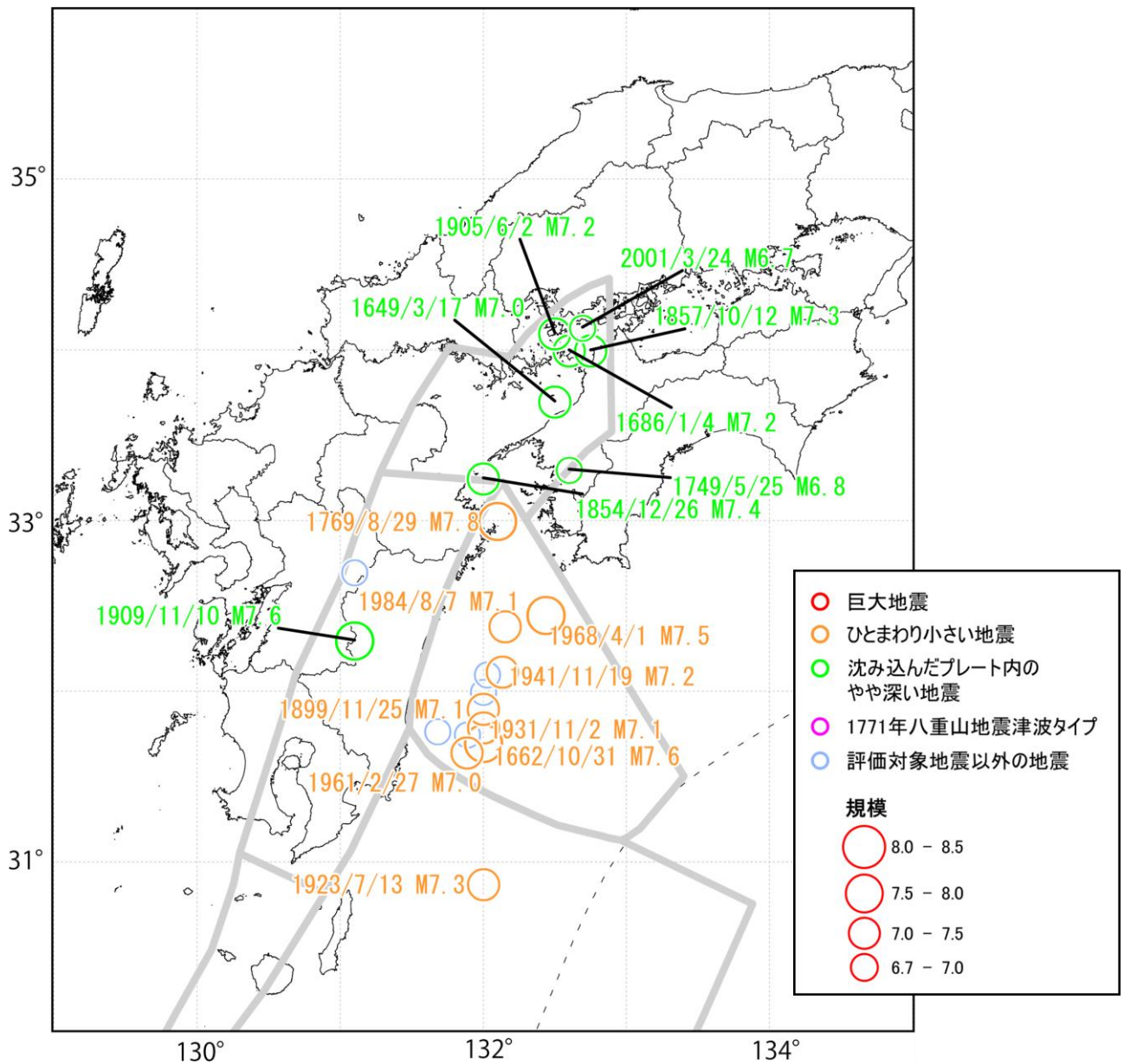


図3-2 日向灘周辺で発生した地震の震央分布  
M6.7以上を描画。震央と規模については、1919年より前は宇佐美・他(2013)、宇津(1999)、1919年以降は気象庁震源カタログによる。

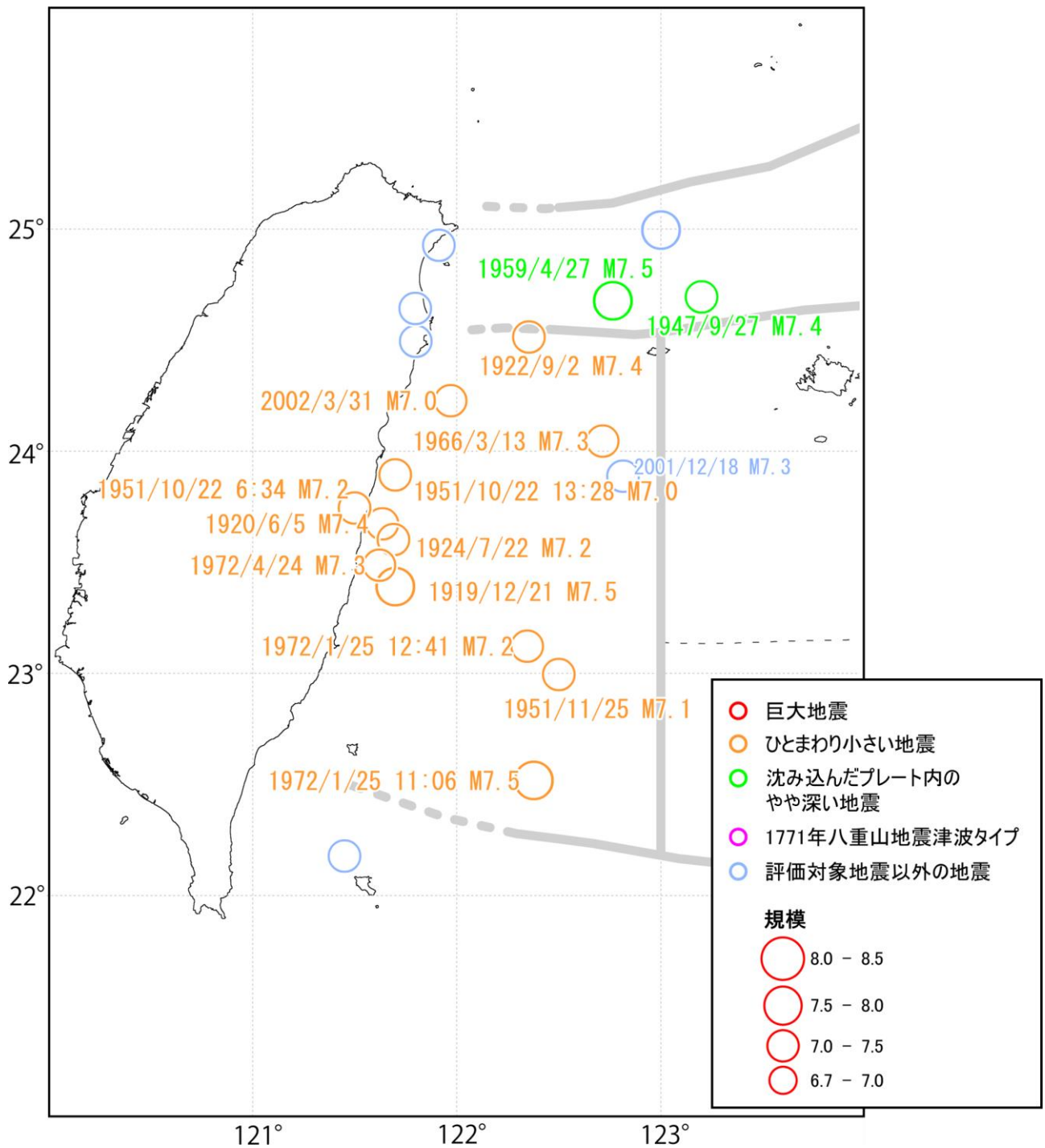


図3-3 与那国島周辺で発生した地震の震央分布  
M7.0以上を描画。震央と規模については気象庁震源カタログによる。

## 日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価（第二版）

### 説明

1	日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動に関するこれまでの主な調査研究.....	27
2	地形と構造.....	28
2-1	地形.....	28
2-2	プレート形状.....	28
3	地震活動・地殻変動.....	30
3-1	過去の大地震について.....	30
3-1-1	歴史記録のある地震.....	30
3-1-2	地形・地質学的手法により推定される地震.....	36
3-2	近年の地震活動等.....	38
3-2-1	地震活動の現状.....	38
3-2-2	地殻変動の現状.....	38
3-2-3	プレート運動との整合性.....	38
4	日向灘周辺の地震活動の長期評価の説明.....	41
4-1	評価対象領域.....	41
4-2	地震の発生位置及び震源域の形態.....	42
4-3	将来発生する地震について.....	43
4-4	多様な確率計算手法の試算.....	44
5	南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価の説明.....	46
5-1	評価対象領域.....	46
5-2	地震の発生位置及び震源域の形態.....	47
5-3	将来発生する地震について.....	48
5-4	多様な確率計算手法の試算.....	51
	引用文献.....	55

## 1 日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動に関するこれまでの主な調査研究

日向灘及び南西諸島海溝周辺の歴史地震に関わる調査研究としては、原田・他 (2017)、地震調査委員会 (1999, 2009)、角田・後藤 (2002)、宇佐美 (2003)、宇佐美・他 (2013)、宇津 (1979, 1982, 1999)、宇津・他 (1987)、渡辺 (1998) 等がある。それらの津波波源域はHatori (1969)、羽鳥 (1971, 1985, 1987, 1988, 1998) 等が研究しており、津波の定量的な規模は阿部 (1988, 1999, 2003) 等が取りまとめている。1662年に日向灘で発生した地震の震源域については松浦・他 (2003) 等が、津波の波源域については羽鳥 (1985)、Ioki et al. (2020) 等がある。過去の地震の震源再決定を行った研究として、1911年喜界島地震については後藤 (2013) 等、1920年に台湾付近で発生した地震についてはTheunissen et al. (2010) 等がある。

日向灘及び南西諸島海溝周辺では津波堆積物に関する調査研究が進められており、日向灘周辺では市原・他 (2015)、鎌滝・他 (2013)、Yamada et al. (2019) 等が、南西諸島海溝周辺ではGoto et al.

(2010a, b, 2013)、加藤・木村 (1983)、河名・中田 (1994)、牧野 (1968) 等がある。特に、大きな被害を伴った1771年八重山地震津波に関しては、サンゴ質津波堆積物を用いて遡上高、波源域及び同様な津波の繰り返しについて見積もったAraoka et al. (2013)、加藤 (1987)、河名・中田 (1994) 等、砂質堆積物に基づく津波の繰り返し時期を推定したAndo et al. (2018) 等がある。1771年八重山地震津波の波源や原因についても数多くの研究がなされており、Arai et al. (2016)、Hsu et al. (2013)、今村・他 (2001)、Imamura et al. (2008)、Miyazawa et al. (2012)、Nakamura (2009)、Okamura et al. (2018) 等がある。

フィリピン海プレートの沈み込みに伴う日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動や地殻変動に関する調査研究は以下のとおり。地震の発震機構解から当該領域の応力場を研究した例としては、Kao and Chen (1991)、Kubo and Fukuyama (2003)、Shiono (1977)、Shiono et al. (1980)、Terakawa and Matsu'ura (2010) 等がある。バックスリップモデルの調査研究としては、Kimura et al. (2019)、Nishimura and Hashimoto (2006)、Nishimura et al. (2018)、Tadokoro et al. (2018)、渡部・田部井 (2004)、Wallace et al. (2009)、Yagi and Kikuchi (2003)、Yokota et al. (2016) 等がある。プレート相対運動に関する研究としては、Argus et al. (2011)、DeMets et al. (2010)、Miyazaki and Heki (2001)、Sella et al. (2002)、Seno et al. (1993)、Wei and Seno (1998) 等がある。Nishimura (2014) などスロースリップを含むスロー地震に関する調査研究は数多く、日向灘周辺ではAsano et al. (2015)、Hirose et al. (2010)、Ozawa (2017)、Takagi et al. (2019)、Uchida et al. (2020)、Yamashita et al. (2015, 2021)、Yarai and Ozawa (2013)、Yoshioka et al. (2015) 等が、南西諸島海溝周辺ではAndo et al. (2012)、Arai et al. (2016)、浅野・他 (2015)、Heki and Kataoka (2008)、Nakamura (2017)、Nakamura and Sunagawa (2015)、Tu and Heki (2017) 等がある。また、繰り返し地震に基づくすべり速度推定に関する調査研究としてIgarashi (2010)、八木原 (2019) 等がある。

日向灘及び南西諸島海溝周辺の沈み込むフィリピン海プレートの形状については、海域構造探査によるArai et al. (2016, 2017)、Kodaira et al. (1996) 等や自然地震解析によるAbe et al. (2013)、弘瀬・他 (2007)、松崎・他 (2003)、三好・石橋 (2004)、Shiomi et al. (2008)、Yamamoto et al.

(2018, 2020) 等がある。日向灘から南西諸島海溝周辺にかけて連続的にフィリピン海プレートの形状をモデル化したものとして、Hayes et al. (2018)、Iwasaki et al. (2015)、文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構 (2020b) 等がある。

## 2 地形と構造

### 2-1 地形

図2-1は日向灘及び南西諸島海溝周辺の海底地形である。

日向灘には前弧海盆である日向海盆がトラフ軸に沿った方向に100~150km程度の広がりを持って発達しており、南西側は都井岬（宮崎県）、北東側は足摺岬（高知県）といった海岸線の張り出しによって分断されている（例えば、芦・他，1999；栗田・杉山，1989；杉山，1990）。日向海盆は水深1,500~2,000mの海底で、陸側には南北に連なる陸棚斜面が広がり（中田・他，2012）、海溝側は下部大陸斜面の付加体と外縁隆起帯によって境される。

南西諸島海溝は九州・パラオ海嶺によって南海トラフと区切られ（茂木，1970）、台湾付近まで延びる約1,400kmの海溝である。大陸側の南西諸島と共に典型的な島弧-海溝系を形成し、背弧側では沖縄トラフが現在も拡大を続けている。島弧はトカラ海底谷、慶良間海裂、宮古鞍部、石垣鞍部等の地形的な鞍部によって、いくつかの諸島に分かれる。海溝軸より外洋側のフィリピン海プレート上の海底地形は北部と南部で大きく異なり、北部では奄美海台や大東海嶺といった地形的な高まりが見られる一方で、南部では比較的平坦な深海底面の中で、沖縄・ルソン断裂帯が北東-南西走向に分布する。沖縄トラフの水深は北部では600~800mだが、南に向かって深くなり2,000m以深に達する。トラフ中・南部は、トラフ中軸部に見られる中央地溝帯とその裂け目に貫入する岩体により特徴づけられる（井上，2007）。

日向灘及び南西諸島海溝周辺の沿岸及び海底に分布する断層については、中田・他（2012）や岡村（1990）のほか、「海域における断層情報総合評価プロジェクト」（文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構，2016など）等の諸成果がある。図2-2、3参照。

### 2-2 プレート形状

沈み込んだフィリピン海プレートの形状について、前回の評価では、日向灘近傍において微小地震の分布をもとに形状を推定した後藤・他（2001）及び植平・他（2001）、海底地下構造探査から形状を推定した市川（1997）を参考にプレート形状モデルを設定した。一方で、フィリピン海プレートの沈み込み角が急変し、プレート形状に未解明な部分が多い安芸灘~豊後水道と、震源決定精度が高くないために精度よくプレート形状を推定することが困難である南西諸島海溝周辺の両海域では、当時の研究成果のいくつかを紹介するにとどめていた。本項では、両海域を含め、日向灘及び南西諸島海溝周辺における前回の評価以降のプレート形状に関する研究成果を紹介する。

日向灘周辺から南西諸島海溝周辺にかけては、震源分布に基づいて構築された沈み込み帯のプレート形状モデルの既存研究（Hayes et al., 2018；Iwasaki et al., 2015；Lindquist et al., 2004など）がある。また、「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」（文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構，2020b）では、地震発生帯のプレート固着・すべりの現状把握と推移予測の高度化に資するため、これまでに実施された多数の海域地震構造探査研究や海域地震観測研究などの成果を統合し地下構造モデルに反映することで、南海トラフ全域の三次元地下構造モデルを刷新した（Nakanishi et al., 2018）。特にプレート形状については、南西諸島海溝周辺で新たに実施した海域地震構造探査・観測研究の成果（Arai et al., 2016, 2017；Yamamoto et al., 2018, 2020）も加えることで、南海トラフから南西諸島海溝周辺までの広範囲をカバーするモデルを構築した（図2-4、図2-5-1~2-5-4）。日向灘周辺から南西諸島海溝周辺の広範囲をカバーし、かつ高解像度で信頼性も高いと考えられることから、このモデルが現時点で本評価に最も適したプレート形状モデルであると考えられる。ただし、南西諸島の中部域周辺では調査研究が相対的に不足している。この海域では、一部の既存の研究成果（Kodaira et al., 1996）を加えてプレート形状モデルを構築しているものの、多数の海域構造探査研究や地震観測研究の成果を直接取り込んでプレート形状モデルを高度化した南海トラフから日向灘にかけての海域に比べると調査研究が不足している。このように、空間分解能や信頼性には場所によってばらつきがある点には留意が必要である。

フィリピン海プレートには九州・パラオ海嶺や奄美海台のような地形上の顕著な不均質があり、これらが沈み込んでいる日向灘や奄美大島周辺ではプレート形状の不均質性が強いが（Arai et al., 2017；Nakanishi et al., 2018；Yamamoto et al., 2013）、日向灘と奄美海域に挟まれたトカラ・種子島周辺ではプレート形状は相対的に滑らかで起伏に乏しい（Yamamoto et al., 2020）。他方、宮古・八重山海域では、沈み込む前の海洋プレート上には顕著な海山などが見られないにもかかわらず、プレート形状には海山を示唆する大きな起伏が確認される（Yamamoto et al., 2018）。このように、南西諸島下に沈み込むプレート形状は、沈み込む前の海洋プレート表層の地形だけからは把握できない不均質性を示すことも明らかになっている。



一方、陸域下に沈み込むプレート形状の調査には、基盤的地震観測網整備以降、震源分布(松崎・他, 2003; 三好・石橋, 2004)や地震波速度トモグラフィ解析(弘瀬・他, 2007)、プレート境界面での変換波解析(Abe et al., 2013; Shiomi et al., 2008)等、自然地震を用いた解析が多数実施されており、いずれの結果も次のような特徴を示している。安芸灘海域は四国下に存在するフィリピン海プレートの深部延長として低角に北西方向に沈み込んでおり、その上面は深さ40km程度に位置する。その西部から南西部の伊予灘や豊後水道海域においては、プレートの沈み込み方向が西北西方向に大きく変化するとともに、沈み込む角度も高角に転じる。変換波解析や速度構造解析を踏まえると、これらの地域の微小地震活動はプレート内で発生している。平成13年(2001年)芸予地震は、プレートの沈み込み方向が変化する場所付近で発生したプレート内地震である。九州陸域では、ほぼ海岸線に平行な等深線となり、海岸付近でのプレート上面の深さは40km程度である。九州南東沖には、北西-南東方向に延びる九州・パラオ海嶺があり、フィリピン海プレートとともに九州下に沈み込んでいる。Yamamoto et al. (2013)は、海陸の観測データを用いたトモグラフィ解析により、九州・パラオ海嶺が北西-南東方向に延びるプレート内の低速度異常として存在するとともに、日向灘の北部や南海トラフで発生した地震のすべり域がこの低速度異常域にまで及んでいないことを示した。

### 3 地震活動・地殻変動

#### 3-1 過去の大地震について

##### 3-1-1 歴史記録のある地震

日向灘で発生した過去の地震に関して、16世紀以前の地震については、資料の不足から地震が見落とされている可能性があるため、17世紀以降の地震について整理した。ただし、日向灘で発生するひとまわり小さい地震に関しては、必ずしも顕著な被害を伴わないため、気象庁震源カタログが整備されている1919年より前の地震については見落としの可能性はある。

他方、南西諸島海溝周辺で発生する地震に関しては、発生場所によっては顕著な被害を伴わないため、気象庁震源カタログが整備されている1919年より前の地震を見落とししている可能性が大きい。そのため、1919年以降の地震を整理することとし、顕著な被害が報告されている1771年4月24日（八重山地震津波）及び1911年6月15日の地震（喜界島地震）を別途取り扱った。

地震の同定に当たっては、阿部（1999）、地震調査委員会（1999, 2004, 2009）、宇佐美（2003）、宇佐美・他（2013）、宇津（1979, 1999）、渡辺（1998）等の記述を参考にした。震源データに関しては、ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue Version 8.0 (1904-2017) (Bondar et al., 2015; Di Giacomo et al., 2015, 2018; International Seismological Centre, 2021; Storchak et al., 2013, 2015; 以下、ISC-GEMカタログ)、気象庁震源カタログ、宇佐美・他（2013）、宇津（1999）を引用した。また、地震のマグニチュード（M）の値については、1919年以降は気象庁震源カタログ、それより前は宇佐美・他（2013）及び宇津（1999）を採用することとした。ただし、近代観測が行われるようになった1885年より前の値は、1885年以降のものに比べ信頼性が低いと判断し、これを補う観点から、津波マグニチュード（Mt; 阿部, 1988, 1999, 2003）を併記した。また、震源の物理的な規模をよりよく反映するモーメントマグニチュード（Mw）についてはISC-GEMカタログに掲載されているものは併記した（主文表1）。なお、地震の発生場所については、気象庁震源カタログ及び宇佐美・他（2013）、宇津（1999）の震央に基づき、気象庁が地震情報で用いる震央地名で記述した。

なお、南西諸島海溝周辺で発生し、気象庁震源カタログでM7.0以上として掲載されている地震の中には、気象庁以外の機関が決定した震源や、震源決定精度が良くないために参考として登録された震源（参考震源）が含まれている。これらの地震については、ISC-GEMカタログのほか、Abe（1981）、Theunissen et al.（2010）、宇佐美・他（2013）、宇津（1999）等による震源値と比較検討し、評価対象に含めるかどうかを個別に判断した。

本評価で評価対象とした震源分布を主文図3-1~3に示す。

#### 日向灘の巨大地震

日向灘のみを震源域とする巨大地震が発生したことは知られていない。ただし、1662年10月31日の地震（M7.6, Mt7.7; 日向灘のひとまわり小さい地震の項で詳述）に伴う津波は、日向灘で発生した最大級の津波であり（羽鳥, 1985）、後述する日向灘のひとまわり小さい地震に分類するような他のM7クラスの地震に伴う津波に比べて大きいことが指摘されている（Ioki et al., 2020）。

#### 日向灘のひとまわり小さい地震

17世紀以降に日向灘で発生した記録のあるM7.0以上の地震は8回知られている<sup>13</sup>。このうち、気象庁震源カタログが整備された1919年以降に発生した地震は5回である。

##### ・1662年10月31日の地震

1662年10月31日に日向灘で地震（M7.6, Mt7.7）があった。宮崎県沿岸における被害は以下のとおり。佐土原で城破損、潰家800余棟、死者多少（推定震度6）。県（現延岡市）で城の石垣破損、領内の潰家1,300余棟、死者5（推定震度5）。秋月（現高鍋）で城の石垣崩れ崩家287棟（推定震度6）。飢肥で城の石垣破れ、領内で潰家1,213棟（うち水没246棟）、死者15、山崩れ・津波あり（推定震度5~6）。別府湊（大淀河口）で破船10余隻、穀類約6,000俵潮に濡れる。日向那珂郡の沿岸7ヶ村、周囲約32kmの田畑8,500石余の地没して海となり、青島付近で約1m地盤が沈下した（渡辺, 1998; 宇佐美・他, 2013）。宮崎平野南部での堆積物分析の結果もこの地震に伴って局所的な沈降が発

<sup>13</sup> 日向灘では1498年7月9日に地震があったという歴史記録があり、宇佐美（2003）、宇佐美・他（2013）は、この地震について、信憑性が落ちるとしつつも「九州軍記」の記述に基づいてM7.0~7.5の地震であったとしている。一方、原田・他（2017）は「九州軍記」の記述の信憑性を検討し、「九州軍記」の記述のみを根拠としてこの地震が存在したとすることについて否定的な見解を示している。そのため、本評価では、この地震を日向灘のひとまわり小さい地震には分類しなかった。

生した可能性を示唆している (Niwa et al., 2020)。この地震による津波は宮崎を中心に延岡～大隅沿岸にあふれ、宮崎沿岸での津波の高さは4～5mであった (羽鳥, 1985)。津波や地震動による被害の様子から、日向灘沖合の浅いところが震源であった可能性が高い (地震調査委員会, 1999)。本評価では、この地震を日向灘のひとまわり小さい地震に分類したが、羽鳥 (1985) はこの地震に伴う津波が日向灘で発生した最大級の津波であると述べているほか、Ioki et al. (2020) は日向灘で発生した他のM7クラスの地震に伴う津波に比べ、この地震に伴って発生した津波が大きいことを指摘しており、この地震が巨大地震であった可能性もある。図3-1～3参照。

#### ・1769年8月29日の地震

1769年8月29日に豊後水道で地震 (M7.8, Mt7.2) があった。延岡城の石垣・塀崩れ、潰家64棟。高千穂で山崩れ、潰家13棟、落橋11ヶ所。府内で潰家271棟。杵築城、佐土原城、高鍋城、佐伯城破損。熊本領内でも合計で倒家115棟、崖崩れ122ヶ所、死者1。臼杵で橋大破3ヶ所、潰家531、汐入田2,666歩、水死2。これらの被害程度から国東半島杵築から延岡にかけて、及び宮崎市近傍で推定震度6、地震の規模は $M7.3/4 \pm 1/4$ と推定され (宇佐美, 2003)、津波の高さは2～2.5mであった (渡辺, 1998)。しかしながら、翌々日の大風雨洪水のために、地震に伴う被害を過大に見積もっている可能性があり、松浦・他 (2003) はM7.2程度、神田・武村 (2013) はM7.4程度と、より規模の小さい地震であったと推定している。本報告ではこれらの見解を採用し、本地震を日向灘のひとまわり小さい地震に分類した。

#### ・1899年11月25日の地震

1899年11月25日に日向灘で地震 (M7.1, Mt7.0) があった。宮崎県南部で被害が大きく、宮崎市で家屋の破損や瓦・壁土の墜落、飢肥で墙壁の崩れ、都城で石垣の崩れや家屋・土蔵の破損などがあった。また広瀬村・下田島村でも土地の亀裂などがあった。なお、12分後には同じく日向灘でM6.9の地震があったが、震央はより北側で、大分地方ではこちらの地震の方が強かった。大分では土蔵・家屋の破損、鶴崎で古い土蔵の潰2、その他屋壁の崩壊があった。また長洲町・杵築町で土蔵の破損があり、大野郡犬飼町では土蔵の破損などの小被害があった。細島の検潮儀に最大全振幅32cmの津波らしきものが記録された (宇佐美・他, 2013)。

#### ・1931年11月2日の地震

1931年11月2日に日向灘で地震 (M7.1, Mt7.3, Mw7.9) があった。宮崎県・鹿児島県・熊本県南部の広域、及び山口県南部で震度5を観測した (気象庁, 1931; 三浪・福留, 2003)。宮崎県では宮崎・都城・佐土原・生目を中心に被害が大きく、死者1名、負傷者29名、家屋全半壊14棟の他、地割れ、道路損壊、山崩れ、地滑り、橋梁破損被害が生じた。鹿児島県でも志布志で家屋全半壊12棟の被害があった (宇佐美, 2003)。宮崎市内海の沖で海震を感じた。検潮記録による津波の最大全振幅は串間6cm、宇和島7cm、土佐清水50cm、串本14cmであった (渡辺, 1998)。図3-4、5参照。

#### ・1941年11月19日の地震

1941年11月19日に日向灘で地震 (M7.2, Mt7.6, Mw8.0) があった。宮崎県宮崎市、延岡市及び熊本県人吉市で最大震度5を観測し、全体で死者2名、負傷者18名、建物全壊27棟の被害があった (渡辺, 1998; 三浪・福留, 2003)。この地震による被害は熊本県人吉市で最大であり、死者1名、負傷者5名、住家全壊6棟を伴った。延岡では石垣の破損・道路の亀裂・堤防の小破損等があり、日向市細島の検潮場で約8cm地盤が沈降、宮崎ではほとんどの家の壁に亀裂・剥落が見られた。その他、宇和島・宿毛で軽微な被害があった。他方、日向灘沿岸で津波があり、最大の波高は1m (細島・青島・宿毛) で船舶に若干の被害を生じた (宇佐美, 2003)。図3-5、6参照。

#### ・1961年2月27日の地震

1961年2月27日に日向灘で地震 (M7.0, Mt7.5, Mw7.5) があった。宮崎県南部で最大震度5を観測し、宮崎県と鹿児島県で死者2名、負傷者7名、建物全半壊18棟等の被害があった。宮崎県では中部・南部・南西部に被害があり、橋脚沈下、飛行場滑走路の亀裂等を生じた。鹿児島県では大隅半島で家屋の全半壊が多く死傷者を出した。また、地震後に小津波があり、油津では地震後1分足らずで津波がきた。波高は土佐清水50cm、細島45cm、油津34cmで被害はなかった (宇佐美, 2003)。他方、検潮記録による津波の最大全振幅は土佐清水95cm、細島75cm、油津90cmである (渡辺, 1998)。図3-5、7参照。

#### ・1968年4月1日の地震 (1968年日向灘地震)

1968年4月1日に日向灘で地震 (M7.5, Mt7.7, Mw7.5) があった。被害は高知・宮崎・愛媛・熊本・大分・鹿児島6県にわたり、負傷者57名、住家全半壊40棟等で、高知・愛媛の両県で被害が大きく、港湾施設に小被害が生じた (宇佐美・他, 2013)。宮崎県延岡と高知県宿毛で震度5を観測した。この地震により津波が発生し、床上浸水56棟、及び船沈没破損3隻の被害が生じた。津波の検潮記録が

ら得られた最大全振幅は室戸岬 124cm、土佐清水 236cm、宿毛 224cm、臼杵 135cm、蒲江 240cm、北浦 150cm、細島 132～198cm。他方、津波の実測による高さ (T. P. 上) は四国南西部で最大 3m 以上となり、津波による被害も発生した (渡辺, 1998)。なお、宇津 (1999) には死者も 1 名記録されている。同地震は、Kao and Chen (1991) ではプレート間地震に分類されている。図 3-5、8、9 参照。

#### ・1984 年 8 月 7 日の地震

1984 年 8 月 7 日に日向灘で地震 (M7.1, Mt6.9, Mw6.9) があつた。この地震による被害は負傷者 9 名、建物の一部損壊 29 棟、道路損壊 3 箇所、崖崩れ 12 箇所等であつた (宇佐美, 2003)。大分県から宮崎県にかけての沿岸部、及び宇和島・熊本で震度 4 を観測し、検潮記録による津波の最大全振幅は延岡・土佐清水で 28cm、室戸岬で 20cm を観測した (渡辺, 1998)。なお、同地震は、Kao and Chen (1991) ではプレート間地震に分類されているが、発震機構の張力軸の傾きがフィリピン海プレートの沈み込み方向に沿っていることや、余震域が小さいことから、プレート内地震である可能性がある。図 3-5、10 参照。

### 安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震

#### ・1649 年 3 月 17 日の地震

1649 年 3 月 17 日に伊予灘で地震 (M7.0) があつた。有感地点は東は京都、西は佐賀まで及び、推定震度は松山・宇和島で 5～6、広島で 5 である。松山城、宇和島城で石垣・塀が崩れ、広島にて家屋破損を生じた (宇佐美, 2003)。また、死者を伴った (宇津, 1999)。

#### ・1686 年 1 月 4 日の地震

1686 年 1 月 4 日に安芸灘で地震 (M7.2) があつた。多久 (現佐賀県) から諏訪にかけて有感であり、三原・松山で震度 5～6、萩で震度 5 と推定される。広島県中部で被害が大きく、死者 2 名、家屋倒壊 147 棟を伴った。宮島・萩・岩国・松山で建築物に被害を生じ、道後温泉では泥湯が湧出した (宇佐美, 2003 ; 宇佐美・他, 2013)。

#### ・1749 年 5 月 25 日の地震

1749 年 5 月 25 日に愛媛県南予で地震 (M6.8) があつた。土佐・広島・岩国・佐賀・延岡で強く感じたほか、鳥取や諫早などで有感であつた。宇和島城がところどころ破損し、矢倉も大破した。大洲で矢倉の石垣が痛んだ。吉田で家破損。大分で千石橋破損。1968 年 8 月 6 日に発生した M6.6 の地震に似ている (宇佐美・他, 2013)。なお、前回の評価では評価対象領域外で発生した地震であつたために評価しなかったが、今回の評価で評価対象領域を見直したこと及び宇佐美・他 (2013) によって震央の見直しがあつたことにより、本評価では評価対象になったものである。

#### ・1854 年 12 月 26 日の地震

1854 年 12 月 26 日に豊後水道で地震 (M7.4) があつた。大分県の府内・臼杵、及び愛媛県八幡浜近傍で推定震度 6 である。被害は 2 日前の安政南海地震 (M8.4) によるものと分離ができないが、愛媛県伊予大洲・吉田、大分県鶴崎、及び福岡県小倉で潰家があつた (宇佐美, 2003)。

#### ・1857 年 10 月 12 日の地震

1857 年 10 月 12 日に安芸灘で地震 (M7.3) があつた。広島県南部、愛媛県の西条から宇和島にかけて、及び山口県柳井での推定震度は 5 である。今治では城内破損、郷町で潰家 3 棟、死者 1 名を伴い、郡中で死者 4 名を伴った (宇佐美, 2003 ; 宇佐美・他, 2013)。

#### ・1905 年 6 月 2 日の地震 (1905 年の芸予地震)

1905 年 6 月 2 日に安芸灘で地震 (M7.2) があつた。広島市・呉市・松山市の付近で最大震度 5～6 を観測し、死者 11 名、負傷者 177 名を伴った (宇津, 1989, 1999)。広島市では埋立地で被害が大きく、家屋等の倒潰で死者 4 名、負傷者 70 名、家屋全壊 36 棟を伴った。呉市では死者 6 名、負傷者 86 名、家屋全壊 5 棟を伴った。愛媛県でも被害が大きく、松山市ほか 5 郡で負傷者 17 名、家屋全壊 8 棟を伴った。この地震では本震より半年以内に M6 程度の余震が 3 回発生している (宇佐美, 2003)。図 3-11 参照。

#### ・2001 年 3 月 24 日の地震 (平成 13 年 (2001 年) 芸予地震)

2001 年 3 月 24 日に安芸灘で地震 (M6.7, Mw6.8) があつた。広島県南部の一部の地域で最大震度 6 弱を観測し、死者 2 名、負傷者 261 名、住家全壊 48 棟、半壊 274 棟を伴った。文教施設の被害が多く、今治市ではマンション 1 階のピロティが圧壊した (宇佐美, 2003)。余震発生域は、おおむね南北に 20km 余りにわたっており、深さは 40km から 50km に分布していること等から、西に向けて引っ張られ、かつ曲げられたフィリピン海プレート内部が破壊して起こった地震であると考えられる (地震調査委員会, 2001b)。図 3-12、13 参照。

## 九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震

### ・1909年11月10日の地震

1909年11月10日に宮崎県北部山沿いで地震 (M7.6) があった。有感範囲が広く、最大震度5の地域が九州、四国、及び中国地方の広範囲にわたり、各地で落石、家屋破損等の被害を伴っているが、津波は観測されていない (宇津, 1979)。死者は2名であった (宇津, 1999)。宮崎県、高知県、愛媛県で各々負傷者数名 (宇佐美, 2003)。図3-14参照。

## 南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震

### ・1911年6月15日の地震 (喜界島地震)

1911年6月15日に奄美大島近海で地震 (M8.0, Mw7.9) があった。奄美大島や喜界島では震度6、沖縄島でも震度5の揺れがあったと推定される。有感範囲は非常に広く、近畿地方でも震度2~3とされている (地震調査委員会, 1999)。喜界島では、全島の家屋2,500棟のうち401棟が全壊し、死者1名を伴ったほか、奄美大島では家屋全壊11棟、徳之島では崖崩れに伴う死者5名などの被害があった (都司, 1997)。震源から300kmほど隔たった沖縄島南部でも、598ヶ所に上る石垣が崩壊して、死者1名と負傷者11名を伴った (地震調査委員会, 1999)。他方、津波については、奄美大島で多数の家屋が浸水し、大島北海岸では海水異常があったという記載があるほか、喜界島赤連の市街に浸水した津波が、中心街を越えて丘のふもとまで達したという伝承があり (都司, 1997)、最大波高は10mと推定されている (後藤・岩本, 2018)。人的被害は合計死者12名、負傷者26名である。この地震は、奄美で津波が大きかったものの、有感の範囲が広いことや、世界の観測網の資料 (Gutenberg-Richter, 1954) からは震源の深さが140km程度と見積もられていることから、沈み込んだプレート内のやや深い地震とする考え方があり (宇津, 1979, 1999)、前回の評価ではこの地震を「九州から南西諸島周辺のやや深発地震」に分類していた。一方、宇津 (1979, 1999) は被害に基づいてこの地震の震央を奄美大島の南東沖に推定しているほか、後藤 (2013) は震源再決定を行い、喜界島北東60km付近で発生した浅いプレート間地震であると解釈しており、後藤・岩本 (2018) では津波の最大波高から浅い地震であった可能性を指摘した。Arai et al. (2017) は、1995年に喜界島南東沖で発生した地震のメカニズム解と反射断面の解釈から、沈み込むフィリピン海プレート上の海山の影響を受けて発生したプレート内地震と解釈した。本評価ではこれらの知見を踏まえ、比較的浅いところで発生した地震であると考え、南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震に分類した。図3-15~17参照。

なお、後述するとおり、1920年6月5日に台湾付近で発生した地震 (M7.4, Mw8.2) について、本評価では与那国島周辺のひとまわり小さい地震に分類して評価したが、この地震も南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震であった可能性がある。

## 南西諸島周辺のひとまわり小さい地震

### ・1923年7月13日の地震

1923年7月13日に九州地方南東沖で地震 (M7.3, Mw7.4) があった。宮崎市と鹿児島市で震度4を観測したほか、佐賀市、長崎市、熊本市、大分市でも有感であった。種子島の中種子村で住家小破27、非住家小破5、煙突破損1、中種子村で住家小破約30、非住家小破約15、北種子村安城で小学校小破、土地や壁に亀裂、小崖崩れあり。翌日M6.6の余震があった (宇佐美・他, 2013)。

### ・1998年5月4日の地震

1998年5月4日に石垣島南方沖で地震 (M7.7, Mt6.8, Mw7.5) があり、震源は石垣島から約250km南東沖の海溝軸外側であった。与那国島・石垣島・宮古島などで震度3を観測したほか、南西諸島から九州南部の広い範囲で有感となった。この地震により、南西諸島から伊豆諸島、関東地方にかけて最大10cm程度の津波が観測された。発震機構解の分析や余震分布から、南北方向に張力軸をもつ横ずれ断層型で、その走向は北西-南東方向であると推定されている。地震規模に比して津波の高さが小さかったのは、発震機構が横ずれ断層型で、海底における地殻変動の上下成分が小さかったためと考えられている (気象庁, 1998; 地震調査委員会, 1998)。図3-18、19参照。

### ・2002年3月26日の地震

2002年3月26日に石垣島近海で地震 (M7.0, Mt6.7, Mw6.4) があった。波照間島、黒島で震度1を観測した。与那国島で最大6cmの津波が観測された。発震機構は、北北西-南南東方向に圧力軸を持つ逆断層型である (地震調査委員会, 2002b)。図3-20参照。

### ・2010年2月27日の地震

2010年2月27日に沖縄本島近海で地震 (M7.2, Mw7.0) があった。沖縄県糸満市で震度5弱、沖縄

本島や北大東島、鹿児島県の与論島などで震度4を観測したほか、宮崎県・熊本県から西表島まで有感であった。南城市安座真で最大10cm程度の津波が観測された。那覇と浦添で軽傷者2名。うるま、浦添、楠城で住家の一部破損が計4棟。ほかにうるまでは非住家の壁の断熱材破損、庇の損傷、糸満でガラス破損なども発生した。沖縄本島で水タンク被害が53件、水道管被害が47件など（宇佐美・他、2013）。この地震の発震機構は北西-南東方向に張力軸を持つ横ずれ断層型である（地震調査委員会、2010）。**図3-21~24**参照。

なお、領域内では1926年8月7日に宮古島近海で地震（M7.0, Mw6.3）があった。石垣市で震度4を観測したほか、那覇市でも有感であった。この地震は気象庁震源カタログに参考震源として収録されている地震である。ISC-GEMカタログはMw6.3としている一方で、その他の機関等による地震カタログには掲載されていないことから、この地震については規模が大きくなかった可能性があると判断し、評価対象とはしなかった。

### 与那国島周辺のひとまわり小さい地震

与那国島周辺のひとまわり小さい地震として評価した下記の地震の中には、1951年10月22日のM7.2とM7.0の地震等、短い期間に集中して発生しているものがある。なお、本評価における評価対象の規模より小さいが、この領域で発生したM6.0以上M7.0未満の地震では、規模に近い地震が続発した事例がある（地震調査委員会、2016）。

#### ・1919年12月21日の地震

1919年12月21日に台湾付近で地震（M7.5, Mw6.8）があった。石垣島で震度2を観測した。

#### ・1920年6月5日の地震

1920年6月5日に台湾付近で地震（M7.4, Mw8.2）があった。日本国内では沖縄県那覇市と石垣市で震度5を観測し、鹿児島県の奄美大島でも有感であった。日本国内では死傷者の報告はないが（宇津、1999）、台湾において死者5名、重軽傷者20名、全壊住家が203軒であった（気象庁、1920）。この地震について、気象庁震源カタログはM7.4としているが、ISC-GEMカタログがMw8.2、宇津（1999）がM7.8、Theunissen et al.（2010）がMw7.7など、カタログによってマグニチュードの推定にばらつきがある。本評価では気象庁震源カタログのマグニチュードに基づきひとまわり小さい地震に分類したが、この地震は巨大地震であった可能性がある。**図3-25**参照。

#### ・1922年9月2日の地震

1922年9月2日に台湾付近で地震（M7.4, Mw7.7）があった。石垣市で震度2を観測した。

#### ・1924年7月22日の地震

1924年7月22日に台湾付近で地震（M7.2, Mw6.9）があった。石垣市で震度3を観測した。

#### ・1951年10月22日6時34分の地震

1951年10月22日6時34分に台湾付近で地震（M7.2, Mw7.5）があった。石垣市で震度3を観測した。

#### ・1951年10月22日13時28分の地震

1951年10月22日13時28分に台湾付近で地震（M7.0, Mw6.7）があった。日本国内で有感の記録はない。

#### ・1951年11月25日の地震

1951年11月25日に与那国島近海で地震（M7.1, Mw7.8）があった。日本国内で有感の記録はない。

#### ・1966年3月13日の地震

1966年3月13日に与那国島近海で地震（M7.3, Mw7.5）があった。この地震により与那国島で死者2名、家屋全壊1棟、半壊3棟、石垣崩壊23箇所等の被害があり、震度は与那国島で5、石垣島で4、宮古島で3を観測した。沖縄・九州西海岸に小津波が観測されている（宇佐美、2003）。**図3-26**参照。

#### ・1972年1月25日11時6分の地震

1972年1月25日11時6分に台湾付近で地震（M7.5, Mw7.3）があった。与那国島、西表島、石垣島で震度3、宮古島で震度2を観測した。津波の痕跡があった（渡辺、1998）。

#### ・1972年1月25日12時41分の地震

1972年1月25日12時41分に台湾付近で地震（M7.2, Mw7.1）があった。石垣島で震度2、与那国島と宮古島で震度1を観測した。

#### ・1972年4月24日の地震

1972年4月24日に台湾付近で地震（M7.3, Mw7.0）があった。与那国島で震度1を観測した。

#### ・2002年3月31日の地震

2002年3月31日に台湾付近で地震(M7.0, Mt7.2, Mw7.1)があった。与那国島と黒島で震度3、多良間島、石垣島、武富島、波照間島、西表島で震度2、宮古島で震度1を観測した。与那国島久部良で10cm程度の津波を観測した。発震機構は、北北西-南南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、沈み込むフィリピン海プレートと上盤側(陸側)のプレートの境界付近で発生した地震とみられる(地震調査委員会, 2002b)。図3-27、28参照。

なお、これらのほか、1919年以降に与那国島周辺の領域内で発生したM7.0以上の地震として、2001年12月18日に与那国島近海で発生した地震(M7.3, Mt6.8, Mw6.8)がある。この地震に伴って与那国島と西表島で震度4を観測したほか、与那国島久部良で10cm程度の津波を観測した。この地震について、地震調査委員会(2002a)は上盤側(陸側)のプレート内部の浅いところで発生したと考えられるとしていることから、本評価では評価対象としなかったが、この地震と同様に上盤側(陸側)のプレート内でもM7.0以上の地震が発生する可能性はある。図3-29、30参照。

#### 南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震

##### ・1947年9月27日の地震

1947年9月27日に与那国島近海で地震(M7.4)があった。石垣島で震度5、宮古島で震度3を観測した。石垣島で死者1名、西表島で死者4名。石垣市で屋根瓦の落下2軒、石垣港コンクリート栈橋に亀裂、その他、島内で石垣の崩壊・山崩れなどがあった。西表島祖納地方で瓦の落下が目立った。そのほか、地割れ・落石がところどころに見られ、地鳴りもあった(宇佐美・他, 2013)。図3-31参照。

##### ・1958年3月11日の地震

1958年3月11日に石垣島近海で地震(M7.2, Mw7.2)があった。宮古島、石垣島、西表島で震度5、与那国島で震度4、沖縄本島、奄美大島で震度3、宮崎県日南市でも震度1を観測した。八重山で死者1名、負傷者1名。宮古で死者1名、負傷者3名。家屋破損、水田・道路・護岸・塀・堤防などの陥没・決壊などの被害があった(宇佐美・他, 2013)。図3-32参照。

##### ・1959年4月27日の地震

1959年4月27日に与那国島近海で地震(M7.5, Mw6.9)があった。石垣島、西表島、与那国島で震度4を観測した。図3-33参照。

#### その他

##### <1771年4月24日の地震(八重山地震津波)>

1771年4月24日に石垣島近海で地震(M7.4, Mt8.5)があった。地震動は小さく、石垣島では震度4程度と推定されてきたが、沖縄本島でも震度4程度の揺れであったことと、石垣島における地割れ痕跡の調査から、石垣島では震度5以上であったと推定する研究もある(Ando et al., 2018)。非常に大きな津波が先島諸島を襲い壊滅的な被害を生じた。津波の高さは最大30mとする説もある(渡辺, 1998)。被害は文献により違いがあるが、先島諸島のうち八重山列島では9,400名余、宮古列島では2,463名が溺死した。家屋の流出などにより全壊した家屋は、八重山列島で約2,200棟、宮古列島では少なくとも800棟に上り、石垣島では完全に消滅した村もあった。八重山列島と宮古列島以外に被害記録は無く、極めて指向性の強い津波であった(地震調査委員会, 1999)。この地震による津波の高さは、古文書や伝承による情報、1771年の津波で打ち上げられたとみられるサンゴ礫、津波堆積物等の痕跡調査から総合的に推定されている(Goto et al., 2010a; 後藤・他, 2012; 加藤・木村, 1983; 河名・中田, 1994; 牧野, 1968など)。津波の高さには研究によってばらつきがあるものの、最も津波が高かった地域は石垣島南部~東部にかけてである。後藤・他(2012)による、先島諸島における推定遡上高を図3-34に示す。河名・中田(1994)は、サンゴの年代測定値の分布から、石垣島の近傍で過去に繰り返し大津波が発生したことを推定しているなど、1771年以前にも同規模以上の津波が発生していたことを示す地質記録が報告されている(3-1-2の項で述べる)。津波波源モデルとして、沈み込むプレート内または上盤側(陸側)のプレート内で発生した地震とそれに伴う海底地すべりによるとするもの(今村・他, 2001; Imamura et al., 2008; Miyazawa et al., 2012)、海溝軸近傍で発生した津波地震によるとするもの(Nakamura, 2009)、前弧域に存在する分岐断層によるとするもの(Arai et al., 2016; Hsu et al., 2013)、石垣島沖の海溝軸付近に存在する巨大海底地すべり痕に原因を求めるもの(Okamura et al., 2018)などが提案されているが、現在に至るまで定説を見ない状況である。図3-35、36参照。

### ＜上盤側（陸側）のプレート内で発生した地震＞

本評価では評価対象としていないが、上盤側（陸側）のプレート内でも地震が発生している。与那国島周辺のひとまわり小さい地震の項で記述したとおり、2001年12月18日に与那国島近海で発生した地震は上盤側（陸側）のプレート内部の浅いところで発生した地震であるほか、南西諸島の北西側に広がる九州西方沖～沖縄トラフにおいて、上盤側（陸側）のプレート内で活発な地震活動が知られている。また、トカラ列島近海では上盤側（陸側）のプレート内部でまとまった地震活動があることが知られており（例えば、地震調査委員会，2022b）、1919年以降の活動をみると最大でM6クラスの地震が時々発生している。この項では九州西方沖～沖縄トラフの深さ40km以浅で発生した1919年以降のM7.0以上の地震について述べる。これらの地震の震央は図3-37に示す。

#### ・1922年9月15日の地震

1922年9月15日に台湾付近で地震（M7.0，Mw7.0）があった。石垣島で震度2を観測した。

#### ・1938年6月10日の地震

1938年6月10日に宮古島北西沖で地震（M7.2，Mw7.7）があった。地震後、小津波が近くの島に到達した。宮古島平良港では地震後10分で津波が来た。波の高さ1.5mで、栈橋の流失などの被害を生じた（羽鳥，1988；宇佐美，2003）。図3-38参照。

#### ・2015年11月14日の地震

2015年11月14日に薩摩半島西方沖で地震（M7.1，Mw6.8）があり、佐賀県と鹿児島県で最大震度4を観測したほか、鹿児島県中之島で30cmの津波を観測した。この地震の発生機構は北西-南東方向に張力軸を持つ横ずれ断層型である（地震調査委員会，2015）。

### 3-1-2 地形・地質学的手法により推定される地震

#### 津波堆積物に記録された地震・津波

日向灘に面する海岸における津波堆積物調査は、最近10年程度の間には様々な機関によって進められた。しかしこれまでに確度の高い津波堆積物の情報は少なく、宮崎県南端の串間低地において4,600年前に1層認められているのみである（Yamada et al., 2019）。そのほかに宮崎平野においても調査が行われており、1662年の日向灘地震や約2,000年前の津波の可能性のある堆積物に関する報告もあるが（市原・他，2015；Ioki et al., 2020；鎌滝・他，2013）、分布が局所的で今後の検証が必要な状態である。

南西諸島の海岸における津波堆積物調査としては、サンゴ巨礫からなるいわゆる津波石の研究が古くから行われてきた（Goto et al., 2010a, b；加藤・木村，1983；河名・中田，1994；牧野，1968など）。本地域における2017年頃までの研究については、後藤（2017）が詳しくレビューしている。本地域を北から奄美、沖縄、先島諸島の3地域に分けた場合、打ち上げ巨礫の観察事例は各地にあるものの、津波石として認定できるものは先島諸島に限られており、奄美・沖縄諸島では台風の高波で十分説明できるとされる（図3-39、40；後藤，2017；Goto et al., 2013）。奄美大島には2,300年前の打ち上げ巨礫の報告（河名・中田，2003）があるが、その分布は台風の高波で運搬できるような範囲に収まっている。このことは、過去2,300年間において、これらの巨礫をさらに内陸まで運搬できるような、台風の高波を超える規模を持つ津波が、この地域では発生していないことを示している（Goto et al., 2013）。また、沖縄周辺でも、Minamidate et al.（2022）が久高島の打ち上げ巨礫の分布を説明する津波波源を検討し、少なくとも過去3,500年間にMw8.3を超える地震は起きていないことを指摘している。一方、先島諸島では津波石に関する研究例が豊富にあり、その規模や再来間隔が検討されている。特に1771年八重山地震津波による津波石が石垣島や宮古島などで多数報告されている。最初に指摘したのは牧野（1968）であるが、その中には基盤の琉球石灰岩からの転石やより古い津波石も含まれていたと指摘されている（加藤・木村，1983；河名・中田，1994）。一方で歴史記録との照合や年代測定から1771年八重山地震津波によるものと特定された津波石も多数ある（図3-41）。宮古列島の下地島には帯岩（帯大石）と呼ばれる縦・横・高さが14m・14m・9mの巨大な岩塊が標高12.5mの海食崖上にあることが知られ、加藤（1989）は表面に固着したサンゴ化石の年代測定から1771年八重山地震津波で運ばれたとしているが、より古い津波の可能性もある。

1771年八重山地震津波より前の津波については、河名・中田（1994）が津波石の年代測定から過去3,000年間に600年前、1,100年前、2,000年前、2,400年前にそれぞれあったことを明らかにしている。その後、Araoka et al.（2013）がハマサンゴの津波石に限定した上で多数の年代データを統計的に分析し、過去2,500年間に約150～400年間隔で津波が襲来していたことを明らかにした。ただしその中には1771年八重山地震津波よりも小さい津波も含まれている。一方、Ando et al.（2018）は



石垣島における砂質津波堆積物の調査から、過去 2,000 年間に 4 回の津波が襲来していたことを明らかにした (図 3-42)。1771 年八重山地震津波の前は約 800 年前 (920-620 cal. yr BP)、約 1,500 年前 (1670-1250 cal. yr BP)、約 2,000 年前 (2700-2280 cal. yr BP 以降、1670-1250 cal. yr BP より前) にそれぞれ発生したと推定され、平均再来間隔は約 600 年である (図 3-43)。約 1,500 年前の津波は砂質堆積物が明瞭ではないが、少なくとも約 800 年前と約 2,000 年前の津波は 1771 年八重山地震津波と同程度の規模だった可能性が高い。

### 隆起痕跡に記録された地震

日向灘に面する海岸では、宮崎平野において完新世海岸段丘の分布が知られており、長岡・他 (1991a) によって高位から下田島 I 面から IV 面に区分されている。また、その南方の日南海岸においてもこれらの海岸段丘に対応する離水波食地形の報告がある (前杵・長岡, 1988)。各段丘面は、遺跡や  $^{14}\text{C}$  年代測定値からそれぞれ 5,000~4,800 年前、約 3,000 年前、約 1,600 年前にそれぞれ離水したと推定されている。しかし本地域の隆起原因の一つとして、軽い地殻からなる沈み込んだ九州・パラオ海嶺によるアイソスタティックな隆起が考えられており (長岡・他, 1991b)、地震と段丘形成との関連は明確ではない。

南西諸島においては、多くの島々で主にサンゴ礁を起源とする完新世海岸段丘の報告がある (太田・堀, 1980 など)。しかし地震性の隆起との関係について論じられた島は限られている。トカラ列島の小宝島では、段丘を形成するサンゴ礁の  $^{14}\text{C}$  年代測定により、約 2,500y. B. P. に地震性地殻変動に起因する急激な離水があって、約 8m の隆起が生じたとされている (中田・他, 1978)。この隆起量と第四紀における平均変位速度による検討から、同様な現象の再来間隔は約 1 万年と見積もられている。奄美群島の喜界島では古くから隆起サンゴ礁段丘の存在が知られ (Hanzawa, 1935)、最高で標高 13m に達する完新世海岸段丘が島を取り囲むように良好に発達している。それらの年代は三位・木越 (1966) による報告が最初で、その後 Konishi et al. (1974) や Omoto et al. (1976) などの報告があり、さらに中田・他 (1978) 及び太田・他 (1978) は段丘を 4 面に区分してそれぞれの年代を推定し、間欠的な地震性隆起の可能性について述べている (図 3-44)。Sugihara et al. (2003) はこれらの報告に加え、豊富なサンゴ試料の年代と生息深度との関係を詳しく分析した結果、6,300 年前に約 5m、4,100 年前に約 1m、3,100 年前に約 2m、1,400 年前に約 2m の急激な海面低下があったと推定している。これらが全て地震時の隆起を反映していると考えた場合、最近 3 回のイベントに限ってみると Shimazaki and Nakata (1980) の時間予測モデルによく一致する。一方で Shikakura (2014) は、喜界島の完新世海岸段丘の形成についてシミュレーションを行い、従来の間欠的な地震で大きく隆起する考え方ではなく、定常的な隆起が段丘を持ち上げる主要因であり、間欠的に侵食のきっかけとなる小さな隆起が起こって 4 面の段丘を形成すると考えた。これに対し、宍倉・他 (2019) は現生及び離水サンゴ・マイクロアトールの解析から、最近約 600 年に関して言えば海面はほぼ一定であり、定常的な隆起を否定している。また後藤・他 (2013) は喜界島の地震性隆起について、顕著な津波石が認定できないことなどを根拠に、海溝沿いのプレート間地震よりもプレート内の断層の活動を想定した方が説明がつくとしている。小宝島や喜界島でみられる隆起痕跡については、仮に地震性の隆起を表すものだったとしても、地震の発生場所や発生様式 (タイプ)、規模など地震像に関する十分な資料が得られていないことから、現時点ではこれらの情報を用いた評価が困難であると判断した。

喜界島より南でも多くの島で海岸段丘の分布が認められるが (太田・堀, 1980)、地震性の隆起と関連付けられる完新世の複数段の海岸段丘が発達した島は少なく、またそれらに関する詳細な報告もほとんどない。最近、Weil-Accardo et al. (2020) は与論島と沖縄本島南部でマイクロアトールを用いた最近 100 年程度の相対的海水準変動の復元を行い、数年~数 10 年規模で数 cm~10 数 cm の変動が起きていることを解明した。これらの変動はスロースリップイベントなどプレートの沈み込みに伴う地殻上下変動を反映している可能性を指摘している。

### タービダイトに記録された地震

日向灘、南西諸島海溝沿いともに近年、深海底に堆積する地震性タービダイトの調査が進められているが、まだ報告は多くない。Ujiie et al. (1997) は先島諸島の沖合で得られたピストンコア試料から過去約 1 万年間に 10 層のタービダイトを認識し、1,000 年間隔で堆積していたことを示している。Ikehara et al. (2017) は同様に先島諸島沖で調査を行い、ピストンコア試料の分析を進めた結果、400~1,000 年間隔でタービダイトが堆積していることを示した。これは Ando et al. (2018) が示した陸上の砂質津波堆積物の再来間隔 (約 600 年) とも整合する。現時点では本地域における地震性タービダイトの調査例は少ないが、南西諸島海溝周辺は陸域から得られる情報が限られているため、

今後の地質痕跡調査において海域のタービダイト調査は重要である。

### 3-2 近年の地震活動等

#### 3-2-1 地震活動の現状

日向灘及び南西諸島海溝周辺における 1995 年以降及び 1919 年以降の地震活動を図 3-45-1、2 に示す。本評価の対象地域ではフィリピン海プレートと上盤側（陸側）のプレートとの境界で発生する地震及び沈み込むフィリピン海プレート内部の地震について、定常的な地震活動が所々に観測されている。安芸灘では、2001 年に平成 13 年（2001 年）芸予地震（M6.7、フィリピン海プレート内部の地震）が発生している。日向灘では、M7 程度の活動が 1931 年の M7.1 以降、たびたび観測されており、1968 年日向灘地震（M7.5）が発生したほか、1996 年には M6.9 の地震が発生した。南西諸島海溝周辺の 1919 年以降～1980 年代は、M5.0 程度の地震が均一に震源決定されていない。2010 年に M7.2 を最大とする地震活動があり、津波を伴った。また、先島諸島～台湾にかけての地震活動が活発であり、1998 年に M7.7 の地震が発生し、津波を伴った。

#### 3-2-2 地殻変動の現状

##### <陸域>

図 3-46-1、2 は電子基準点上対馬（950456）を固定し、1997 年 11 月から 2000 年 11 月まで（A）、2005 年 11 月から 2008 年 11 月まで（B）、2011 年 11 月から 2014 年 11 月まで（C）、2016 年 11 月から 2019 年 11 月まで（D）の地殻変動をそれぞれ表示したもので、ほぼ上盤側（陸側）のプレートに対する相対運動を表している。

A、B の期間には、大規模な地震は発生しておらず、日向灘及び南西諸島海溝周辺の定常的な地殻変動を示していると考えられる。日向灘北部周辺には北西向きの変動が見られ、日向灘南部周辺では変動方向が南東方向に転じ、九州が南北方向に伸張するとともに、九州南部が海溝方向へ張り出すような動きが見られる。南西諸島海溝周辺では九州南部から続く南東ないし南向きの変動が見られ、これに対し、フィリピン海プレート上にある南大東島及び北大東島は北西方向へ変動している。

C では、東北地方太平洋沖地震の余効変動の影響で、固定局とした電子基準点上対馬（950456）が位置する九州北部が九州南部・南西諸島海溝周辺に対して相対的に東にわずかに変動しているため、全体的にわずかに西向きの変動が載っている。例えば、日向灘南部周辺では変動方向が南方向となっている。ただし、全体としての地殻変動の特徴は A や B と同様である。

D は、平成 28 年（2016 年）熊本地震後の変動を示している。九州の南北方向の伸張が A や B の定常的な期間に比べて大きくなっている。九州より南の日向灘南部及び南西諸島海溝周辺では、東北地方太平洋沖地震前の変動傾向に戻りつつあるように見える。

##### <海域>

日向灘周辺では、海上保安庁によって GNSS-音響測距結合（GNSS-A）による海底地殻変動観測が実施されている。図 3-47 に 2016 年初頭から 2019 年初頭にかけての約 3 年間の平均変位速度を示す。フィリピン海プレートの沈み込みに伴う、北西方向の変動が見られる。日向灘周辺の海底の平均変位速度は四国沖の海底に比べると有意に小さい。HYG1 観測点では 2015 年から 2016 年頃にかけてスロースリップに由来すると考えられる非定常変動が検出されており（Yokota and Ishikawa, 2020）、その影響によって速度が小さくなっていると考えられる。一方、HYG2 観測点ではそのような非定常な変動は検出されていない。これはプレート間の固着が弱く常時滑っている状態にあるか、もしくは GNSS-A 観測の時間分解能で捉えられないスロースリップが度々発生している状態にあることが考えられる。

南西諸島海溝周辺では、海底地殻変動観測点は乏しく、プレート間固着の全体像を把握するのに十分なデータは得られていない。沖縄本島の南部海域において実施された海底地殻変動観測では、プレート境界浅部における強い固着を示唆する結果が得られている（Tadokoro et al., 2018）。図 3-48 参照。

#### 3-2-3 プレート運動との整合性

日向灘から南西諸島海溝周辺にかけてのフィリピン海プレートと上盤側（陸側）のプレートの相対運動速度は、DeMets et al.（2010）によれば、日向灘で年間 6.8cm 前後で南西へ行くほど増大し、先島諸島付近では年間 8.9cm 前後に達する。さらに琉球弧の背弧側にある沖縄トラフでの拡大運動（Argus et al., 2011）を考慮すると南西諸島海溝周辺での相対運動速度はさらに大きくなり、沖縄本島付近では年間 8.9cm 前後、先島諸島付近では年間 14cm 前後となる。

バックスリップモデルを用いて地殻変動データから推定されるプレート間の固着分布を見ると、プレート相対運動のうち、ひずみとして蓄積している速度を表す、すべり欠損速度が日向灘の北東側では大きく、南西側では小さいという点は多くの研究で共通している (Nishimura and Hashimoto, 2006; Kimura et al., 2019; Nishimura et al., 2018; Wallace et al., 2009; Yagi and Kikuchi, 2003; Yokota et al., 2016)。図 3-49 参照。すべり欠損速度の絶対値については北東側で年間 3~6cm 程度と研究によって差が大きい、南西側では多くの研究で共通して年間 1cm 以下となっている。南西諸島海溝沿いでは、陸域の GNSS 観測データだけでは沖合の固着域を推定することが困難である。Nishimura et al. (2018) では、南西諸島海溝の最北部で年間 6cm を超えるすべり欠損速度が推定されており、渡部・田部井 (2004) では、南西諸島海溝最北部と宮古島沖での年間 2-3cm 程度のすべり欠損速度とそれ以外の領域で年間 1cm 以下のすべり欠損速度を推定している。しかし、両研究においても、推定されたすべり欠損速度は陸上 GNSS 観測データから十分拘束されたものではないことが記されている。一方で、海底地殻変動観測のデータを用いることにより、沖縄本島の南東沖のプレート境界浅部においてはプレート相対運動に近いすべり欠損速度も推定されている (Tadokoro et al., 2018)。

プレート境界での固着については、プレートの相対運動速度と地震活動から推定される断層すべり速度を比較することによっても推定できる。Igarashi (2010) は、2002 年 1 月から 2009 年 12 月までの M2 以上の地震波形データを用いて、沈み込むプレートの境界で発生する繰り返し地震を特定した。日向灘沖から八重山列島沖までのフィリピン海プレートの沈み込み境界における繰り返し地震の活動から繰り返し地震の発生領域のすべり速度は年間 3~12cm と推定した。ほぼ北から南へ南西諸島海溝に沿ってすべり速度は大きくなっていくが、奄美大島の北の領域ですべり速度が少し小さくなっている。八木原 (2019) は日向灘から南西諸島海溝沿い北部の 1995 年から 2017 年までのフィリピン海プレートの沈み込み境界で発生した繰り返し地震を使い、2 年ごとの平均的なすべり速度の時間変化を求めた。10 の領域を設定し、その領域内での平均的なすべり速度の変化を図 3-50 に示した。当該領域で M6 クラスの地震の発生後はすべり速度の低下がみられるが、2005 年にはすべての領域において年間 2cm 前後のすべり速度となり、ほぼ一定の速度で推移している。しかし、2012 年~2017 年の間にほぼすべての領域ですべり速度が増加している。すべり速度が 2 年間の平均値として求められていることを考えるとすべり速度の同時性は高いと考えられる。

プレート境界での固着とすべり速度を考える上では、非地震性のゆっくりとしたすべりであるスロースリップイベント (SSE) の活動状況も参考となる。スロースリップイベントを検知するためには、陸域の地殻変動観測に加えて海域での地殻変動観測が重要であるが、海底地震計や陸域に設置された防災科学技術研究所広帯域地震観測網 (F-net) 等により海溝軸付近のスロー地震活動を検出することで、その発生を間接的に推定することが可能である。

日向灘のプレート境界浅部では、超低周波地震 (VLFE) や図 3-51 に示すような低周波微動 (LFT) が発生している (Asano et al., 2015; Yamashita et al., 2015, 2021)。日向灘で発生する VLFE と LFT は、ほぼ同じ場所で互いに同期して発生しているだけではなく、その活動域が 1 日十~数十 km の速度で移動するという特徴を有する。また、その活動域は、1968 年日向灘地震 (Mw7.5) の震源域など、固着が強い領域を避けるように分布している。活動域の移動に関する特徴は、プレート固着域深部で見られるスロー地震活動と極めて類似していることから、これらの活動と同時期に日向灘のプレート境界浅部で SSE が発生していたと考えられている。一方、豊後水道周辺では、南海トラフ固着域の深部境界付近で、深部 LFT や深部超低周波地震、長期的 SSE 等の様々な種類のスロー地震活動が活発である。Hirose et al. (2010) は、1946 年昭和南海地震の西縁に位置する豊後水道周辺のスロー地震活動と日向灘北部のプレート境界浅部の VLFE が、2003 年と 2010 年に同期して発生したことを見出し、深部と浅部をつなぐ SSE の存在の可能性を示唆した。

一方、南西諸島海溝沿いにおいても VLFE が発生しており (Ando et al., 2012; Nakamura and Sunagawa, 2015)、その活動域は通常のプレート間地震の活動域の海溝軸側に活動度に地域性を有しつつ分布している (図 3-52; 浅野・他, 2014)。特に、種子島南東沖や奄美大島北東沖では、群発的な VLFE 活動が発生し、その活動域は海溝軸に沿って移動する傾向にある。通常のプレート間地震と同期する事例も確認されており、日向灘同様、SSE が VLFE の活動を引き起こしていると考えられる (浅野・他, 2015)。

南西諸島海溝沿いでは、VLFE に比べて高周波成分に富む低周波地震 (LFE) の活動も報告されている。これまで、中部 (沖縄本島周辺) と南部 (八重山列島周辺) に顕著な活動域が見いだされている (Arai et al., 2016; Nakamura, 2017)。VLFE と同様に、LFE の活動も SSE に起因すると考えられる。VLFE 及び LFE の活動域は SSE の震源域の外側にあるが、その位置関係は中部と南部とで異なる。中部

では SSE の震源を取り囲むように VLFE-LFE が分布し、両者はプレート境界面上のほぼ同じ深さ範囲で発生しているのに対して、南部においては、SSE 発生域に比べて浅部側で LFE が発生しており、深さ方向での棲み分けが認められる (Arai et al., 2016 ; Nakamura, 2017)。

VLFE の発生頻度は、南西諸島海溝沿いで高く、南海トラフ沿いで小さい。この特徴は、プレート間固着の強さやすべり速度の地域性を大局的に反映していると考えられる。今後、長期間に渡る通常の地震活動及び超低周波地震活動の活動様式を解明することにより、プレート間固着や応力集中状態を含めたプレート間の振る舞い把握につなげることが期待される。

日向灘から南西諸島海溝周辺においては、陸域の GNSS 観測網の整備により多数の SSE が発生していることが明らかになっている。継続時間が比較的短い (数十日程度以下) SSE は、南海トラフ沿いでは、主に深さ 30km 前後のプレート境界面で発生しているのに対し、南西諸島海溝沿いでは深さ 10-60km に幅広く分布し、走向方向の分布も不均質である (図 3-53 ; Nishimura, 2014)。特に SSE の発生が多い場所としては、九州中部沿岸部、種子島付近、喜界島付近、沖縄本島南部南東沖、西表島付近が挙げられる。西表島付近で発生する SSE は、プレート境界面の深さ 20-40km のほぼ同じ領域で繰り返し発生しており (Heki and Kataoka, 2008)、1997 年から 2016 年の 20 年間に 38 回の発生が知られている (Tu and Heki, 2017)。SSE の平均的なすべり量、Mw 及び継続時間は、それぞれ 5-6cm、6.6 程度、0.1-0.15 年であり、1997-2016 年に発生した SSE によるプレート間の平均的なすべり速度は年間 8.6cm となる (Tu and Heki, 2017)。この速度は、沖縄トラフにおける背弧拡大も考慮した西表島沖の南西諸島海溝における相対運動速度 (年間 12.5cm) の 70% 程度であり、プレート相対運動の大半が非地震性の SSE によって解放されていることになる。しかし、西表島付近と喜界島付近 (年間約 4cm) を除けば、SSE による平均的なすべり速度は年間 2cm 以下であり、プレート相対運動速度の 20% 以下であるため、プレート相対運動の大半は、より長期の SSE、定常的なクリープあるいは海溝型地震によって賄われていることになる。日向灘では、継続時間が 1 年程度でプレート境界面の深さ 30-40km で発生する長期的 SSE (Mw6.6-6.7 程度) が知られている (Ozawa, 2017 ; Yurai and Ozawa, 2013)。継続時間が比較的長い (約 300 日程度) SSE を対象とした解析 (Takagi et al., 2019) によると、これらの SSE の再来間隔は大分県付近では 6 年程度であるのに対し、宮崎県付近では 2-3 年と短く (図 3-54)、プレート相対運動速度に対する SSE の平均的なすべり速度も、大分県付近では、10-20% なのに対し、宮崎県付近では 50-60% に達する。また、これらの長期的 SSE は、豊後水道の長期的 SSE (例えば、Yoshioka et al., 2015) なども含めて 5-6 年毎に日向灘から四国西部に向かって移動する傾向があり (Takagi et al., 2019)、南海トラフ沿いの巨大地震の震源域に対する応力蓄積速度の時間変化をもたらす要因になると指摘されている (Uchida et al., 2020)。同様の応力蓄積に対する影響は、日向灘で発生する地震に対してもあてはまると考えられる。

なお、地殻変動データを用いた固着分布の推定や SSE の検出においては、その検出限界が観測点分布に強く依存していることに注意する必要がある。本地域における現状では地殻変動の観測点は陸域の GNSS 観測点に限られるため、海溝軸付近の沖合の領域や島嶼部においては検出能力が低い領域があり、固着分布及び SSE の発生分布の全体像を知るためには、海底での地殻変動観測を行っていく必要がある。

## 4 日向灘周辺の地震活動の長期評価の説明

### 4-1 評価対象領域

本評価における評価対象領域を、地形(幾何形状の変化)、力学条件の変化、既往の大地震の震源域、現在の地震活動等を考慮し、**主文図1**のように定義した。各境界線の根拠を以下に示す(境界線の番号は**図4-1**を参照)。本項では、日向灘周辺に定義した評価対象領域である「日向灘」「安芸灘～伊予灘～豊後水道」「九州中央部」の領域設定の根拠となる境界線(1～4、6、10～15)について説明する。南西諸島海溝周辺の領域設定の根拠となるそれ以外の境界線(5～9、16)については**5-1**の項で説明する。なお、本評価での領域設定の根拠として採用したプレート形状モデルは文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構(2020b)である。

本項で説明する領域のうち、「日向灘」は境界線1～4で囲まれた範囲であるが、これは「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査委員会, 2013)における「都井岬～足摺岬」(セグメントZ)と同一である。

#### 境界線1、2:「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」における「都井岬～足摺岬」(セグメントZ)の東端及び西端

南海トラフでは前弧海盆が海岸線の張り出しによって分断されており、その構造的特徴が海溝型巨大地震の震源域のセグメント(領域)境界の形成や多様な巨大地震発生パターンの原因となりうる可能性が指摘されていることを踏まえ、「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」では、それらの構造的特徴に基づいて六つのセグメントに分割している。境界線1、2はそれぞれ足摺岬、都井岬に対応する。

#### 境界線3:南海トラフのトラフ軸

#### 境界線4:深部低周波微動発生域下限付近

「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」では深部低周波微動発生域の下限付近を震源域深部側の境界線に採用している。なお、日向灘周辺では深部低周波微動は必ずしも活発ではない。この境界線は日向灘においてはフィリピン海プレートの上面深さ40kmにおおむね対応している。

#### 境界線6:プレート上面深さ60kmの等深線

設定の根拠については**5-1**の項で詳述する。なお、境界線4と滑らかにつなぐように設定したため、**図4-1**の(B)に描画する範囲では、境界線6の位置に対応するプレート上面深さは北に向かうにつれて徐々に浅くなる。

#### 境界線10:発生する地震のメカニズム解が共通する範囲の最浅部

この周辺では、平成13年(2001年)芸予地震に代表されるように、沈み込んだフィリピン海プレート内で、東西方向に張力軸を持つ正断層型の地震が発生する。本評価ではプレート上面深さ及び周辺で発生する地震のメカニズム解を参考に、同様のメカニズムを持つプレート内地震が発生している最浅部を境界線に設定した。

#### 境界線11:M6.7以上の地震の震央の分布の東限

この周辺で発生したM6.7以上の地震を包含するよう、その分布の東端を便宜的に設定した。

#### 境界線12:微小地震活動の分布

周防灘周辺では、安芸灘周辺に比べ、より深い領域まで微小地震分布が連続しているため、それらの分布を包含するように境界線を設定した。

#### 境界線13:豊後水道付近

評価対象領域を安芸灘～伊予灘～豊後水道と九州中央部に分割するため、便宜的に豊後水道付近から微小地震活動分布を参考に設定した。

#### 境界線14:佐多岬沖

評価対象領域を九州中央部と南西諸島北西沖に分割するため、便宜的に佐多岬沖でプレート沈み込み方向に平行に設定した。

## 境界線 15：深さ 150km 以浅の地震の分布下限

本評価では震源の深さが 150km より浅い地震を評価対象としたため、震源の深さが 150km より浅い微小地震活動の分布を参考に設定した。

### 前回の評価からの主な変更点

前回の評価では、日向灘周辺を「日向灘」「安芸灘～伊予灘～豊後水道」「九州から南西諸島周辺」の 3 領域に区分していた。

「日向灘」については、前回の評価ではプレート間地震に限定して評価していたため、防災科学技術研究所広帯域地震観測網 (F-net) のモーメントテンソル解の空間分布及びプレート上面深さ、当時の南海地震の想定震源域、志布志湾～九州・パラオ海嶺北端のやや深発地震の活動境界線を参考に領域を設定した。一方、先述のとおり、本評価では「南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版)」における「都井岬～足摺岬」(セグメント Z) と同一とした。

「安芸灘～伊予灘～豊後水道」については、前回の評価では、過去の地震の余震分布やプレート内地震と思われる M6.7 以上の地震の震央分布を参考に領域を設定した。本評価では、それらと同様のメカニズムの地震が発生しているところまで浅部側の領域を拡張したほか、深部側については、微小地震が連続的に分布する豊後水道から周防灘の方向に領域を拡張した。

「九州中央部」については、前回の評価では沈み込んだプレート内のやや深い地震を評価する領域として九州から南西諸島周辺を一括して領域を設定していたが、本評価ではこの領域を九州の南端周辺で分割し、九州中央部と南西諸島北西沖としてそれぞれで評価した。

## 4-2 地震の発生位置及び震源域の形態

### (1) 日向灘の巨大地震、ひとまわり小さい地震

前回の評価では、日向灘で発生するプレート間地震について、M7.6 程度の「日向灘のプレート間地震」、M7.1 程度の「日向灘のひとまわり小さいプレート間地震」として評価し、1984 年 8 月 7 日の地震 (M7.1) はプレート内地震であった可能性に言及していた。本評価では、日向灘において震源決定精度に問題があることから、プレート間地震とプレート内地震を区別せずに評価することとしたほか、他の海域の長期評価における評価対象地震の規模を参考にし、日向灘で発生する M7.0～7.5 程度の地震については、更に規模を分割せずに「日向灘のひとまわり小さい地震」として一括で評価した。

過去に発生した日向灘のみを震源域とするひとまわり小さい地震のうち、日向灘で発生した既往最大の地震である 1662 年 10 月 31 日の地震 (M7.6) については、この地震に伴って発生した津波による大きな被害が知られており、羽鳥 (1985) は日向灘で発生した最大級の津波であるとしたほか、Ioki et al. (2020) は日向灘で発生した M7 クラスのプレート間地震に伴う津波よりも大きいことを指摘している。そのため、この地震は日向灘のみを震源域とする巨大地震であった可能性がある。

なお、1662 年の地震を含め、日向灘のみを震源域とした M7 以上の地震については、同一の震源域で繰り返し発生しているという知見はない。そのため、本評価では領域内のいずれの場所でも過去に発生した地震と同様の地震が発生する可能性があると考えた。

### (2) 安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震

安芸灘～伊予灘～豊後水道においては、沈み込んだフィリピン海プレートが東西方向に引っ張りの力を受け、プレート内地震が発生している。本領域で発生する M6.7 以上の地震については、同一の震源域で繰り返し発生しているという知見はないことから、本評価では領域内のいずれの場所でもこの領域内で過去に発生した M6.7 以上の地震と同様の地震が発生する可能性があると考えた。

### (3) 九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震

17 世紀以降、領域内で発生した M7.0 以上の地震は 1909 年 11 月 10 日に発生した地震 (M7.6) のみであり、同一の震源域で繰り返し地震が発生しているという知見は得られていない。

### (4) その他

日向灘の海溝軸外側においては、17 世紀以降に M7.0 以上の地震が発生したことは知られていない。また、隣接する南西諸島海溝周辺に比べて海溝軸外側における微小地震活動も比較的低調である。そのため、地震の発生位置や震源域の形態を推定できないことから、評価対象領域を設定しなかった。

南海トラフの M8～9 クラスの地震については、「南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版)」にお

いて日向灘が震源域の一部に含まれ得ると評価しており、1707年の宝永地震（M8.6）では日向灘も震源域に含まれていた可能性があるとしている。南海トラフのM8～9クラスの地震の発生位置や震源域の形態の詳細については「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」に記述されている。

#### 4-3 将来発生する地震について

##### 留意点

将来の地震の発生確率については、「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査委員会、2001a）に基づいて推定した。ここでは、確率の計算方法や地震規模の推定方法、将来の地震発生に関する情報等の留意点を述べる。

- ・日向灘周辺の各領域ではほぼ同一の震源域で地震が繰り返し発生しているという知見はないことから、いずれも時間的にも空間的にも領域内で一様に地震が発生すると考え、ポアソン過程を適用して地震発生確率を算出した。
- ・過去に日向灘で発生したひとまわり小さい地震の規模はM7.0～7.6である。5章に示す南西諸島海溝周辺の評価においては、南西諸島周辺のひとまわり小さい地震の規模がM7.0～7.7、与那国島周辺のひとまわり小さい地震の規模がM7.0～7.5である。各領域で発生したこれらの地震の上限と下限から、評価対象とする将来発生するひとまわり小さい地震の規模については、一律でM7.0～7.5程度とした。
- ・南海トラフから南西諸島海溝の全域にわたるプレート境界地震や九州・パラオ海嶺を超えて日向灘を含む南海トラフと南西諸島海溝が連動して発生する超巨大地震については、長期評価に必要な科学的知見の収集・整理が現時点では不十分と判断した。したがって、これらの地震の長期評価については、今後、新たな知見やデータの収集・整理を図ることにより、その評価が可能と判断されるに至った時点で実施することにした。

##### (1) 日向灘を震源域とする地震

###### 日向灘の巨大地震

日向灘では、17世紀以降、当該領域内のみを震源域とする巨大地震の発生は知られていない。ただし、本評価で日向灘のひとまわり小さい地震に分類している1662年10月31日の地震（M7.6）について、その地震に伴う津波は、日向灘で発生した最大級の津波であるという指摘（羽鳥、1985）のほか、他の日向灘のひとまわり小さい地震として評価した地震に伴う津波に比べて大きかったことが指摘されている（Ioki et al., 2020）。その具体的な規模については明らかではないが、この地震が巨大地震であった可能性がある。以上から、今後、日向灘のみを震源域とするM8程度の巨大地震が発生する可能性はあるものの、本評価では、将来の地震の発生確率は不明とした。

###### 日向灘のひとまわり小さい地震

将来発生する地震の規模については、日向灘で過去に発生したひとまわり小さい地震の規模からM7.0～7.5程度とした。1919年以降の103年間に領域内でM7.0～7.5程度の地震が5回発生したが、ほぼ同一の震源域で繰り返し発生しているという知見はない。したがって、20.6年に1回の割合で時間的にも空間的にも領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後30年以内の地震発生確率は80%程度と推定される。

前回の評価においてはプレート間地震に限定して評価しており、1984年の地震（M7.1）がプレート内地震であった可能性があることを踏まえ、期間内に発生した地震の回数に1回分の幅を与えていたため、地震発生確率も幅を持った値となっていた。本評価では、プレート間地震とプレート内地震を区別せずに評価しているため、1984年の地震は期間内に発生した1回の地震として取り扱っている。

##### (2) 日向灘以外も震源域に含む地震

###### 南海トラフのM8～9クラスの地震

「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」において、日向灘は南海トラフで発生するM8～9クラスの地震の震源域の一部に含まれる可能性があるとして評価されており、今後30年以内の地震発生確率は70%～80%と評価されている（令和4年1月1日現在；地震調査委員会、2022a）。評価内容の詳細については「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」を参照されたい。

##### (3) その他の地震



### 安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震

将来発生する地震の規模については、領域内で過去に発生した被害地震の規模から M6.7～7.4 程度とした。この領域内では、17 世紀以降の 422 年間に M6.7～7.4 程度の地震が 7 回発生した。したがって、60.3 年に 1 回の割合で時間的にも空間的にも領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後 30 年以内の地震発生確率は 40%程度と推定される。

なお、7 回の地震のうち 5 回が近代的な地震観測が始まる前に発生している。これらの地震の発生メカニズムは不明であるが、本評価ではこれらの地震が平成 13 年（2001 年）芸予地震と同様のメカニズムで発生した地震と仮定している。また、これらの地震に対して推定された震源の位置には不確実性がある。たとえば、1749 年の地震（M6.8）は宇佐美（2003）による前回の評価時点での震央推定位置では評価対象領域の外側だったため評価しなかったが、その後の宇佐美・他（2013）による被害や揺れの記録等の歴史記録の見直しにより震央の推定結果が変わったため、本評価では評価対象となった。

### 九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震

17 世紀以降、この領域で発生した M7.0 以上の地震は 1909 年 11 月 10 日の地震（M7.6）の 1 回のみである。本評価ではこの地震と同程度の M7.0～7.5 程度の地震が領域内のどこでも発生する可能性があるとしたものの、発生頻度を推定するための情報が不足していることから発生確率等は不明とした。

### 日向灘の海溝軸外側の地震

日向灘の海溝軸外側では、17 世紀以降、顕著な被害を伴う地震が発生したことは知られていないことから、将来地震が発生することは否定できないが、地震の規模・発生確率は不明とした。なお、南西側に隣接する南西諸島海溝沿いでは 1998 年 5 月 4 日の M7.7 の地震（南西諸島周辺のひとまわり小さい地震として評価）が海溝軸外側で発生している。一方で、北東側に隣接する南海トラフ沿いではトラフ軸外側で発生したことが明らかな大地震は知られていないが、トラフ軸近傍のフィリピン海プレート内部で発生した地震活動として 2004 年の紀伊半島南東沖の地震活動（最大地震 M7.4）がある。

## 4-4 多様な確率計算手法の試算

本文で使用した手法及びその確率計算結果については前節に記載したが、本評価の対象領域における地震発生確率の計算方法はほかにも考えられるため、その試算結果の一例を以下に記述する。

### (1) G-R 式を使用する手法

Gutenberg-Richter の関係式（Gutenberg and Richter, 1944；以下、G-R 式）を適用した結果を示す。この法則を使用すれば、評価対象となる規模の地震が発生していない領域でも、過去の地震活動から発生頻度を推定できる。G-R 式を適用する地震カタログには気象庁震源カタログを使用し、b 値は検知能力の変化を考慮して 1997 年 10 月～2016 年 3 月（一元化処理開始以降、自動震源決定手法導入以前）の地震に基づいて推定した。a 値は、b 値を固定した状態で、1983 年以降の M5 以上の地震を用いて推定した。b 値の推定は最尤法によって行い、その際の M 下限（**図 4-2** 参照）の決定には明田川（2018）の手法を採用した。この手法では、処理能力や検知能力の限界による b 値の過小評価が起きにくいという特徴がある。a 値は対象となる M 下限以上の地震数 N について観測と G-R 式から予想される数が一致するように決定した。確率の計算にはポアソン過程を適用した。抽出した規模別の地震数を **図 4-2** に示す。G-R 式から計算された各領域の規模に対応する確率は **表 1** のとおりである。**図 4-2** に示すとおり、九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震については、a 値を求める際に使用した M5 以上の地震の数が 3 回と少ない。そのため、計算に使用する M の範囲の設定によって a 値の推定が大きくばらつくことから、地震発生確率は計算できないと判断した。

なお、G-R 式は固有規模の地震に対しては関係が崩れることや、規模別頻度分布が上に凸になる例もあることが指摘されており（例えば、宇津，1999）、全てのマグニチュードで G-R 式が成立するかどうか不明であることに留意すべきである。また、計算に用いた地震の数が少ない場合、b 値や a 値の推定結果及びそれらから算出される地震発生確率には大きな不確実性が伴うことには注意が必要である。



表 1 今後 30 年間に地震が発生する確率 (G-R 式・ポアソン過程を適用した場合)  
 a 値の算出に用いた地震の数が 30 未満と少なく、計算結果に大きな不確実性が伴うと思われるものに\*を付した。

	規模	今後 30 年以内の地震発生確率
日向灘	M7.0 以上	60%程度
安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだプレート内のやや深い地震	M6.7 以上	50%程度 *
九州中央部の沈み込んだプレート内のやや深い地震	M7.0 以上	地震数が少なく計算できない

## 5 南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価の説明

### 5-1 評価対象領域

本評価における評価対象領域を、地形（幾何形状の変化）、力学条件の変化、既往の大地震の震源域、現在の地震活動等を考慮し、主文図1のように定義した。各境界線の根拠を以下に示す（境界線の番号は図4-1を参照）。なお、境界線1～4、6、10～15については4-1の項で述べており、本項では南西諸島海溝周辺に定義した評価対象領域である「南西諸島周辺」「与那国島周辺」「南西諸島北西沖」の設定根拠となる境界線（5～9、16）について説明する。なお、日向灘周辺と同様、領域設定の根拠として採用したプレート境界モデルは文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構（2020b）である。

#### 境界線5：境界線2の海溝軸（トラフ軸）外側への延長

南西諸島海溝周辺では、海溝軸外側で発生する地震も評価している。境界線5は境界線2を海溝軸（トラフ軸）外側約120kmまで便宜的に延長したものである。

#### 境界線6：プレート上面深さ60kmの等深線

南西諸島海溝周辺においては震源決定精度に問題があるため、プレート間地震や沈み込んだフィリピン海プレート内の地震と、上盤側（陸側）のプレート内の地震とを区別することが困難である。しかし、震源分布の断面図から、おおむね深さ60kmより深い地震であれば、浅いところで発生している上盤側（陸側）のプレート内の地震と区別が可能である（図5-1）。これを踏まえ、この境界線6より背弧側（大陸側）で発生する震源深さが60km以上の地震であれば、沈み込んだフィリピン海プレート内で発生した地震であると判断できると考え、この境界線を設定した。

なお、境界線4と滑らかにつなぐように設定したため、図4-1の(B)に描画する範囲では、境界線6の位置に対応するプレート上面深さは北に向かうにつれて徐々に浅くなる。

#### 境界線7：海溝軸から約120km外側

南西諸島海溝周辺では1998年5月4日の石垣島南方沖の地震（M7.7）など、海溝軸外側でも地震が発生している。海溝軸外側で発生する地震の震央は海溝軸からおおむね120km外側まで分布していることから、これらの地震を評価対象に含めるように境界線を設定した。なお、先島諸島から台湾東方沖にかけては地形的に海溝軸が不明瞭になるが、台湾東岸まで便宜的に境界線を滑らかに延長した。

#### 境界線8：東経123度

南西諸島海溝においてはフィリピン海プレートが上盤側（陸側）のプレートの下に沈み込んでい一方、台湾の南方に位置するマニラ海溝では逆に上盤側（陸側）のプレートがフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる。両海溝の接合部に位置する台湾周辺では両プレートが衝突しており、プレート構造が単純ではないが、台湾の東海岸沖ではフィリピン海プレート内で活発な浅発地震活動がみられ、両プレートの相対運動のかなりの部分をこの地域の地震で消費しているとみられる（瀬野，1994）。そのため、南西諸島海溝沿いにおいても台湾に近いところでは地震活動が非常に活発である。これに伴い、南西諸島海溝沿いで発生するM7.0以上の地震の発生頻度がおおむね東経123度周辺を境に変化することから、便宜的に東経123度線を境界線に設定した。

#### 境界線9：台湾東岸の海岸線

台湾東方沖で地震が発生した場合、先島諸島を含む日本の領域に被害を及ぼす津波を伴う可能性があることから、台湾の海岸線まで領域を設定した。ただし、瀬野（1994）によると台湾東部を南北に走る花東縦谷から東に傾き下がる断層での活動はフィリピン海プレートと上盤側（陸側）のプレートの力学境界での活動と考えられるほか、境界線8の説明でも述べたとおり、台湾の東海岸沖で発生している活発な浅発地震活動は両プレートの相対運動のかなりの部分を消費している。このことから、与那国島周辺から台湾の東海岸沖における地震活動は、花東縦谷までは不可分であると考えられる。本評価では与那国島周辺の地震活動として台湾東岸の海岸線より東側の海域について評価したが、地震の発生頻度の算出に当たっては、台湾東岸の海岸線から花東縦谷までの範囲で発生した地震も参考にした。

#### 境界線16：台湾東岸の海岸線

境界線 8 の説明でも述べたとおり、台湾周辺ではプレート構造が単純ではなく、この周辺では沈み込んだフィリピン海プレートの形状もモデルによって解釈が異なるなど、地震の発生領域を決めるのは容易ではない。本評価では評価対象領域の西端を定義するため、境界線を台湾東岸の海岸線に便宜的に設定した。

### 前回の評価からの主な変更点

前回の評価では、南西諸島海溝周辺を「南西諸島周辺」「与那国島周辺」「九州から南西諸島周辺」の 3 領域に区分していた。

本評価で沈み込んだプレート内のやや深い地震のみを評価する「南西諸島北西沖」は、4-1 で述べたとおり、前回の評価で「九州から南西諸島周辺」としていた領域を九州の南端周辺で分割したうちの南西諸島海溝周辺側の領域である。境界線 6 より背弧側（北西側）では、現在の震源決定精度であれば沈み込んだプレート内のやや深い地震と、プレート間地震及び上盤側（陸側）のプレート内の地震を区別できると考え、これより背弧側（北西側）に「南西諸島北西沖」を定義した。

本評価でプレート間地震及びプレート内地震を評価する「南西諸島周辺」「与那国島周辺」は、沈み込んだプレート内のやや深い地震が区別できなくなる境界線 6 より南東側（前弧側）に、海溝軸の外側まで含めて評価対象領域を定義した。前回の評価では海溝軸外側には領域を定義していなかった一方で、上盤側（陸側）のプレート内の地震も併せて評価するため、境界線 6 よりも北西側（背弧側）に広がる九州西方沖から沖縄トラフにかけての海域も含めた評価対象領域を定義していた。

また、前回の評価において、「与那国島周辺」は M7.5 程度の地震が発生した場合に先島諸島で震度 5 以上となるような範囲を基準に領域を設定していたが、本評価ではテクトニクスの観点から与那国島周辺の地震活動が台湾付近まで不可分であること、台湾東岸付近までの海域で地震が発生した場合には先島諸島を含む日本の領域に津波の被害を伴う可能性があることを踏まえ、西側に領域を拡張した。

## 5-2 地震の発生位置及び震源域の形態

### (1) 南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震

南西諸島周辺及び与那国島周辺で発生したことが知られている地震のうち、巨大地震に分類されるものは 1911 年の喜界島地震 (M8.0) のみである。3-1-1 でも述べたとおり、前回の評価においては、大きな津波を伴いつつも、有感範囲が広いことや国際的な観測を踏まえた震源の深さが 140km 程度とされていたことから、この地震を「九州から南西諸島周辺のやや深発地震」に分類していた。その後の調査研究の進展によりこの地震が浅いところで発生したプレート間地震またはプレート内地震であるという解釈が有力になってきたことから、本評価では南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震に分類した。なお、この地震の発生様式 (タイプ) について、喜界島や奄美大島周辺特有のテクトニクスに理由を求めるもの (Arai et al., 2017) もあるが、本評価では同様の規模の巨大地震が南西諸島周辺及び与那国島周辺の領域内のいずれの場所でも発生する可能性があると考えた。

### (2) 南西諸島周辺のひとまわり小さい地震

南西諸島周辺では震源決定精度に問題があることから、現在の観測網でも発生様式 (タイプ) を特定できない場合があるため、プレート間地震及びプレート内地震を区別せずに評価している。そのため、南西諸島周辺のひとまわり小さい地震に分類した地震の中には、上盤側（陸側）のプレート内の地震も含まれている可能性がある。

この領域内で発生した M7.0 以上の地震が同一の震源域で繰り返し発生しているという知見は得られていないことから、領域内のいずれの場所でもこの領域内で過去に発生した M7.0 以上の地震と同様の地震が発生する可能性があると考えた。なお、領域の面積に比して過去に領域内で発生した M7.0 以上の地震が乏しく、最近発生した中小規模の地震の分布からも領域を細分化できるだけ明確な地域性が見られない (図 3-45-1)。地形的特徴に基づいて領域を細分化したとしても、個々の領域における地震活動に明瞭な差異がなく、地形的特徴に関連付けて地震活動の特徴を議論するのが困難である。これらの事情を勘案し、本評価では地震活動等の知見に基づいた領域の細分化が困難であると判断した。そのため、「南西諸島周辺」の領域は他の評価及び本評価における他の領域に比べて広大な領域設定となっている。

### (3) 与那国島周辺のひとまわり小さい地震

与那国島周辺では震源決定精度に問題があることから、現在の観測網でも発生様式 (タイプ) を特

定できない場合があるため、プレート間地震及びプレート内地震を区別せずに評価している。そのため、与那国島周辺のひとまわり小さい地震に分類した地震の中には、上盤側（陸側）のプレート内の地震も含まれている可能性がある。

先に述べたとおり、台湾周辺ではフィリピン海プレートと上盤側（陸側）のプレートが衝突しており、台湾周辺ではプレート構造が単純ではない。台湾東部を南北に走る花東縦谷から東へ傾き下がる断層での活動はプレート力学境界での活動と考えられる。また、台湾の東海岸沖ではフィリピン海プレート内で活発な浅発地震活動がみられ、両プレートの相対運動のかなりの部分をこの地域の地震で消費しているとみられる（瀬野，1994）。与那国島周辺のひとまわり小さい地震として評価した地震の中には、この台湾周辺の複雑なテクトニクスに起因して発生する様々な地震が含まれている可能性がある。

この領域内で発生した M7.0 以上の地震が同一の震源域で繰り返し発生しているという知見は得られていないことから、領域内のいずれの場所でもこの領域内で過去に発生した M7.0 以上の地震と同様の地震が発生する可能性があると考えた。

#### （４）南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震

九州から南西諸島周辺において発生するプレート内地震について、前回の評価では、九州から南西諸島周辺について一括して領域を設定したが、本評価ではこの領域を九州の南端周辺で分割し、九州中央部と南西諸島北西沖としてそれぞれで評価した。南西諸島北西沖の領域内では M7.0 以上の地震が同一の震源域で繰り返し発生しているという知見は得られていないことから、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。

#### （５）その他

##### 1771 年八重山地震津波タイプ

1771 年八重山地震津波については地震動を伴ったことは歴史記録に残っているが、3-1-1 でも述べたとおり、大規模な津波が発生した原因については複数の説が提唱されており、現時点で結論は得られていない。また、津波堆積物の調査結果からは、先島諸島においては過去に大小様々な津波が襲来しており、その中でも 1771 年の津波と同規模以上の津波が過去に複数回発生していること、南西諸島海溝周辺において同様の大きな津波は先島諸島周辺に集中しているとみられることも指摘されているが、過去の津波に対応する地震動を示す明確な痕跡はなく、津波の原因は明らかではない。よって、1771 年の津波も含めて、津波の原因となった地震像が明らかではなく、地震活動としての評価が困難であることから、本評価では地震の発生位置や震源域の形態は評価しない。

#### 九州西方沖～沖縄トラフの上盤側（陸側）のプレート内の地震

先述のとおり、前回の評価では、九州西方沖～沖縄トラフを含める形で評価対象領域を設定していた。本評価ではプレート間地震及びプレート内地震を評価しており、上盤側（陸側）のプレート内で発生する地震は評価対象としていないが、九州西方沖～沖縄トラフでも活発な地震活動が知られており、被害を伴う地震が発生するおそれもあることから、本評価では参考までに地震の発生位置等について検討を行った。図 3-37 に、九州西方沖～沖縄トラフの上盤側（陸側）のプレート内の地震として分類する地震の発生範囲及びその中で発生した 40km 以浅、M7.0 以上の地震の発生場所を示す。前弧側（南東側）の境界は、本評価で設定した南西諸島周辺及び与那国島周辺の領域の大陸側境界（図 4-1 の境界線 6）とした。この境界線より背弧側（北西側）であれば、少なくとも現在の震源決定精度では、沈み込んだプレート内の地震と上盤側（陸側）のプレート内の地震とを区別できるためである（図 5-1）。また、沖縄トラフの大陸側（北西側）縁辺では、複数の断層によって、陸棚の平らな地形から水深 200～500m 付近で急激に落ち込む地形になっている（Nishizawa et al., 2019）。この地形が背弧拡大の起こっている範囲の境界を示すものと考え、大陸側（北西側）の境界線は水深 200m の等深線を参考にして設定した。西側の境界は便宜的に台湾の東岸、北東側の境界は隣接する地域の長期評価や地域評価で設定した領域を参考にした。

この領域内では、M7.0 以上の地震が同一の震源域で繰り返し発生しているという知見はないことから、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。

### 5-3 将来発生する地震について

#### 留意点

将来の地震の発生確率については、「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査委員会、

2001a) に基づいて推定した。ここでは、確率の計算方法や地震規模の推定方法、将来の地震発生に関する情報等の留意点を述べる。

- ・南西諸島海溝周辺の各領域ではほぼ同一の震源域で地震が繰り返し発生しているという知見はないことから、いずれも時間的にも空間的にも領域内で一様に地震が発生すると考え、ポアソン過程を適用して地震発生確率を算出した。
- ・過去に南西諸島周辺で発生したひとまわり小さい地震の規模は M7.0~7.7、与那国島周辺で発生したひとまわり小さい地震の規模は M7.0~7.5 である。4章に示した日向灘周辺の評価においては、日向灘のひとまわり小さい地震の規模が M7.0~7.6 である。各領域で発生したこれらの地震の上限と下限から、評価対象とする将来発生するひとまわり小さい地震の規模については、一律で M7.0~7.5 程度とした。
- ・南西諸島海溝周辺においては、国内の地震観測網による地震検知能力が低下した時期があるため、その間に発生した地震については比較的大きな規模の地震であっても見落としている可能性がある。そのため、国際的な観測網も含めて作成された地震カタログである ISC-GEM カタログとの比較を行い、いずれか一方のカタログに M7.0 以上として登録されている地震については、規模や震源位置が異なる場合はあっても対応する地震がもう一方のカタログに掲載されていない事例がないことを確認した上で、本評価では 1919 年以降の気象庁震源カタログを用いて評価することとした。しかしながら、観測網の制約により、気象庁震源カタログ及び ISC-GEM カタログのいずれでも見落としている M7.0 以上の地震がないことを示すものではない。なお、同一の地震でも両カタログに収録された震源要素に差異があるため、一方のカタログに基づけば評価対象に分類される地震でも、もう一方のカタログに基づくと、震源位置が評価対象領域の外になったり、M が 7.0 より小さくなったりすることで基準を満たさなくなることもある。本評価では気象庁震源カタログを用いて評価したが、仮に ISC-GEM カタログを用いて同様に評価を試行すると、評価対象となる地震が変わるため、地震の発生確率も変わる（5-4（2）で詳述）。本地域の評価は、観測網の事情により、採用する地震カタログによって結果が変わりうるような不確実性をもったものであることには十分注意する必要がある。
- ・南西諸島のいくつかの島々で確認されている隆起痕跡は過去の地震履歴を記録している可能性があるが、地震の発生領域や発生様式（タイプ）、規模など地震像に関する十分な資料が得られていないことから、現時点ではこれらの情報を用いた評価が困難であると判断した。
- ・九州・パラオ海嶺の沈み込み地点付近より西の南西諸島海溝沿いの広域を震源域とする超巨大地震については、長期評価に必要な科学的知見の収集・整理が現時点では不十分であり、本地域における最大クラスの地震がどのような地震であるかも不明である。したがって、これらの地震の長期評価については、今後、新たな知見やデータの収集・整理を図ることにより、その評価が可能と判断されるに至った時点で実施することにした。なお、南西諸島海溝周辺においては、津波石等の津波堆積物に関する調査が進んでいるが、3-1-2 で述べたとおり、津波石として認定できるものは先島諸島に限られている。また、奄美大島において報告されている 2,300 年前の打ち上げ巨礫の分布は台風の高波で運搬できるような範囲に収まっている。このことは、過去 2,300 年間に於いて、これらの巨礫をさらに内陸まで運搬できるような、台風の高波を超える規模を持つ津波が、この地域では発生していないことを示すものと考えられる。同様に、久高島における打ち上げ巨礫からは、少なくとも過去約 3,500 年間に Mw8.3 を超える地震は起きていないと考えられる。これらのデータは局所的で年代も限られているため、必ずしも南西諸島海溝沿いで超巨大地震が発生することを否定するものではないが、少なくとも現時点において、南西諸島海溝沿いで超巨大地震が過去に発生したことを示すような知見は得られていない。
- ・4-3 で述べたとおり、南海トラフから南西諸島海溝の全域にわたるプレート間地震や、九州・パラオ海嶺を超えて日向灘を含む南海トラフと南西諸島海溝が連動して発生する超巨大地震については、長期評価に必要な科学的知見の収集・整理が現時点では不十分と判断した。したがって、これらの地震の長期評価については、今後、新たな知見やデータの収集・整理を図ることにより、その評価が可能と判断されるに至った時点で実施することにした。

#### (1) 南西諸島海溝沿いを震源域とする地震

##### 南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震

17 世紀以降、南西諸島周辺及び与那国島周辺で発生した巨大地震は 1911 年の喜界島地震 (M8.0) の 1 回のみが知られている。今後、この地震と同程度の規模の地震が領域内のどこでも発生する可能

性はあるものの、発生頻度が不明であることから、将来発生する地震の発生確率は不明とした。なお、当該領域については細分化するだけの科学的知見がないため広大な領域設定となっている。仮に、当該領域における地震の発生確率を算出したとしても、当該領域内に散在する島嶼近傍において発生し被害を及ぼしうる地震の発生確率と大きく異なると考えられる。

与那国島周辺のひとつまわり小さい地震に分類した 1920 年の地震 (M7.4, Mw8.2) は、カタログによってマグニチュードの推定にばらつきがある。本評価では気象庁震源カタログのマグニチュードに基づきひとつまわり小さい地震に分類したが、この地震は巨大地震であった可能性がある。

#### 南西諸島周辺のひとつまわり小さい地震

将来発生する地震の規模については、南西諸島周辺で過去に発生したひとつまわり小さい地震の規模から M7.0~7.5 程度とした。領域内では、1919 年以降の 103 年間に M7.0~7.5 程度の地震が 4 回発生している。ただし、当該領域については細分化するだけの科学的知見がないため広大な領域設定となっており、当該領域における地震の発生確率は、当該領域内に散在する島嶼近傍において発生し被害を及ぼしうる地震の発生確率と大きく異なると考えられることから、将来の地震の発生確率は不明とした。なお、103 年間に 4 回の地震が発生していることを踏まえ、仮に、25.8 年に 1 回の割合で時間的にも空間的にも領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用して試算すると、今後 30 年以内の地震発生確率は 70%程度と求められる。しかしながら、この試算値は、他の領域や他の評価において評価した領域に比べても桁違いに広大な領域に対して、領域のどこかで地震が発生する確率を求めたものであることに注意が必要である。また、震源決定精度に問題があるため、これら 4 回の地震の中には上盤側（陸側）のプレート内の地震も含まれている可能性があり、この地震発生確率は高めに見積もられている可能性がある。

#### 与那国島周辺のひとつまわり小さい地震

将来発生する地震の規模については、領域内で過去に発生した地震の規模から M7.0~7.5 程度とした。領域内では、1919 年以降の 103 年間に 12 回発生しており、複数の地震が続発することもあるが、同一の震源域で繰り返し発生するという知見は得られていない。したがって、8.6 年に 1 回の割合で時間的にも空間的にも領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後 30 年以内の地震発生確率は 90%程度以上と推定される。ただし、震源決定精度に問題があるため、これら 12 回の地震の中には上盤側（陸側）のプレート内の地震も含まれている可能性があり、この地震発生確率は高めに見積もられている可能性がある。

### (2) その他の地震

#### 南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震

将来発生する地震の規模については、領域内で過去に発生した地震の規模から M7.0~7.5 程度とした。領域内では、1919 年以降の 103 年間に 3 回の地震が発生しており、同一の震源域で繰り返し発生するという知見は得られていない。したがって、34.3 年に 1 回の割合で時間的にも空間的にも領域内で一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後 30 年間の地震発生確率は 60%程度と推定される。

#### 1771 年八重山地震津波タイプ

津波石等の津波堆積物に関する調査から、先島諸島においては過去に大小様々な津波が襲来していたことが明らかになっている。その中でも顕著な被害を伴う巨大な津波が襲来したことが歴史記録に残っているのは 1771 年八重山地震津波である。1771 年八重山地震津波については地震動を伴ったことは歴史記録に残っているが、大規模な津波が発生した原因については、地震に伴う海底地すべりや津波地震、分岐断層の活動等の複数の説が提唱されており、現時点で結論は得られていない状況である。また、津波堆積物からは、先島諸島では過去 2,000 年間に 1771 年の津波と同規模以上の津波が、1771 年の津波を含めて少なくとも 3 回発生しており、1771 年の津波よりも小さな規模の津波も含めるとより高い頻度で津波が発生していた可能性も指摘されているが (Araoka et al., 2013)、津波の主因は明らかではない。よって、1771 年の津波も含めて津波の原因となった地震像が明らかではなく、地震活動として評価することが現時点では困難であることから、本評価では発生確率等を評価しなかった。次の地震の規模については、1771 年の津波と同規模以上の津波が過去に複数回発生していた可能性を踏まえ、1771 年八重山地震津波の津波マグニチュードを参考にして、Mt8.5 程度と評価した。なお、このタイプの津波によると思われる津波堆積物は現時点では先島諸島でのみ報告されている。

### 九州西方沖～沖縄トラフの上盤側（陸側）のプレート内の地震

本海域では海底に断層が多数存在することが知られているが（文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構，2016など）、本評価では個々の断層に関する詳細な評価検討を行うのではなく、過去の顕著な地震活動を用いた地震発生確率の検討を試みた。

気象庁震源カタログが整備されている1919年以降の103年間にこの領域内で発生したM7.0以上で深さ40km以浅の地震は、1922年9月15日（M7.0）、1938年6月10日（M7.2）、2015年11月14日（M7.1）の3回である（図3-37）。ただし、本領域は先述の南西諸島周辺の評価対象領域と同様に広大であり、当該領域における地震の発生確率は、当該領域周辺に散在する島嶼近傍において発生し被害を及ぼしうる地震の発生確率と大きく異なると考えられることから、発生確率は不明とした。なお、103年間に3回の地震が発生していることを踏まえ、仮に、34.3年に1回の割合で時間的にも空間的にも一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後30年以内の地震発生確率は60%程度と試算される。しかしながら、この試算値は、本評価の他の領域や他の評価において評価した領域に比べても桁違いに広大な領域に対して、領域のどこかで地震が発生する確率を求めたものであることに注意が必要である。

#### 5-4 多様な確率計算手法の試算

主文で使用した手法及びその確率計算結果については前節に記載したが、本評価の対象領域における地震発生確率の計算方法はほかにも考えられるため、それらの計算結果の一例を以下に記述する。

##### (1) G-R式による評価

G-R式を適用した結果を示す。この法則を使用すれば、評価対象となる規模の地震が発生していない領域でも、過去の地震活動から発生頻度を推定できる。G-R式を適用する地震カタログには気象庁震源カタログを使用し、b値は検知能力の変化を考慮して1997年10月～2016年3月（一元化処理開始以降、自動震源決定手法導入以前）の地震に基づいて推定した。a値は、b値を固定した状態で、1983年以降のM5以上の地震を用いて推定した。b値の推定は最尤法によって行い、その際のM下限（図5-2参照）の決定には明田川（2018）の手法を採用した。この手法では、処理能力や検知能力の限界によるb値の過小評価が起きにくいという特徴がある。a値は対象となるM下限以上の地震数Nについて観測とG-R式から予想される数が一致するように決定した。確率の計算にはポアソン過程を適用した。抽出した規模別の地震数を図5-2に示す。G-R式から計算された各領域の規模に対応する確率は表2のとおりである。

なお、G-R式は固有規模の地震に対しては関係が崩れることや、規模別頻度分布が上に凸になる例もあることが指摘されており（例えば、宇津，1999）、全てのマグニチュードでG-R式が成立するかどうか不明であることに留意すべきである。また、計算に用いた地震の数が少ない場合、b値やa値の推定結果及びそれらから算出される地震発生確率には大きな不確実性が伴うことには注意が必要である。

表2 今後30年間に地震が発生する確率（G-R式・ポアソン過程を適用した場合）

a値の算出に用いた地震の数が30未満と少なく、計算結果に大きな不確実性が伴うと思われるものに\*を付した。

	規模	今後30年以内の地震発生確率
南西諸島周辺のひとまわり小さい地震	M7.0以上	90%程度以上 <sup>注</sup>
与那国島周辺のひとまわり小さい地震	M7.0以上	90%程度以上
南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震	M7.0以上	60%程度

注 当該領域は広大な領域設定となっており、この発生確率の試算値は、当該領域内に散在する島嶼近傍において発生し被害を及ぼしうる地震の発生確率と大きく異なると考えられる。そのため、この試算値は、本評価の他の領域や他の評価において評価した領域に比べても桁違いに広大な領域に対して、領域のどこかで地震が発生する確率を求めたものであることに注意が必要である。

##### (2) ISC-GEMカタログを使用した場合の評価

5-3の留意点でも述べたとおり、南西諸島海溝周辺においては気象庁の観測網展開の変遷に伴って地震検知能力が時間変化していた。仮に、気象庁の観測網による地震検知能力が低下していた時期にM7.0以上の地震が発生し、その地震が気象庁震源カタログに登録されていなかった場合、気象庁震源カタログを用いて評価すると地震の発生頻度及び地震発生確率を過小評価するおそれがある。そのため、気象庁震源カタログとISC-GEMカタログを比較して、いずれか一方のカタログでM7.0以上の地震について、規模や震源位置が異なる場合はあっても対応する地震が掲載されていない事例がないことを確認した上で、本評価では南西諸島海溝周辺の評価に気象庁震源カタログを使用した。

一方で、両カタログでは収録された震央の位置や震源の深さ、マグニチュードに差異があることも確認された。そのため、いずれのカタログを評価に用いるかによって南西諸島周辺のひとまわり小さい地震、与那国島周辺のひとまわり小さい地震、南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震にそれぞれ分類される地震が異なり、それに基づいて推定される地震の発生頻度、地震の発生確率も変化するなど、採用するカタログによって評価内容が変わり得るような地域であることがわかった。

本項では、カタログによる評価内容の変化の一例として、ISC-GEMカタログに掲載された震源要素を用いた場合の評価を試みた。それぞれのカタログを用いた場合の評価地震と震源要素を対比したリストを表3-1~3に示した。地震発生確率の試算に当たっては、ISC-GEMカタログのver8.0の収録期間である1904年~2017年の114年間に発生した地震の回数に基づいて発生間隔を算出した。

なお、与那国島周辺の領域内で発生した1920年6月5日や1951年11月25日の地震など、ISC-GEMカタログに掲載されたMwが大きな地震も含まれているが、それらの地震は本評価においては「与那国島周辺のひとまわり小さい地震」に分類している地震であるため、本試算においても同様に「与那国島周辺のひとまわり小さい地震」に分類した。

#### 南西諸島周辺のひとまわり小さい地震

南西諸島周辺で発生したMw7.0以上の地震としては、1911年2月23日(Mw7.0)、1915年3月1日(Mw7.2)、1916年2月1日(Mw7.4)、1917年7月4日(Mw7.3)、1921年4月2日(Mw7.0)、1923年7月13日(Mw7.4)、1923年11月4日(Mw7.0)、1923年11月6日(Mw7.2)、1935年12月18日(Mw7.0)、1938年6月16日(Mw7.6)、1942年3月22日(Mw7.0)、1961年2月27日(Mw7.5)、1961年7月18日(Mw7.0)、1995年10月18日(Mw7.1)、1998年5月4日(Mw7.5)、2010年2月27日(Mw7.0)の計16回がある。ただし、当該領域については細分化するだけの科学的知見がないため広大な領域設定となっており、当該領域における地震の発生確率は、当該領域内に散在する島嶼近傍において発生し被害を及ぼしうる地震の発生確率と大きく異なると考えられることから、発生確率は不明とした。なお、1904年~2017年の114年間に16回の地震が発生していることを踏まえ、仮に、7.1年に1回の割合で時間的にも空間的にも一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用して試算すると、今後30年以内の地震発生確率は90%程度以上と求められる。しかしながら、この試算値は、本評価の他の領域や他の評価において評価した領域に比べても桁違いに広大な領域に対して、領域のどこかで地震が発生する確率を求めたものであることに注意が必要である。また、震源決定精度に問題があるため、これら16回の地震の中には上盤側(陸側)のプレート内の地震も含まれている可能性があり、この地震発生確率は高めに見積もられている可能性がある。

#### 与那国島周辺のひとまわり小さい地震

与那国島周辺で発生したMw7.0以上の地震としては、1919年12月21日(Mw7.4)、1920年6月5日(Mw8.2)、1922年9月2日(Mw7.7)、1922年9月15日(Mw7.0)、1938年9月7日(Mw7.1)、1938年12月7日(Mw7.0)、1951年10月22日6時34分(Mw7.5)、1951年11月25日(Mw7.8)、1963年2月13日(Mw7.2)、1966年3月13日(Mw7.5)、1972年1月25日11時06分(Mw7.3)、1972年1月25日12時41分(Mw7.1)、1972年4月24日(Mw7.0)、1978年12月23日(Mw7.0)、1986年11月15日(Mw7.4)、2002年3月31日(Mw7.1)の計16回がある。したがって、7.1年に1回の割合で時間的にも空間的にも一様に発生すると考え、ポアソン過程を適用すると、今後30年以内の地震発生確率は90%程度以上と試算される。ただし、震源決定精度に問題があるため、これら16回の地震の中には上盤側(陸側)のプレート内の地震も含まれている可能性があり、この地震発生確率は高めに見積もられている可能性がある。

#### 南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震



南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震について、領域内で発生したMw7.0以上の地震はISC-GEMカタログには記録されていない。よって、地震の発生頻度が不明であることから、今後30年以内の地震発生確率の試算値も不明である。

上記のとおり、南西諸島海溝周辺では、評価対象となる地震がカタログによって変わるため、算出される地震発生確率も変わる。気象庁震源カタログを用いて算出した地震発生確率も含め、評価の不確定性が大きい海域であることには注意が必要である。

表3-1 気象庁震源カタログ及びISC-GEMカタログを用いた場合の評価地震と震源要素の対比（南西諸島周辺のひとまわり小さい地震）

発生日	マグニチュード		一方のカタログでのみ評価対象になる地震について、もう一方が評価対象にならない理由
	ISC-GEM カタログ (Mw)	気象庁 震源カタログ (M)	
<b>両カタログともに評価対象になる地震</b>			
1923-07-13	7.4	7.3	—
1998-05-04	7.5	7.7	—
2010-02-27	7.0	7.2	—
<b>ISC-GEMカタログでのみ評価対象になる地震</b>			
1911-02-23	7.0	—	気象庁震源カタログの収録期間外
1915-03-01	7.2	—	〃
1916-02-01	7.4	—	〃
1917-07-04	7.3	—	〃
1921-04-02	7.0	—	気象庁震源カタログのM空欄、震央が領域外
1923-11-04	7.0	6.7	気象庁震源カタログのMが小さい
1923-11-06	7.2	6.9	〃
1935-12-18	7.0	6.9	〃
1938-06-16	7.6	6.9	〃
1942-03-22	7.0	6.5	気象庁震源カタログのMが小さく、震央が領域外
1961-02-27	7.5	7.0	気象庁震源カタログの震央は日向灘であり、日向灘のひとまわり小さい地震として評価されている
1961-07-18	7.0	6.6	気象庁震源カタログのMが小さい
1995-10-18	7.1	6.9	〃
<b>気象庁震源カタログでのみ評価対象になる地震</b>			
2002-03-26	6.4	7.0	ISC-GEMカタログのMwが小さい

表3-2 気象庁震源カタログ及びISC-GEMカタログを用いた場合の評価地震と震源要素の対比（与那国島周辺のひとまわり小さい地震）

発生日	マグニチュード		一方のカタログでのみ評価対象になる地震について、もう一方が評価対象にならない理由
	ISC-GEM カタログ (Mw)	気象庁 震源カタログ (M)	
両カタログともに評価対象になる地震			
1920-06-05	8.2	7.4	—
1922-09-02	7.7	7.4	—
1951-10-22 06:34	7.5	7.2	—
1951-11-25	7.8	7.1	—
1966-03-13	7.5	7.3	—
1972-01-25 11:06	7.3	7.5	—
1972-01-25 12:41	7.1	7.2	—
1972-04-24	7.0	7.3	—
2002-03-31	7.1	7.0	—
ISC-GEMカタログでのみ評価対象になる地震			
1919-12-21 05:37	7.4	—	気象庁震源カタログのM空欄
1922-09-15	7.0	7.0	気象庁震源カタログの震央が領域外
1938-09-07	7.1	6.6	気象庁震源カタログのMが小さい
1938-12-07	7.0	6.8	〃
1963-02-13	7.2	7.3	気象庁震源カタログの震央が領域外
1978-12-23	7.0	6.9	気象庁震源カタログのMが小さい
1986-11-15	7.4	6.2	〃
気象庁震源カタログでのみ評価対象になる地震			
1919-12-21 04:34	6.8	7.5	ISC-GEMカタログのMwが小さい
1924-07-22	6.9	7.2	〃
1951-10-22 13:28	6.7	7.0	ISC-GEMカタログのMwが小さく、震央が領域外

表3-3 気象庁震源カタログ及びISC-GEMカタログを用いた場合の評価地震と震源要素の対比（南西諸島北西沖の沈み込んだプレート内のやや深い地震）

発生日	マグニチュード		一方のカタログでのみ評価対象になる地震について、もう一方が評価対象にならない理由
	ISC-GEM カタログ (Mw)	気象庁 震源カタログ (M)	
気象庁震源カタログでのみ評価対象になる地震			
1947-09-27	—	7.4	ISC-GEMカタログの本カタログに掲載されておらず、補足カタログにのみ掲載されているが、Mwが決まっていない
1958-03-11	7.2	7.2	ISC-GEMカタログの震源が浅い
1959-04-27	6.9	7.4	ISC-GEMカタログのMが小さい

## 引用文献

- Abe, K. (1981): Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27, 72-92, doi:10.1016/0031-9201(81)90088-1.
- 阿部勝征 (1988): 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化, *東京大学地震研究所彙報*, 63, 289-303, doi:10.15083/0000032816.
- 阿部勝征 (1999): 遡上高を用いた津波マグニチュード  $M_t$  の決定—歴史津波への応用—, *地震第2輯*, 52, 369-377, doi:10.4294/zisin1948.52.3\_369.
- 阿部勝征 (2003): 津波地震とは何か—総論—, *月刊地球*, 25(5), 337-342.
- Abe, Y., T. Ohkura, K. Hirahara and T. Shibutani (2013): Along-arc variation in water distribution in the uppermost mantle beneath Kyushu, Japan, as derived from receiver function analyses, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7), 3540-3556, doi:10.1002/jgrb.50257.
- 相田勇 (1974): 地震の断層モデルによる津波の数値実験, *地震第2輯*, 27, 141-154, doi:10.4294/zisin1948.27.2\_141.
- 明田川保 (2018): X Window Systemを用いた地震検索・地震活動解析プログラム (REASA) の開発 (その2), *験震時報*, 82:2.
- Ando, M., Y. Tu, H. Kumagai, Y. Yamanaka and C. H. Lin (2012): Very low frequency earthquakes along the Ryukyu subduction zone, *Geophysical Research Letters*, 39, L04303, doi:10.1029/2011GL050559.
- Ando, M., A. Kitamura, Y. Tu, Y. Ohashi, T. Imai, M. Nakamura, R. Ikuta, Y. Miyairi, Y. Yokoyama and M. Shishikura (2018): Source of high tsunamis along the southernmost Ryukyu trench inferred from tsunami stratigraphy, *Tectonophysics*, 722, 265-276, doi:10.1016/j.tecto.2017.11.007.
- Arai, R., T. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaiho, A. Nakanishi, G. Fujie, Y. Nakamura, Y. Yamamoto, Y. Ishihara, S. Miura and Y. Kaneda (2016): Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench, *Nature Communications*, 7, 12255, doi:10.1038/ncomms12255.
- Arai, R., S. Kodaira, T. Yamada, T. Takahashi, S. Miura, Y. Kaneda, A. Nishizawa and M. Oikawa (2017): Subduction of thick oceanic plateau and high-angle normal-fault earthquakes intersecting the slab, *Geophysical Research Letters*, 44, 6109-6115, doi:10.1002/2017GL073789.
- Araoka, D., Y. Yokoyama, A. Suzuki, K. Goto, K. Miyagi, K. Miyazawa, H. Matsuzaki and H. Kawahata (2013): Tsunami recurrence revealed by Porites coral boulders in the southern Ryukyu Islands, Japan, *Geology*, 41(8), 919-922, doi:10.1130/G34415.1.
- Argus, D. F., R. G. Gordon and C. DeMets (2011): Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q11001, doi:10.1029/2011GC003751.
- 浅野陽一・松澤孝紀・小原一成 (2014): 南海トラフおよび南西諸島海溝における浅部超低周波地震の時空間分布, *日本地球惑星科学連合 2014 年大会*, SCG64-16.
- 浅野陽一・松澤孝紀・後藤和彦・八木原寛・平野舟一郎・針生義勝・小原一成 (2015): 南西諸島北部～日向灘における浅部超低周波地震活動の特徴, *日本地震学会 2015 年度秋季大会*, S09-09.
- Asano, Y., K. Obara, T. Matsuzawa, H. Hirose and Y. Ito (2015): Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 42, 331-338, doi:10.1002/2014GL062165.
- 芦寿一郎・岡村行信・倉本真一・徳山英一 (1999): 南海トラフとその陸側斜面の地質構造—付加プリズム・前弧海盆の構造発達—, *地質ニュース*, 541, 17-24.
- 栗田泰夫・杉山雄一 (1989): 南海トラフ沿いの巨大地震に伴う右横ずれ逆断層構造, *地震第2輯*, 42, 231-233, doi:10.4294/zisin1948.42.2\_231.
- Bondar, I., E. R. Engdahl, A. Villasenor, J. Harris and D. Storchak (2015): ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): II. Location and seismicity patterns, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 2-13, doi:10.1016/j.pepi.2014.06.002.

- DeMets, C., R. G. Gordon and D. F. Argus (2010): Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Di Giacomo, D., I. Bondar, D. A. Storchak, E. R. Engdahl, P. Bormann and J. Harris (2015): ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009), III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 33-47, doi:10.1016/j.pepi.2014.06.005.
- Di Giacomo, D., E. R. Engdahl and D. A. Storchak (2018): The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904-2014): status after the Extension Project, *Earth System Science Data*, 10, 1877-1899, doi:10.5194/essd-10-1877-2018.
- GEBCO Compilation Group (2020): GEBCO 2020 Grid, doi:10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9.
- GEBCO Compilation Group (2021): GEBCO 2021 Grid, doi:10.5285/c6612cbe-50b3-0cff-e053-6c86abc09f8f.
- 後藤和彦 (2013): 1911年に喜界島近海で発生した巨大地震の震源位置の再評価, *地震第2輯*, 65, 231-242, doi:10.4294/zisin.65.231.
- 後藤和彦・本田貴子・八木原寛・角田寿喜・清水洋 (2001): 南九州における稍深発地震面の形状と発震機構, *月刊地球*, 23(10), 664-668.
- 後藤和彦・岩本健吾 (2018): 1911年に喜界島近海で発生した巨大地震に伴う津波の調査, *地震ジャーナル*, 65, 18-27.
- 後藤和久 (2017): 琉球海溝沿いの古津波堆積物研究, *地質学雑誌*, 123(10), 843-855, doi:10.5575/geosoc.2017.0046.
- Goto, K., T. Kawana and F. Imamura (2010a): Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan, *Earth-Science Reviews*, 102, 77-99, doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.005.
- Goto, K., K. Miyagi, H. Kawamata and F. Imamura (2010b): Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan, *Marine Geology*, 269(1), 34-45, doi:10.1016/j.margeo.2009.12.004.
- 後藤和久・宮澤啓太郎・安谷屋昭・垣花昇一・久貝弥嗣・島袋綾野・島袋永夫・正木譲・松島昭司・宮城邦昌 (2012): 再考・1771年明和大津波の遡上高Ⅱ—先島諸島全域—, *津波工学研究報告*, 29, 129-146.
- Goto, K., K. Miyagi and F. Imamura (2013): Localized tsunamigenic earthquakes inferred from preferential distribution of coastal boulders on Ryukyu Island, Japan, *Geology*, 41(11), 1139-1142, doi:10.1130/G34823.1.
- 後藤和久・須田陽介・今村文彦・本郷宙軌・八木勇治 (2013): 再考・喜界島の隆起問題, *日本地球惑星科学連合大会予稿集*, SSS31-36.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1944): Frequency of earthquakes in California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34, 164-176.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1954): *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, Princeton University Press, 310pp.
- Hanzawa, S. (1935): Topography and geology of the Riukiu Islands, *Science Reports of the Tohoku Imperial University*, 2nd series, Geology, 17, 1-61.
- 原田智也・西山昭仁・佐竹健治・古村孝志 (2017): 明応七年六月十一日(1498年6月30日)の日向灘大地震は存在しなかった—『九州軍記』の被害記述の検討—, *地震第2輯*, 70, 89-107, doi:10.4294/zisin.2016-13.
- Hatori, T. (1969): A study of the wave sources of the Hiuganada tsunamis, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 47, 55-63.
- 羽鳥徳太郎 (1971): 最近45年間の日向灘津波の規模, *地震第2輯*, 24, 95-106, doi:10.4294/zisin1948.24.2\_95.
- 羽鳥徳太郎 (1985): 九州東部沿岸における歴史津波の現地調査—1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波—, *東京大学地震研究所彙報*, 60, 439-459, doi:10.15083/0000032889.
- 羽鳥徳太郎 (1987): 1984年日向灘津波と周辺の津波活動, *地震第2輯*, 40, 1-6, doi:10.4294/zisin1948.40.1\_1.

- 羽鳥徳太郎 (1988) : 琉球列島における津波の規模と波源域, 地震第2輯, 41, 541-567,  
doi:10.4294/zisin1948.41.4\_541.
- 羽鳥徳太郎 (1998) : 1996年日向灘津波と九州東部域の放出津波エネルギー分布, 津波工学研究報告,  
15, 43-50.
- Hayes, G. P., G. L. Moore, D. E. Portner, M. Hearne, H. Flamme, M. Furtney and G. M. Smoczyk (2018): Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model, *Science*, 362, 58-61, doi:10.1126/science.aat4723.
- Heki, K. and T. Kataoka (2008): On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113, B11402, doi:10.1029/2008JB005739.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭 (2007) : Double-Difference Tomography 法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, 地震第2輯, 60, 1-20,  
doi:10.4294/zisin.60.1.
- Hirose, H., Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka and T. Maeda (2010): Slow earthquakes linked along dip in the Nankai subduction zone, *Science*, 330, 1502, doi:10.1126/science.1197102.
- Hisamatsu, A., K. Goto and F. Imamura (2014): Local paleo-tsunami size evaluation using numerical modeling for boulder transport at Ishigaki Island, Japan, *Episodes*, 37(4), 265-276, doi:10.18814/epiugs/2014/v37i4/006.
- Hsu, S. K., Y. C. Yeh, J. C. Sibuet, W. B. Doo and C. H. Tsai (2013): A mega-splay fault system and tsunami hazard in the southern Ryukyu subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 99-107, doi:10.1016/j.epsl.2012.11.053.
- 市川岳 (1997) : 海底地震計を使った日向灘周辺の地殻構造研究, 北海道大学修士論文, 56pp.
- 市原季彦・黒木昌・伊集院弘尚 (2015) : 宮崎平野における津波イベント堆積物について, 日本地質学会学術大会講演要旨, 第122年学術大会 (2015長野).
- Igarashi, T. (2010): Spatial changes of inter-plate coupling inferred from sequences of small repeating earthquakes in Japan, *Geophysical Research Letters*, 37, L20304, doi:10.1029/2010GL044609.
- Ikehara, K., T. Kanamatsu, K. Usami and K. H. Hsiung (2017): Depositional processes and recurrence of seismo-turbidites along the southern Ryukyu Trench, *Geophysical Research Abstracts*, 19, EGU2017-3451.
- 今村文彦・吉田功・アンドリュウ・ムーア (2001) : 沖縄県石垣島における1771年明和大津波と津波石移動の数値解析, 海岸工学論文集, 48, 346-350, doi:10.2208/proce1989.48.346.
- Imamura, F., K. Goto and S. Ohkubo (2008): A numerical model for the transport of a boulder by tsunami, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113, C01008, doi:10.1029/2007JC004170.
- International Seismological Centre (2021): ISC-GEM Earthquake Catalogue, doi:10.31905/d808b825.
- 井上卓彦 (2007) : 東シナ海における地質構造発達史—研究レビュー—, 地質ニュース, 633, 37-44.
- Ioki, K., Y. Yamashita and Y. Kase (2020): Consideration of tsunami source generated in the Hyuga-nada region in 1662, *JpGU-AGU Joint Meeting 2020*, HDS08-P05.
- 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.
- Iwasaki, T., H. Sato, M. Shinohara, T. Ishiyama and A. Hashima (2015): Fundamental structure model of island arcs and subducted plates in and around Japan, in 2015 Fall Meeting. American Geophysical Union, San Francisco, Dec. 14-18, T31B-2878.
- 地震調査委員会 (1998) : 1998年5月の地震活動の評価, 32pp.
- 地震調査委員会 (1999) : 日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—〈追補版〉, 391pp.
- 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, 99pp.
- 地震調査委員会 (2001b) : 2001年3月の地震活動の評価, 35pp.
- 地震調査委員会 (2002a) : 2001年12月の地震活動の評価, 33pp.
- 地震調査委員会 (2002b) : 2002年3月の地震活動の評価, 30pp.
- 地震調査委員会 (2004) : 日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価, 57pp.

- 地震調査委員会 (2009) : 日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－〈第2版〉, 496pp.
- 地震調査委員会 (2010) : 2010年2月の地震活動の評価, 30pp.
- 地震調査委員会 (2013) : 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版), 94pp.
- 地震調査委員会 (2015) : 2015年11月の地震活動の評価, 34pp.
- 地震調査委員会 (2016) : 大地震後の地震活動の見通しに関する情報のあり方, 58pp.
- 地震調査委員会 (2020) : 日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－〈改訂版〉 中国・四国地方の地震活動の特徴, 56pp.
- 地震調査委員会 (2022a) : 長期評価による地震発生確率値の更新について (令和4年1月13日).
- 地震調査委員会 (2022b) : 2021年12月の地震活動の評価, 65pp.
- 科学技術・学術審議会測地学分科会地震火山部会 (2017) : 「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」平成28年度年次報告 (成果の概要),  
[https://www.mext.go.jp/b\\_menu/shingi/gijyutu/gijyutu6/toushin/1403602.htm](https://www.mext.go.jp/b_menu/shingi/gijyutu/gijyutu6/toushin/1403602.htm).
- 角田寿喜・後藤和彦 (2002) : 九州 - 南西諸島北部域の地震活動とテクトニクス, 地震第2輯, 55, 317-336, doi:10.4294/zisin1948.55.3\_317.
- 鎌滝孝信・丹羽正和・生田正文・高取亮一・黒澤英樹 (2013) : 宮崎市沿岸部にみられる古地震痕跡について, 日本地質学会学術大会講演要旨, 第120年学術大会 (2013 仙台).
- 神田克久・武村雅之 (2013) : 南海トラフ沿いの沈み込むスラブ内で発生した歴史地震の震度による地震規模推定, 歴史地震, 28, 35-48.
- Kao, H and W. P. Chen (1991) : Earthquakes along the Ryukyu-Kyushu arc: Strain segmentation, lateral compression, and the thermomechanical state of the plate interface, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B13), 21443-21485, doi:10.1029/91JB02164.
- 加藤祐三 (1987) : 八重山地震津波 (1771) の遡上高, 地震第2輯, 40, 377-381, doi:10.4294/zisin1948.40.3\_377.
- 加藤祐三 (1989) : 沖縄県宮古群島下地島「帯大岩」の起源, 歴史地震, 5, 111-115.
- 加藤祐三・木村政昭 (1983) : 沖縄県石垣島のいわゆる「津波石」の年代と起源, 地質学雑誌, 89, 471-474, doi:10.5575/geosoc.89.471.
- 河名俊男・中田高 (1994) : サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期, 地学雑誌, 103, 352-376, doi:10.5026/jgeography.103.4\_352.
- 河名俊男・中田高 (2003) : 琉球列島北部の奄美大島笠利半島および喜界島北部に襲来した古津波の暦年代時期, 沖縄地理, 6, 33-40.
- Kimura, H., K. Tadokoro and T. Ito (2019) : Interplate coupling distribution along the Nankai Trough in southwest Japan estimated from the block motion model based on onshore GNSS and seafloor GNSS/A observations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 6140-6164, doi:10.1029/2018JB016159.
- 気象庁 (1920) : 気象要覧 (1920年6月).
- 気象庁 (1931) : 気象要覧 (1931年11月).
- 気象庁 (1998) : 平成10年5月 地震・火山月報 (防災編), 34pp.
- Kodaira, S., T. Iwasaki, T. Urabe, T. Kanazawa, F. Egloff, J. Makris and H. Shimamura (1996) : Crustal structure across the middle Ryukyu trench obtained from ocean bottom seismographic data, *Tectonophysics*, 263, 39-60, doi:10.1016/S0040-1951(96)00025-X.
- Konishi, K., A. Omura and O. Nakamichi (1974) : Radiometric coral ages and sea level records from the late Quaternary reef complexes of the Ryukyu Islands, *Proceedings of the 2nd International Symposium on Coral Reefs*, 2, 595-613.
- Kubo, A. and E. Fukuyama (2003) : Stress field along the Ryukyu Arc and the Okinawa Trough inferred from moment tensors of shallow earthquakes, *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 305-316, doi:10.1016/S0012-821X(03)00132-8.
- 久貝弥嗣 (2011) : 友利元島・砂川元島で確認された有孔虫堆積層, 宮古島市総合博物館紀要, 15, 65-75.
- Lindquist, K. G., K. Engle, D. Stahlke and E. Price (2004) : Global topography and bathymetry grid improves research efforts, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(19), 186, doi:10.1029/2004E0190003.
- 前杵英明・長岡信治 (1988) : 宮崎県日南海岸の完新世海成段丘と離水波食地形, 日本地理学会予稿集, 33, 54-55.

- 牧野清 (1968) : 八重山の明和大津波, 著者出版, 447pp.
- 松崎伸一・大野裕記・池田倫治・福島美光 (2003) : 震源分布からみた伊予灘周辺フィリピン海プレート  
の形状および地震特性, 地震第2輯, 56, 267-279, doi:10.4294/zisin1948.56.3\_267.
- 松浦律子・中村操・茅野一郎・唐鎌郁夫 (2003) : 震度分布にもとづく江戸時代の4地震の震源域と規模  
の再検討 (概報) : 1662年日向灘・1769年日向・豊後・1847年善光寺地震・1861年宮城の4地震  
について, 歴史地震, 19, 53-61.
- 三位秀夫・木越邦彦 (1966) : 奄美群島喜界島の旧汀線堆積物と海岸砂丘との<sup>14</sup>C年代—日本の第四紀  
層の<sup>14</sup>C年代XXVIII—, 地球科学, 82, 43-45.
- 三浪俊男・福留篤男 (2003) : 1926年~1960年に九州付近に発生した主な有感地震の詳細な震度分布  
図, 福岡教育大学紀要, 52-3.
- Minamidate, K., K. Goto and H. Kan (2022): Numerical estimation of maximum possible sizes  
of paleo-earthquakes and tsunamis from storm-derived boulders, Earth and Planetary  
Science Letters, 579, doi:10.1016/j.epsl.2021.117354.
- Miyazaki, S. and K. Heki (2001): Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and  
arc-arc collision, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B3), 4305-4326,  
doi:10.1029/2000JB900312.
- Miyazawa, K., K. Goto and F. Imamura (2012): Re-evaluation of the 1771 Meiwa Tsunami source  
model, southern Ryukyu Islands, Japan, in “Submarine Mass Movements and Their  
Consequences”, ed. by Y. Yamada, K. Kawamura, K. Ikehara, Y. Ogawa, R. Urgeles, D.  
Mosher, J. Chaytor and M. Strasser, Advances in Natural and Technological Hazards  
Research, 31, Springer, Dordrecht, 497-506, doi:10.1007/978-94-007-2162-3\_44.
- 三好崇之・石橋克彦 (2004) : 震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの  
形状, 地震第2輯, 57, 139-152, doi:10.4294/zisin1948.57.2\_139.
- 茂木昭夫 (1970) : フィリピン海の海底地形, 地学雑誌, 79, 5, 243-265,  
doi:10.5026/jgeography.79.5\_243.
- 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構 (2016) : 海域における断層情報総合評価  
プロジェクト平成27年度成果報告書, 252pp.
- 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構 (2017) : 海域における断層情報総合評価  
プロジェクト平成28年度成果報告書, 324pp.
- 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構 (2019) : 海域における断層情報総合評価  
プロジェクト平成30年度成果報告書, 512pp.
- 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構 (2020a) : 海域における断層情報総合評  
価プロジェクト令和元年度成果報告書, 385pp.
- 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構 (2020b) : 南海トラフ広域地震防災研究  
プロジェクト令和元年度成果報告書, 655pp.
- 長岡信治・前杵英明・沖野郷子 (1991a) : 九州・パラオ海嶺の沈み込みと九州南東部の第四紀地殻変  
動, 月刊地球, 号外 no. 3, 上田誠也教授退官記念論文集, 167-173.
- 長岡信治・前杵英明・松島義章 (1991b) : 宮崎平野の完新世地形発達史, 第四紀研究, 30, 59-78,  
doi:10.4116/jaqua.30.59.
- Nakamura, M. (2009): Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench  
estimated from the devastating tsunami, Geophysical Research Letters, 36, L19307,  
doi:10.1029/2009GL039730.
- Nakamura, M. (2017): Distribution of low-frequency earthquakes accompanying the very low  
frequency earthquakes along the Ryukyu Trench, Earth, Planets and Space, 69, 49,  
doi:10.1186/s40623-017-0632-4.
- Nakamura, M. and N. Sunagawa (2015): Activation of very low frequency earthquakes by slow  
slip events in the Ryukyu Trench, Geophysical Research Letters, 42, 1076-1082,  
doi:10.1002/2014GL062929.
- Nakanishi, A., N. Takahashi, Y. Yamamoto, T. Takahashi, S. O. Citak, T. Nakamura, K. Obana,  
S. Kodaira and Y. Kaneda (2018): Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity  
models of the subduction zone in SW Japan: implications for seismogenesis, in “Geology  
and Tectonics of Subduction Zones: A Tribute to Gaku Kimura”, ed. by T. Byrne, M. B.

- Underwood, III, D. Fisher, L. McNeill, D. Saffer, K. Ujiie and A. Yamaguchi, Geological Society of America Special Papers, 534, 69-86, doi:10.1130/2018.2534(04).
- 中田高・高橋達郎・木庭元晴 (1978) : 琉球列島の完新世離水サンゴ礁地形と海水準変動, 地理学評論, 51, 87-108, doi:10.4157/grj.51.87.
- 中田高・後藤秀昭・渡辺満久・鈴木康弘・徳山英一・佐竹健治・隈本崇・西澤あずさ・伊藤弘志・松浦律子 (2011) : 新しい海底活断層図からみた南海トラフの地震像, 日本地球惑星科学連合大会 2011 年大会予稿集, SSS035-15.
- 中田高・後藤秀昭・渡辺満久・鈴木康弘 (2012) : 日向海盆およびその周辺の海底活断層の位置・形状と大地震, 2012 年度日本地理学会春季学術大会発表要旨.
- 仲座久宜 (2017) : 白保竿根田原洞穴遺跡とは一調査の概要と主な成果, 科学, 87, 532-536.
- Nishimura, S., and M. Hashimoto (2006) : A model with rigid rotations and slip deficits for the GPS-derived velocity field in southwest Japan, Tectonophysics, 421, 187-207, doi:10.1016/j.tecto.2006.04.017.
- Nishimura, T. (2014) : Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS, Progress in Earth and Planetary Science, 1, 22, doi:10.1186/s40645-014-0022-5.
- Nishimura, T., Y. Yokota, K. Tadokoro and T. Ochi (2018) : Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from GNSS and GPS-A data, Geosphere, 14, 535-551, doi:10.1130/GES01529.1.
- Nishizawa, A., K. Kaneda, M. Oikawa, D. Horiuchi, Y. Fujioka and C. Okada (2019) : Seismic structure of rifting in the Okinawa Trough, an active backarc basin of the Ryukyu (Nansei-Shoto) island arc-trench system, Earth, Planets and Space, 71:21, doi:10.1186/s40623-019-0998-6.
- Niwa, M., T. Kamataki, H. Kurosawa, Y. Saito-Kokubu and M. Ikuta (2020) : Seismic subsidence near the source region of the 1662 Kanbun Hyuganada Sea earthquake: Geochemical, stratigraphical, chronological, and paleontological evidences in Miyazaki Plain, southwest Japan, Island Arc, 29, e12341, doi:10.1111/iar.12341.
- 岡村行信 (1990) : 四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動, 地質学雑誌, 96(3), 223-237, doi:10.5575/geosoc.96.223.
- Okamura, Y., A. Nishizawa, Y. Fujii and H. Yanagisawa (2018) : Accretionary prism collapse: a new hypothesis on the source of the 1771 giant tsunami in the Ryukyu Arc, SW Japan, Scientific Reports, 8, 13620, doi:10.1038/s41598-018-31956-8.
- 小元久仁夫 (2012) : 沖縄県宮古島南東, マイバーバマに打ち上げられた津波石の較正年代, 地学雑誌, 121, 1043-1051, doi:10.5026/jgeography.121.1043.
- Omoto, K., T. Nakata and M. Koba (1976) : Tohoku University radiocarbon measurement, IV, The Science report of the Tohoku University, 7th series, Geography, 26, 299-310.
- 太田陽子・町田洋・堀信行・小西健二・大村明雄 (1978) : 琉球列島喜界島の完新世海面変化研究へのアプローチ, 地理学評論, 51, 109-130, doi:10.4157/grj.51.109.
- 太田陽子・堀信行 (1980) : 琉球列島の第四紀後期の地殻変動に関する一考察, 第四紀研究, 18, 221-240, doi:10.4116/jaqua.18.221.
- Ozawa, S. (2017) : Long-term slow slip events along the Nankai trough subduction zone after the 2011 Tohoku earthquake in Japan, Earth, Planets and Space, 69, 56, doi:10.1186/s40623-017-0640-4.
- 斎藤英二 (2017) : 日本列島下の海洋プレートの GIS データ作成, 地質調査総合センター研究資料集, 647, 産総研地質調査総合センター.
- Sella, G. F., T. H. Dixon and A. Mao (2002) : REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B4), 1-32, doi:10.1029/2000JB000033.
- 瀬野徹三 (1994) : 台湾付近のテクトニクス, 地震第 2 輯, 46, 461-477, doi:10.4294/zisin1948.46.4\_461.
- 瀬野徹三 (1995) : プレートテクトニクスの基礎, 朝倉書店, 190pp.



- Seno, T., S. Stein and A. E. Grip (1993): A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98, 17941-17948, doi:10.1029/93JB00782.
- Shikakura, Y. (2014): Marine terraces caused by fast steady uplift and small coseismic uplift and the time-predictable model: Case of Kikai Island, Ryukyu Islands, Japan, *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 232-237, doi:10.1016/j.epsl.2014.08.003.
- Shimazaki, K. and T. Nakata (1980): Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 7, 278-282, doi:10.1029/GL007i004p00279.
- Shiomi, K., M. Matsubara, Y. Ito and K. Obara (2008): Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan, *Geophysical Journal International*, 173, 1018-1029, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03786.x.
- Shiono, K. (1977): Focal mechanisms of major earthquakes in southwest Japan and their tectonic significance, *Journal of Physics of the Earth*, 25, 1-26, doi:10.4294/jpe1952.25.1.
- Shiono, K., T. Mikumo and Y. Ishikawa (1980): Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes, *Journal of Physics of the Earth*, 28, 17-43, doi:10.4294/jpe1952.28.17.
- 宍倉正展・前杵英明・越後智雄・行谷佑一・石山達也・金城遼・井上直人 (2019) : 奄美群島喜界島におけるサンゴマイクロアトールの分布と年代からみた過去約 600 年の地殻上下変動, *日本地球惑星科学連合大会予稿集*, SSS15-07.
- Storchak, D. A., D. Di Giacomo, I. Bondar, E. R. Engdahl, J. Harris, W. H. K. Lee, A. Villasenor and P. Bormann (2013): Public release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009), *Seismological Research Letters*, 84(5), 810-815, doi:10.1785/0220130034.
- Storchak, D. A., D. Di Giacomo, E. R. Engdahl, J. Harris, I. Bondar, W. H. K. Lee, P. Bormann and A. Villasenor (2015): The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): Introduction, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 48-63, doi:10.1016/j.pepi.2014.06.009.
- Sugihara, K., T. Nakamori, Y. Iryu, K. Sasaki and P. Blanchond (2003): Holocene sea-level change and tectonic uplift deduced from raised reef terraces, Kikai-jima, Ryukyu Islands, Japan, *Sedimentary Geology*, 159, 5-25, doi:10.1016/S0037-0738(03)00092-7.
- 杉山雄一 (1990) : 駿河湾～遠州灘地域のサイスマテクトニクス, *地震第 2 輯*, 43, 439-442, doi:10.4294/zisin1948.43.3\_439.
- Tadokoro, K., M. Nakamura, M. Ando, H. Kimura, T. Watanabe and K. Matsuhiro (2018): Interplate coupling state at the Nansei-Shoto (Ryukyu) Trench, Japan, deduced from seafloor crustal deformation measurements, *Geophysical Research Letters*, 45, doi:10.1029/2018GL078655.
- 高木涼太 (2018) : スロースリップとプレート間固着の空間的相関性, *スロー地震学ニュースレター*, 3, 5-6.
- Takagi, R., N. Uchida and K. Obara (2019): Along-strike variation and migration of long-term slow slip events in the western Nankai subduction zone, Japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(4), 3853-3880, doi:10.1029/2018jb016738.
- Terakawa, T. and M. Matsu'ura (2010): The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- Theunissen, T., Y. Font, S. Lallemand and W. T. Liang (2010): The largest instrumentally recorded earthquake in Taiwan: revised location and magnitude, and tectonic significance of the 1920 event, *Geophysical Journal International*, 183, 1119-1133, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04813.x.
- 都司嘉宣 (1997) : 1995 年奄美大島近海地震による地震および津波被害について, *地学雑誌*, 106(4), 486-502, doi:10.5026/jgeography.106.4\_486.

- Tu, Y. and K. Heki (2017): Decadal modulation of repeating slow slip event activity in the southwestern Ryukyu arc possibly driven by rifting episodes at the Okinawa Trough, *Geophysical Research Letters*, 44(18), 9308–9313, doi:10.1002/2017gl074455.
- Uchida, N., R. Takagi, Y. Asano and K. Obara (2020): Migration of shallow and deep slow earthquakes toward the locked segment of the Nankai megathrust, *Earth and Planetary Science Letters*, 531, 115986, doi:10.1016/j.epsl.2019.115986.
- 植平賢司・清水洋・松尾紉道・後藤和彦 (2001): 四国・中国西端から九州にかけての深発地震面の形状と発震機構, *月刊地球*, 23(10), 669–673.
- Ujiie, H., T. Nakamura, Y. Miyamoto, J. O. Park, S. Hyun and T. Oyakawa (1997): Holocene turbidite cores from the southern Ryukyu Trench slope: suggestions of periodic earthquakes, *The Journal of the Geological Society of Japan*, 103, 590–603, doi:10.5575/geosoc.103.590.
- 宇佐美龍夫 (1996): 新編 日本被害地震総覧 [増補改訂版 416–1995], 東京大学出版会, 496pp.
- 宇佐美龍夫 (2003): 最新版 日本被害地震総覧[416]–2001, 東京大学出版会, 605pp.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013): 日本被害地震総覧 599–2012, 東京大学出版会, 694pp.
- 宇津徳治 (1979): 1885年～1925年の日本の地震活動—M6以上の地震および被害地震の再調査—, *東京大学地震研究所彙報*, 54, 253–308, doi:10.15083/0000033106.
- 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, doi:10.15083/0000032980.
- 宇津徳治 (1985): 日本付近のM6.0以上の地震及び被害地震の表: 1885年～1980年 (訂正と追加), *東京大学地震研究所彙報*, 60, 639–642, doi:10.15083/0000032884.
- 宇津徳治・嶋悦三・吉井敏尅・山科健一郎 [編] (1987): 地震の事典, 朝倉書店, 568pp.
- 宇津徳治 (1989): 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の震度分布図 (1901年～1926年), *東京大学地震研究所*, 278pp.
- 宇津徳治 (1999): 地震活動総説, 東京大学出版会, 876pp.
- Wallace, L. M., S. Ellis, K. Miyao, S. Miura, J. Beavan and J. Goto (2009): Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision, *Geology*, 37, 143–146, doi:10.1130/g25221a.1.
- 渡部豪・田部井隆雄 (2004): 南西諸島のGPS速度場とサイスマテクトニクス, *地震第2輯*, 57(1), 1–10, doi:10.4294/zisin1948.57.1\_1.
- 渡辺偉夫 (1998): 日本被害津波総覧 (第2版), 東京大学出版会, 238pp.
- Wei, D. and T. Seno (1998): Determination of the Amurian plate motion, in “Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia”, ed. by M. F. J. Flower, S. L. Chung, C. H. Lo, and T. Y. Lee, *Geodynamic Series*, 27, 337–346, doi:10.1029/GD027p0337.
- Weil-Accardo, J., N. Feuillet, K. Satake, T. Goto, K. Goto, T. Harada, H. Kayanne, M. Nakamura, N. Ramos, J. M. Saurel, K. Sowa, S. C. Liu, T. L. Yu and C. C. Shen (2020): Relative sea-level changes over the past centuries in the central Ryukyu Arc inferred from coral microatolls, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, doi:10.1029/2019JB018466.
- Yagi, Y. and M. Kikuchi (2003): Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, *Geophysical Research Letters*, 30(2), 1087, doi:10.1029/2002GL015664.
- 八木原寛 (2019): 海域及び島嶼域観測による南西諸島北部域の地震活動・地殻変動モニタリング, *地震予知連絡会会報*, 102, 410–414.
- Yamada, M., S. Fujino, T. Chiba, K. Goto and J. Goff (2019): Redeposition of volcanoclastic sediments by a tsunami 4600 years ago at Kushima City, south-eastern Kyushu, Japan, *Sedimentology*, 67, 1354–1372, doi:10.1111/sed.12547.
- 山本正昭・早田勉・河名俊男 (2009): 石垣島の地震と津波の痕跡—沖縄県嘉良嶽東貝塚嘉良嶽東方古墳群, *季刊考古学*, 106, 91–92.
- Yamamoto, Y., K. Obara, T. Takahashi, A. Nakanishi, S. Kodaira and Y. Kaneda (2013): Imaging of the subducted Kyushu–Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western Nankai Trough subduction zone, *Tectonophysics*, 589, 90–102, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.028.

- Yamamoto, Y., T. Takahashi, T. Ishihara, Y. Kaiho, R. Arai, K. Obana, A. Nakanishi, S. Miura, S. Kodaira and Y. Kaneda (2018): Modeling the geometry of plate boundary and seismic structure in the southern Ryukyu Trench subduction zone, Japan, using amphibious seismic observations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, doi:10.1002/2017JB015330.
- Yamamoto, Y., T. Takahashi, Y. Ishihara, K. Obana, S. Miura, S. Kodaira and Y. Kaneda (2020): Plate geometry model and seismicity in the northern Ryukyu subduction zone, Japan, deduced from amphibious seismic observations, *Earth and Planetary Science Letters*, 536, 116143, doi:10.1016/j.epsl.2020.116143.
- Yamashita, Y., H. Yakiwara, Y. Asano, H. Shimizu, K. Uchida, S. Hirano, K. Umakoshi, H. Miyamachi, M. Nakamoto, M. Fukui, M. Kamizono, H. Kanehara, T. Yamada, M. Shinohara and K. Obara (2015): Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface, *Science*, 348, 676–679, doi:10.1126/science.aaa4242.
- Yamashita, Y., M. Shinohara and T. Yamada (2021): Shallow tectonic tremor activities in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, based on long-term broadband ocean bottom seismic observations, *Earth, Planets and Space*, 73, 196, doi:10.1186/s40623-021-01533-x.
- Yarai, H. and S. Ozawa (2013): Quasi-periodic slow slip events in the afterslip area of the 1996 Hyuga-nada earthquakes, Japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(5), 2512–2527, doi:10.1002/jgrb.50161.
- Yokota, Y., T. Ishikawa, S. Watanabe, T. Tashiro and A. Asada (2016): Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, *Nature*, 534, 374–377, doi:10.1038/nature17632.
- Yokota, Y. and T. Ishikawa (2020): Shallow slow slip events along the Nankai Trough detected by GNSS-A, *Science Advances*, 6, eaay5786, doi:10.1126/sciadv.aay5786.
- Yoshioka, S., Y. Matsuoka and S. Ide (2015): Spatiotemporal slip distributions of three long-term slow slip events beneath the Bungo Channel, southwest Japan, inferred from inversion analyses of GPS data, *Geophysical Journal International*, 201(3), 1437–1455, doi:10.1093/gji/ggv022.

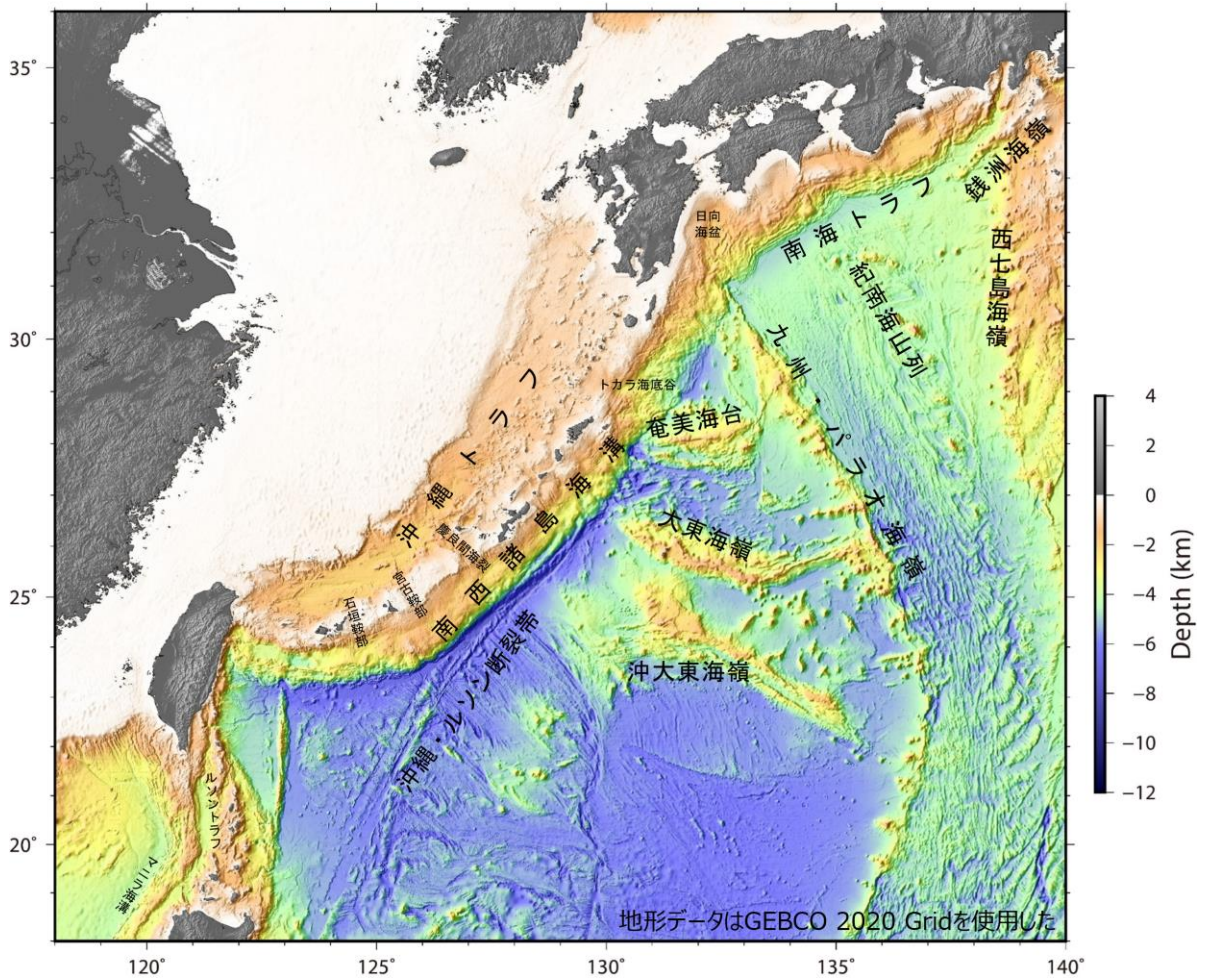


図 2 - 1 南海トラフから南西諸島海溝周辺にかけての海底地形  
 地形は GEBCO Compilation Group (2020) による。

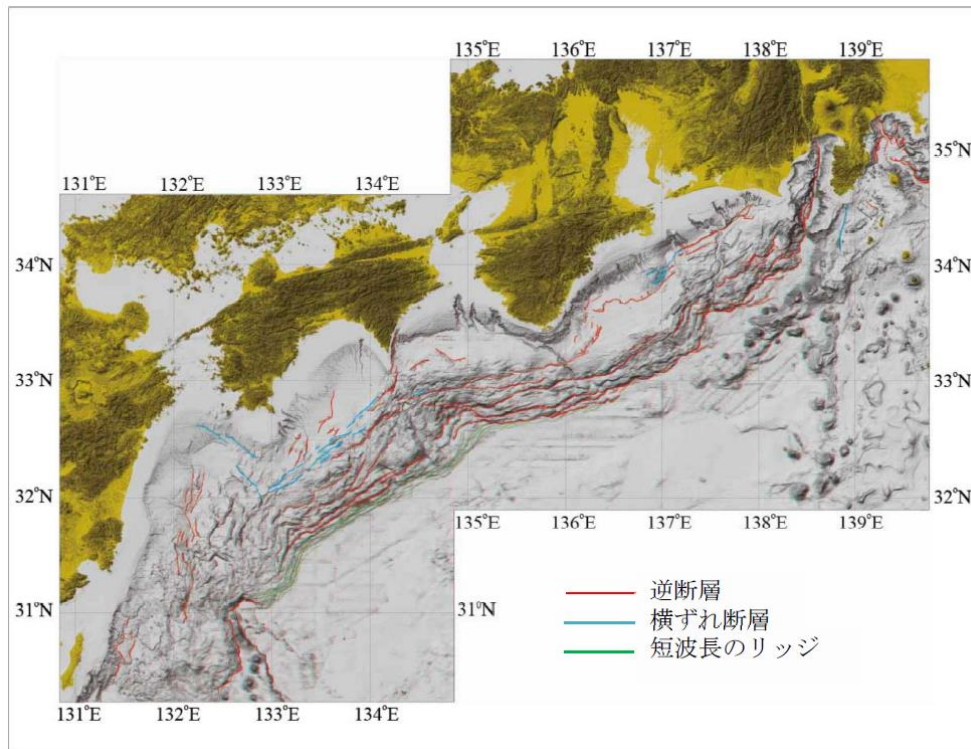


図 2 - 2 南海トラフとその周辺の海底活断層の分布 (地震調査委員会, 2013)  
 中田・他 (2011) に基づき作成。



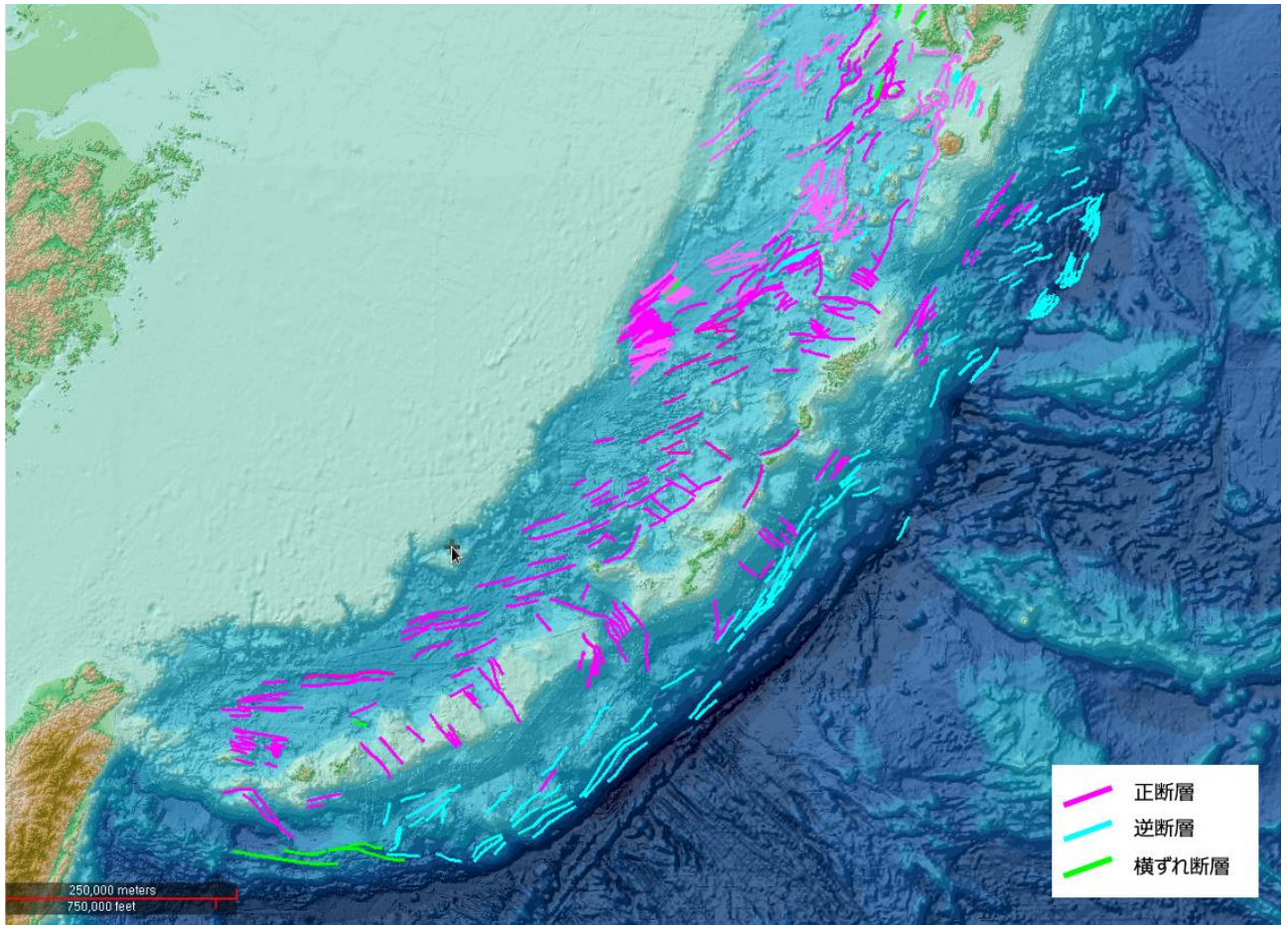


図 2-3 南西諸島海溝周辺の海底断層の分布（海洋研究開発機構提供）  
地形は GEBCO Compilation Group (2021) による。

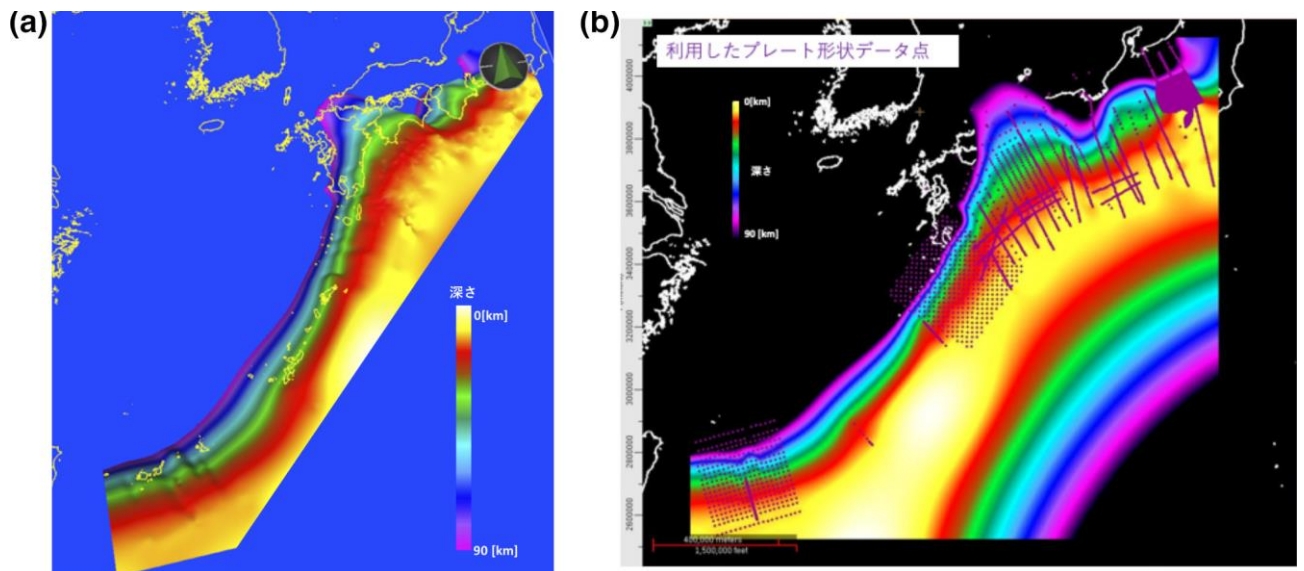


図 2-4 南海トラフから南西諸島海溝周辺までのプレート形状モデル（文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構，2020b）  
(a) プレート構造（フィリピン海プレートの上面構造）、(b) モデル構築に用いた構造探査測線と自然地震観測点配置。

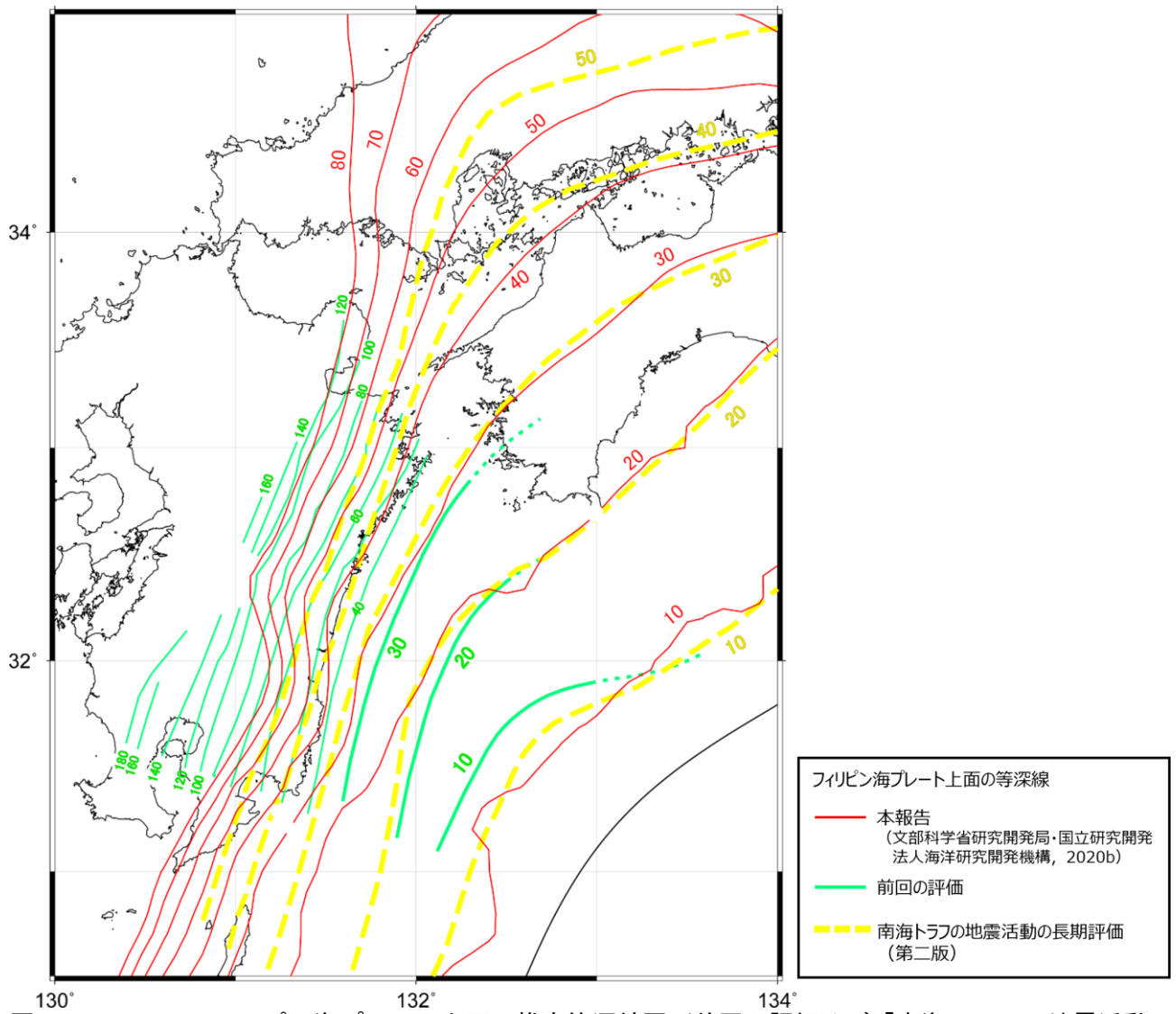


図2-5-1 フィリピン海プレート上面の推定等深線図 (前回の評価及び「南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版)」との比較)

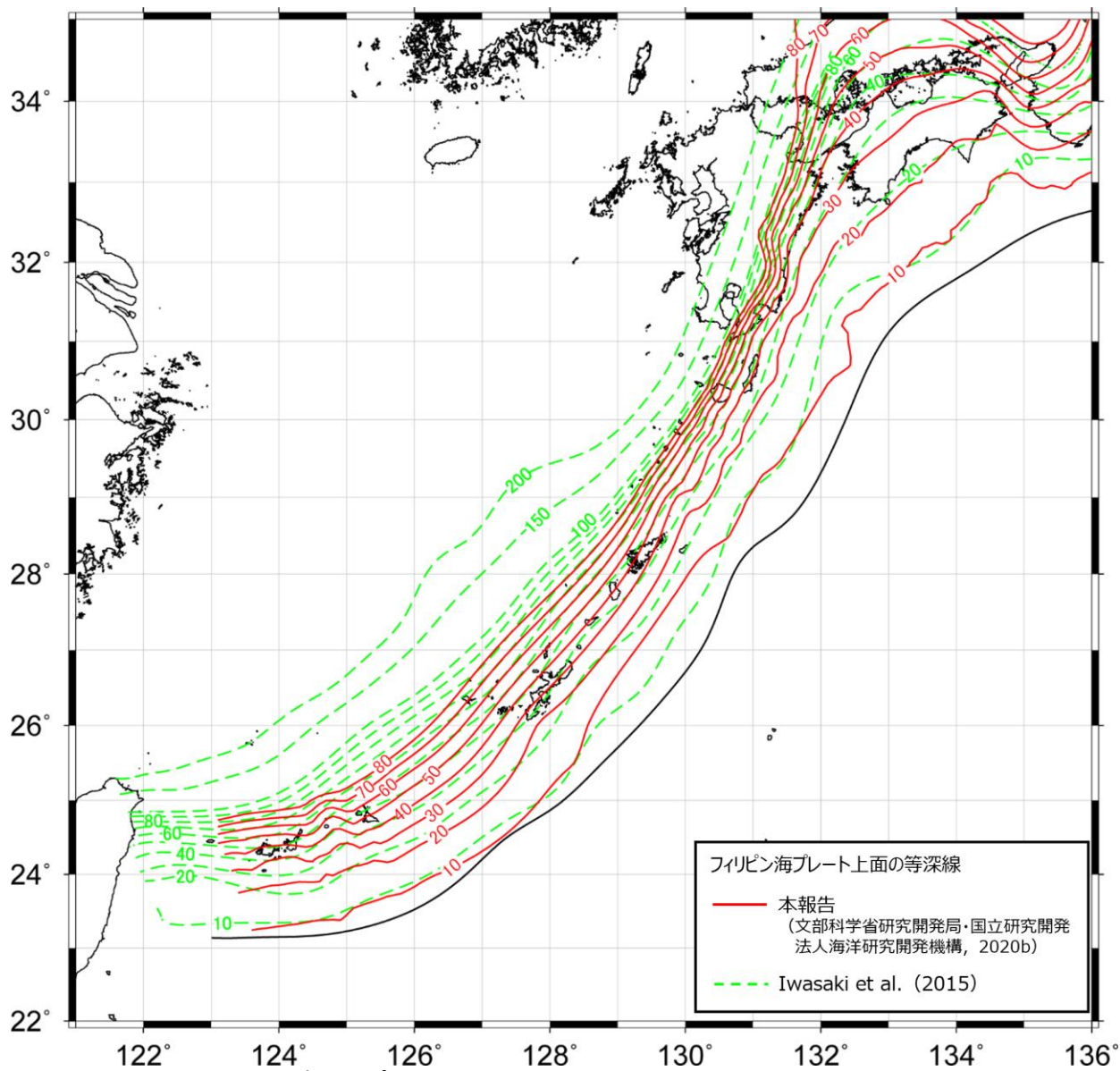


図 2-5-2 フィリピン海プレート上面の推定等深線図 (Iwasaki et al., 2015 との比較)



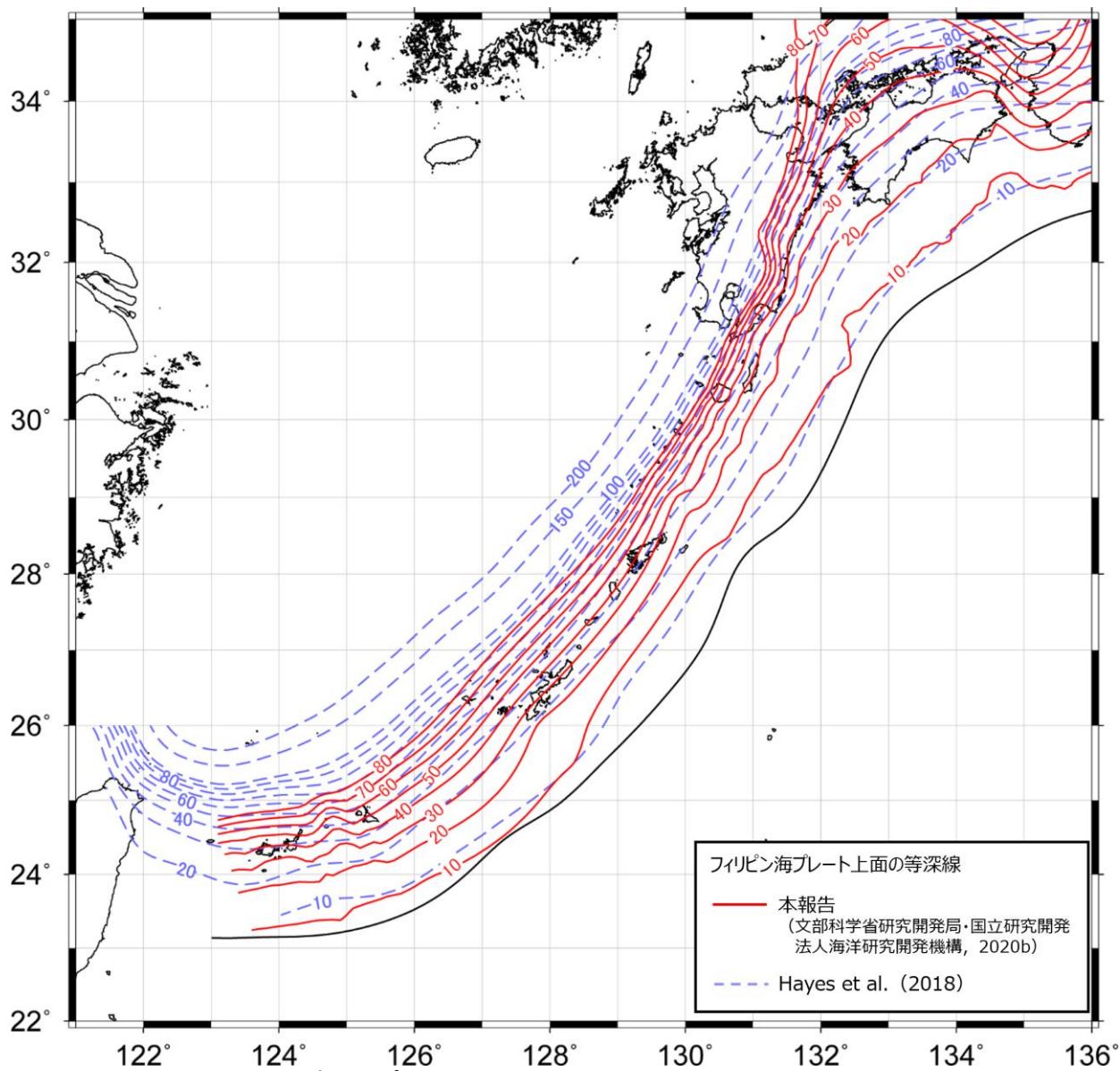
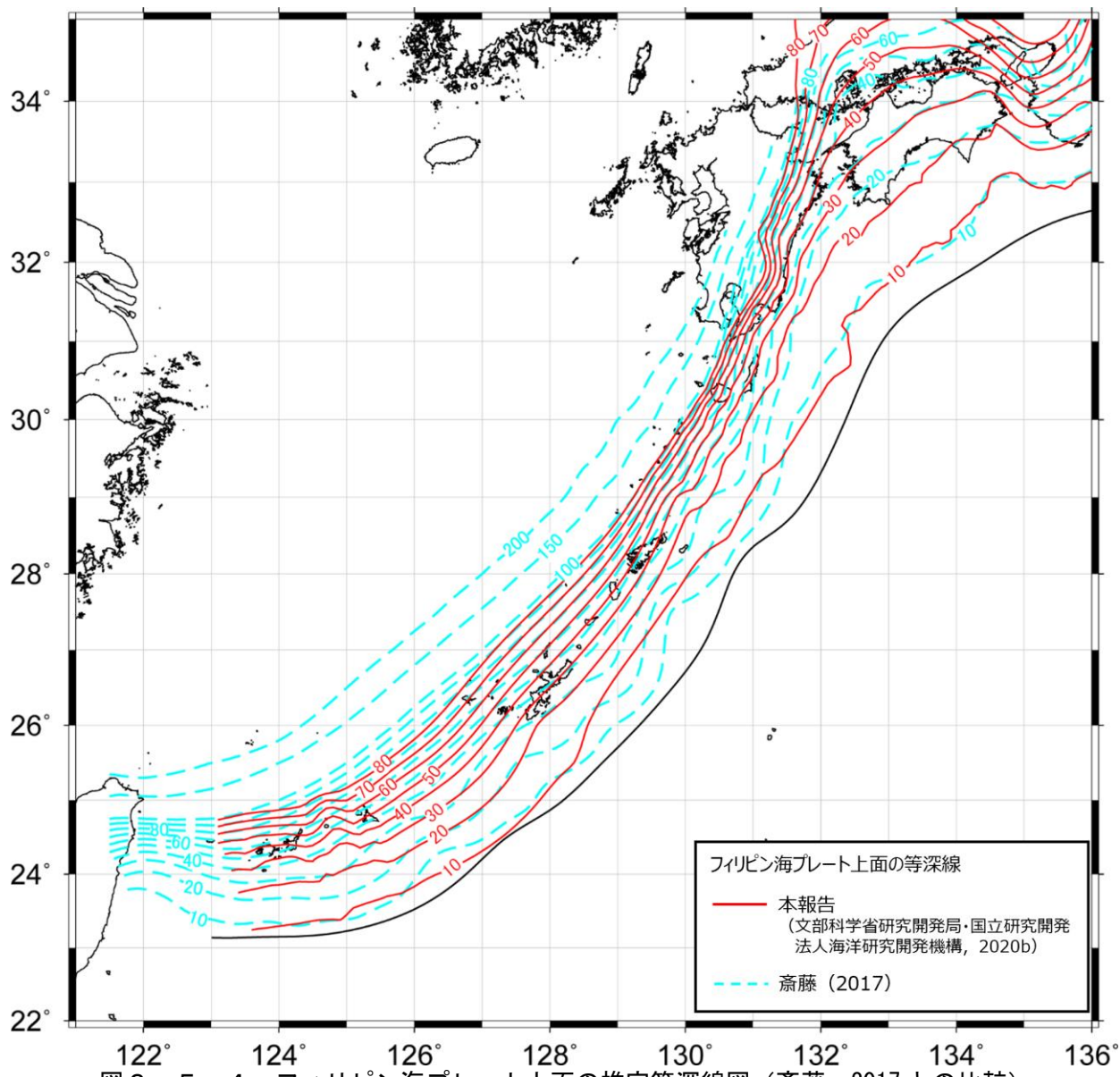


図 2-5-3 フィリピン海プレート上面の推定等深線図 (Hayes et al., 2018 との比較)





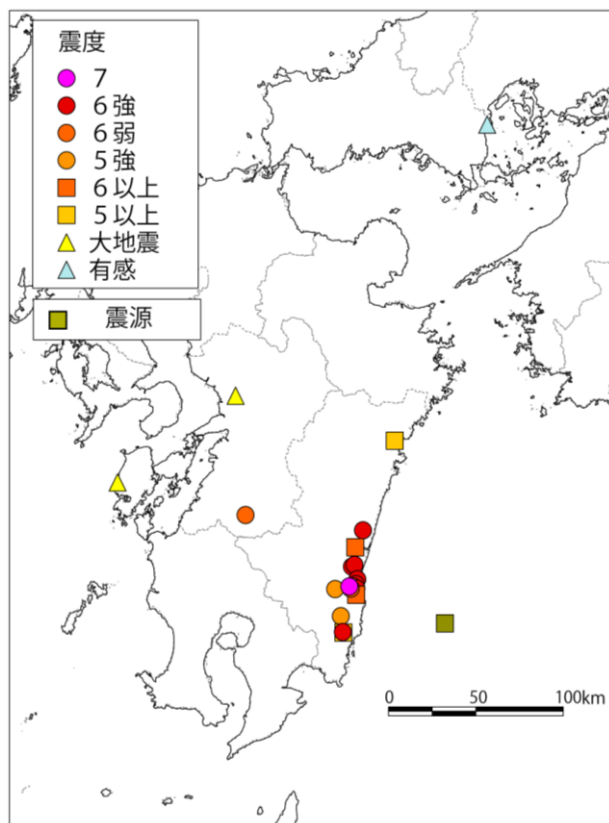


図 3 - 1 1662 年 10 月 31 日の日向灘の地震の震度分布図（地震調査委員会，2009）

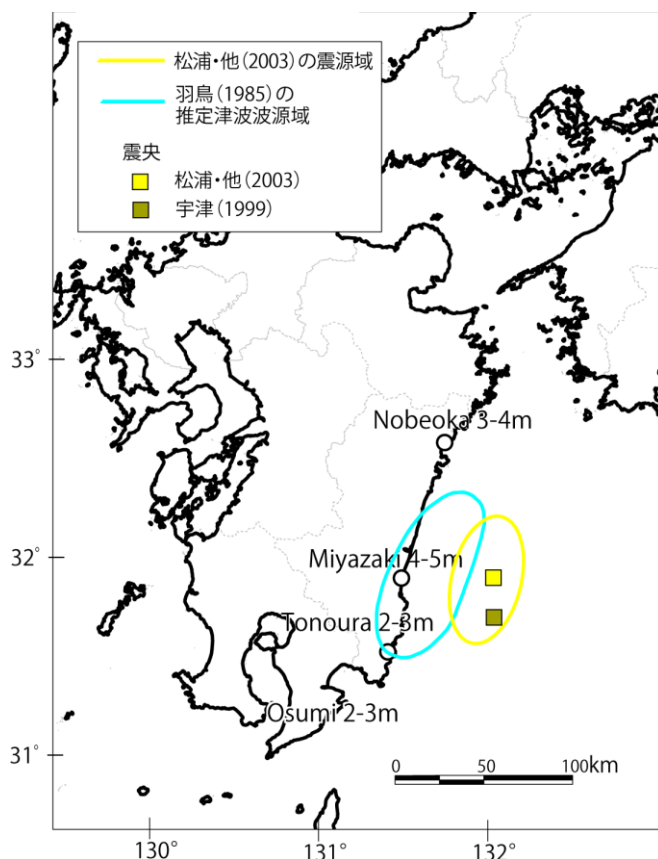


図 3 - 2 1662 年 10 月 31 日の日向灘の地震の震源域及び推定津波波源域  
図内の地点名と数値は羽鳥（1985）による津波遡上高。

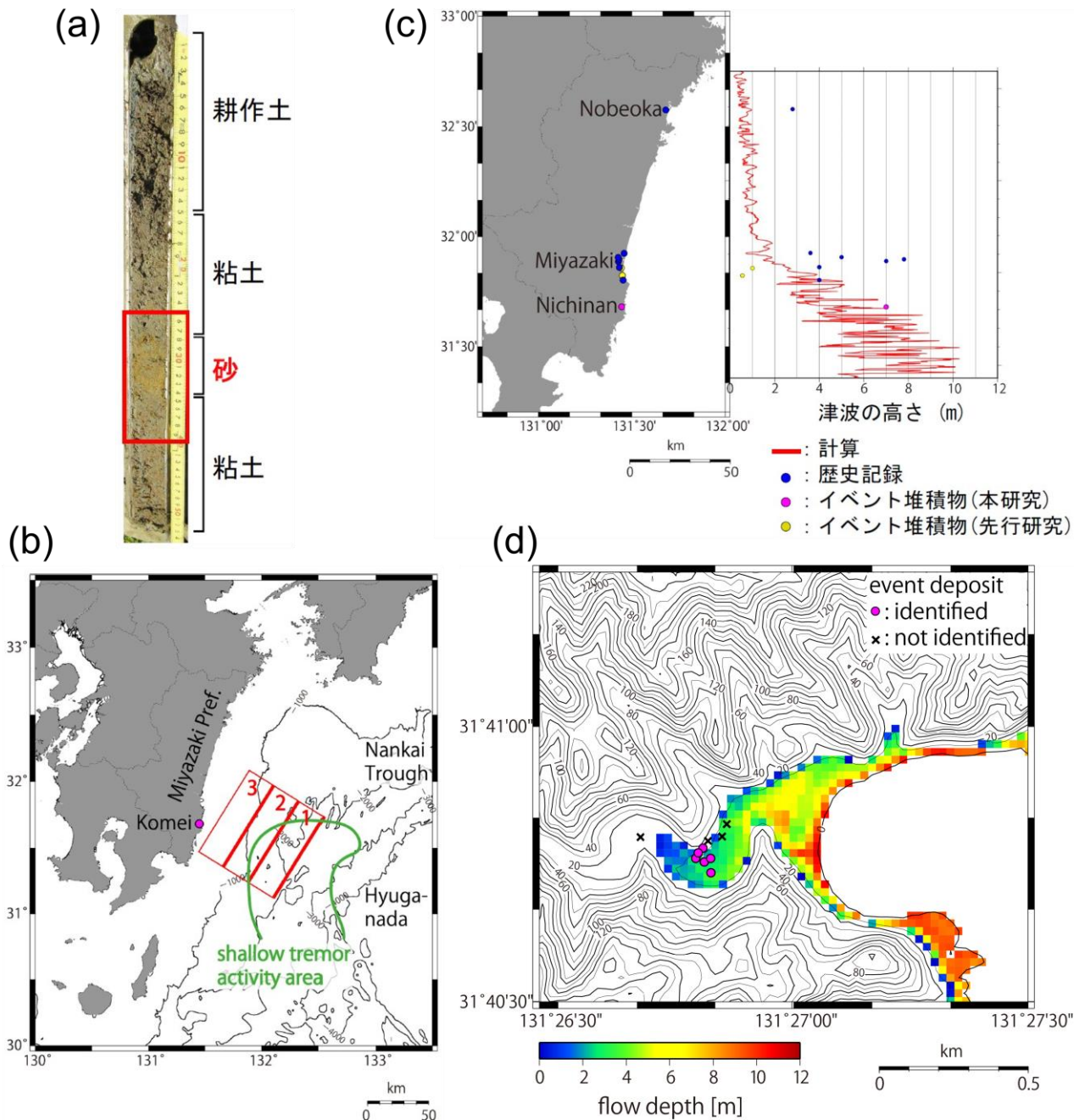


図 3-3 1662 年 10 月 31 日の日向灘の地震に関する資料 (伊尾木圭衣氏提供)  
 (a) 1662 年の地震に伴って発生した津波によると思われるイベント堆積物 (日南市小目井)、  
 (b) 断層モデル、(c) 宮崎県太平洋沿岸における津波の高さのシミュレーション結果、  
 (d) 日南市小目井における津波浸水範囲シミュレーション結果。

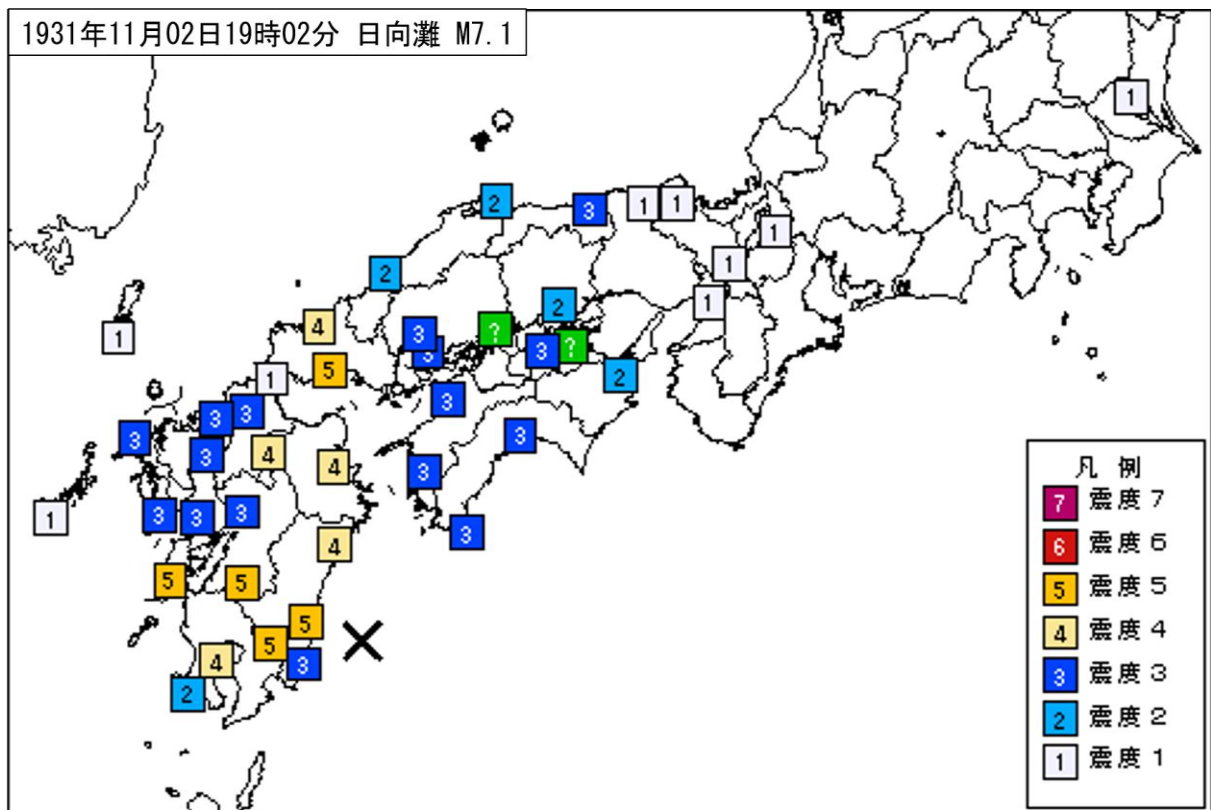


図3-4 1931年11月2日の日向灘の地震の震度分布図

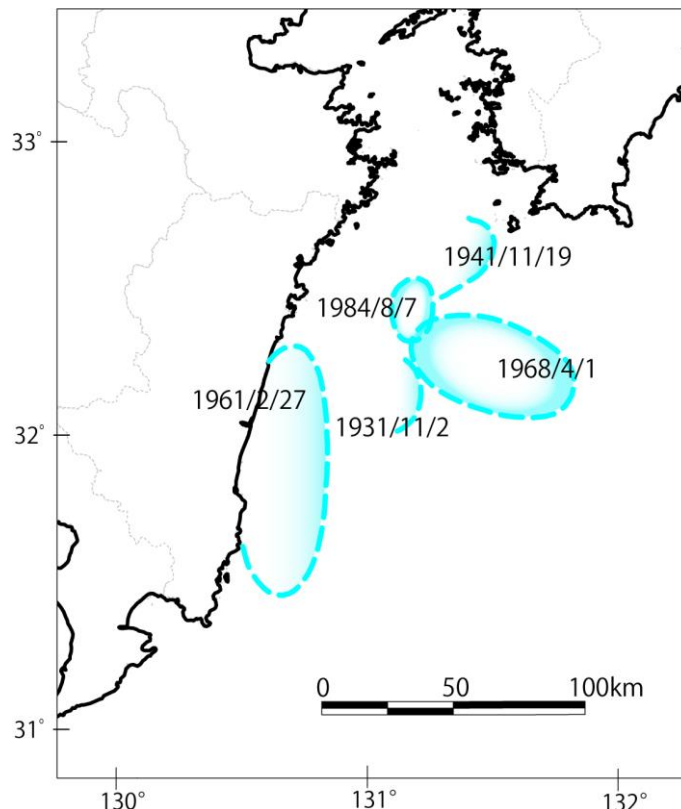


図3-5 1931年11月2日、1941年11月19日、1961年2月27日、1968年4月1日、1984年8月7日の日向灘の地震の推定波源域  
 Hatori (1969)、羽鳥 (1987) に基づき作成。なお、1941年11月19日の地震の波源域は、気象庁震源カタログから推定される震源域 (地震調査委員会, 2004) とは乖離していることに留意が必要である。



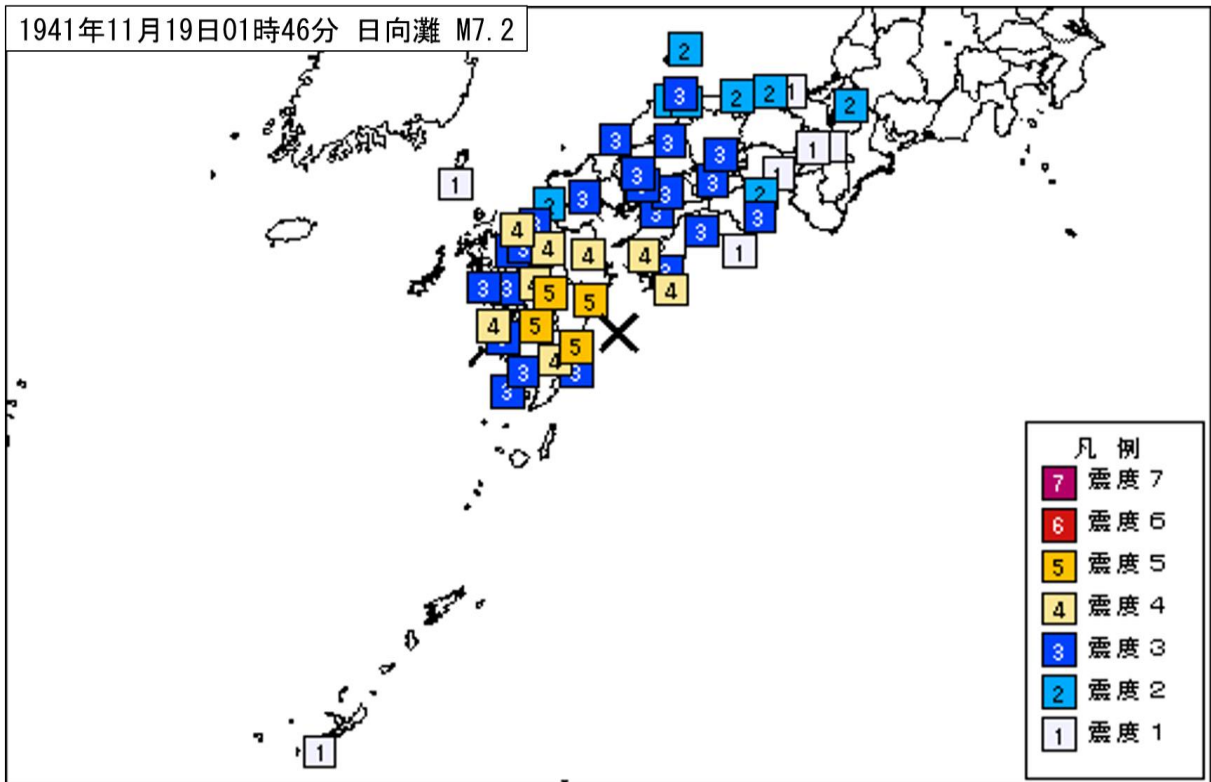


図3-6 1941年11月19日の日向灘の地震の震度分布図

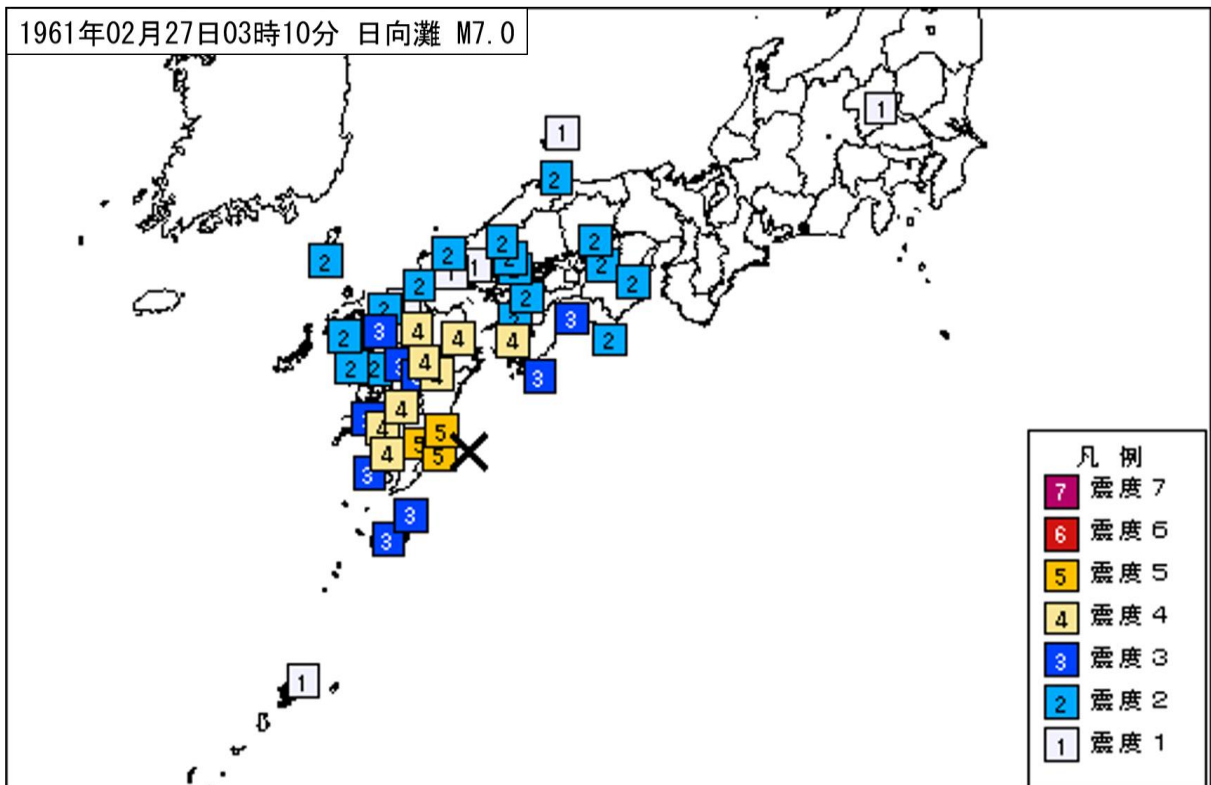


図3-7 1961年2月27日の日向灘の地震の震度分布図

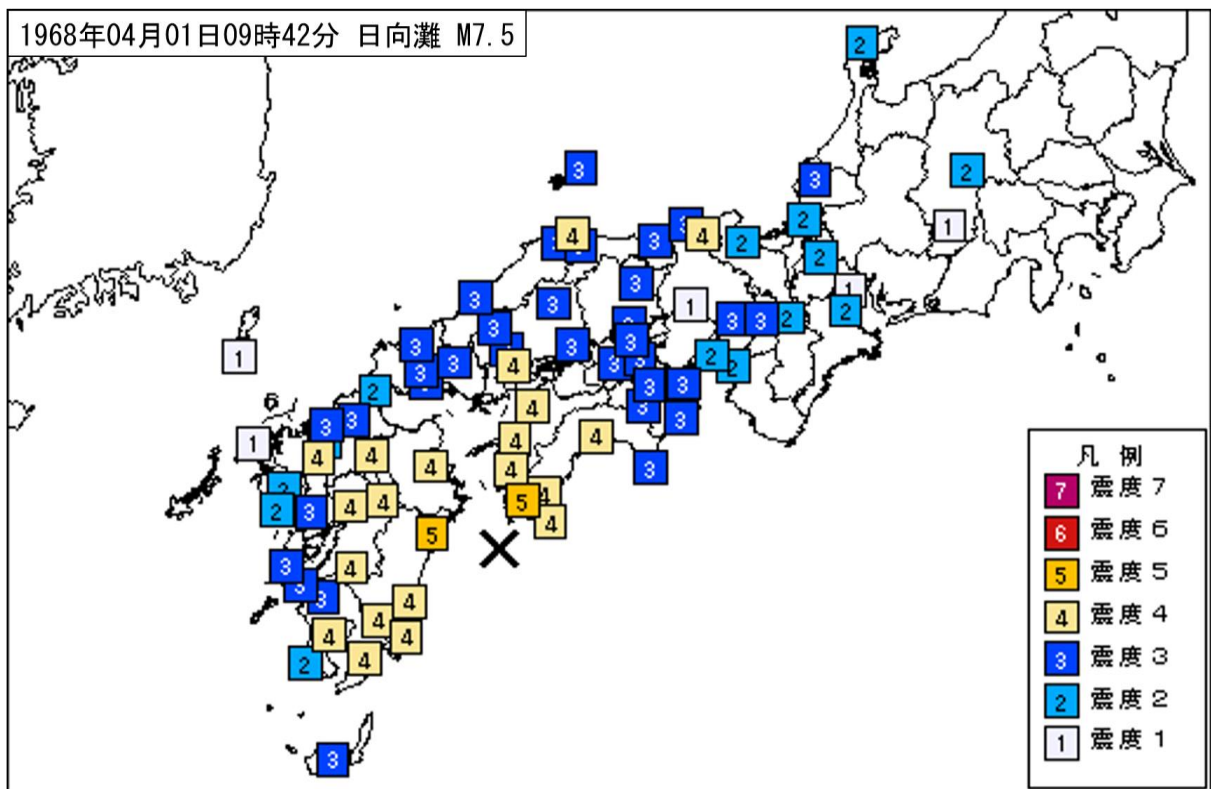


図 3-8 1968 年 4 月 1 日の日向灘の地震の震度分布図

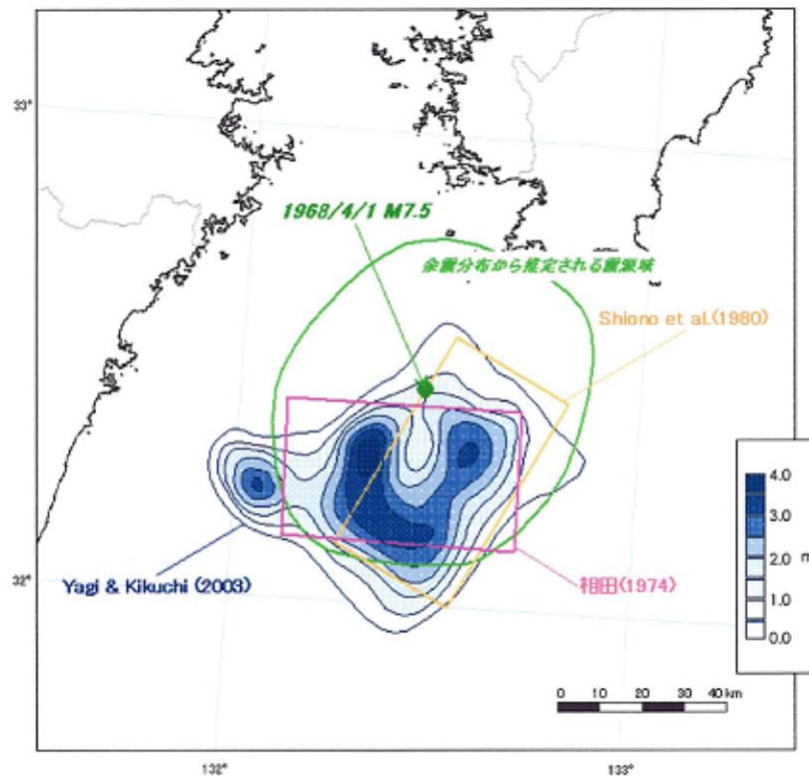


図 3-9 1968 年 4 月 1 日の日向灘の地震 (1968 年日向灘地震) の震源モデル (地震調査委員会, 2004) 相田 (1974)、Shiono et al. (1980)、Yagi and Kikuchi (2003) に基づき作成。

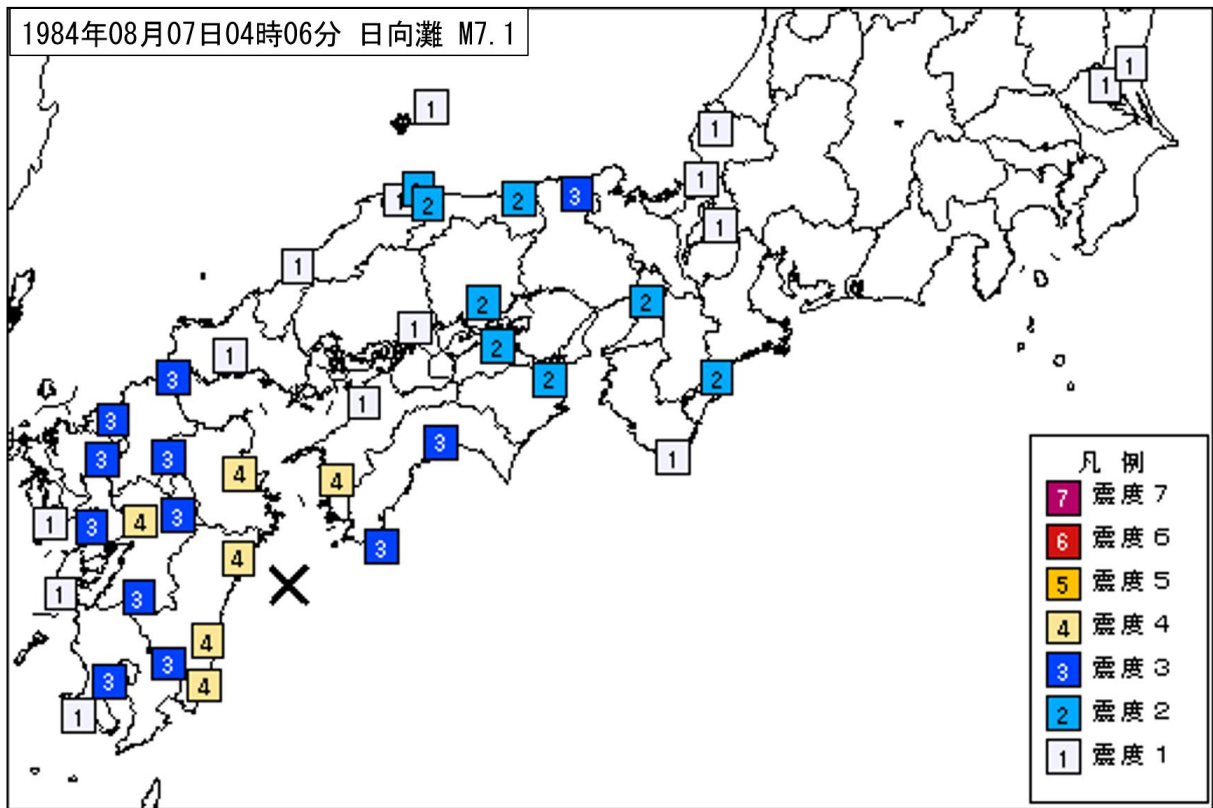


図3-10 1984年8月7日の日向灘の地震の震度分布図

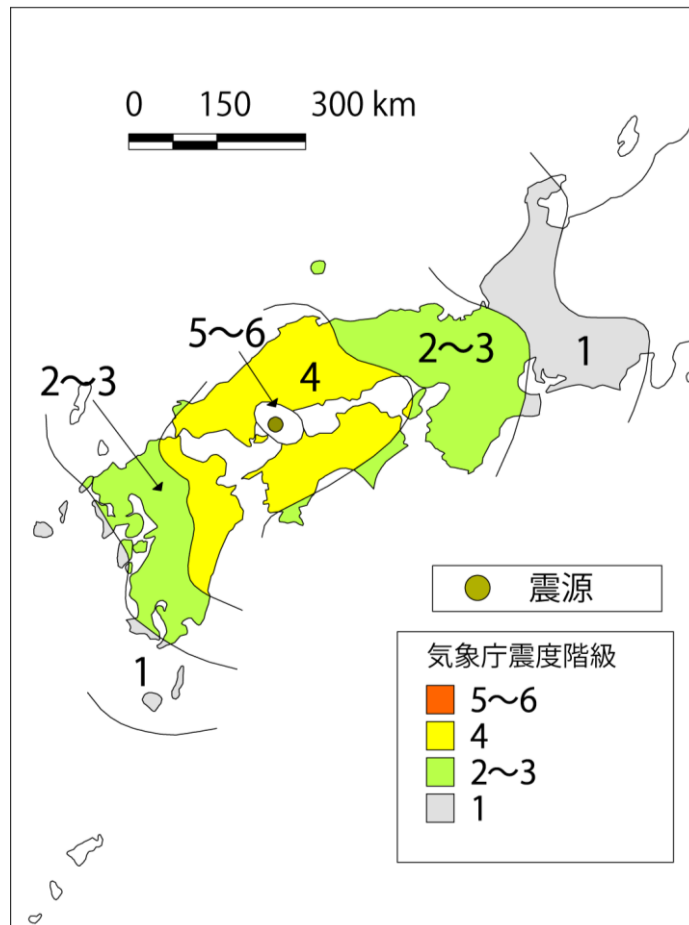


図3-11 1905年6月2日の安芸灘の地震(1905年の芸予地震)の震度分布図(地震調査委員会, 2020)

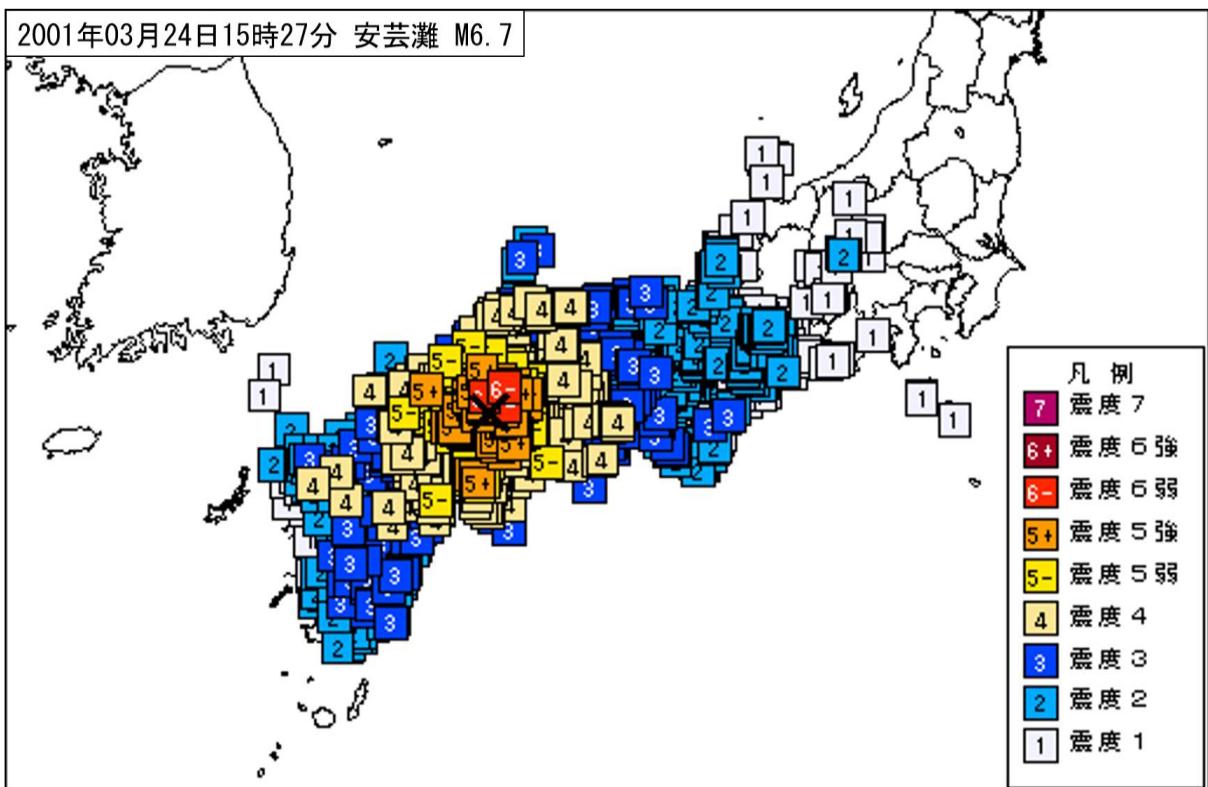


図3-12 2001年3月24日の安芸灘の地震（平成13年（2001年）芸予地震）の震度分布



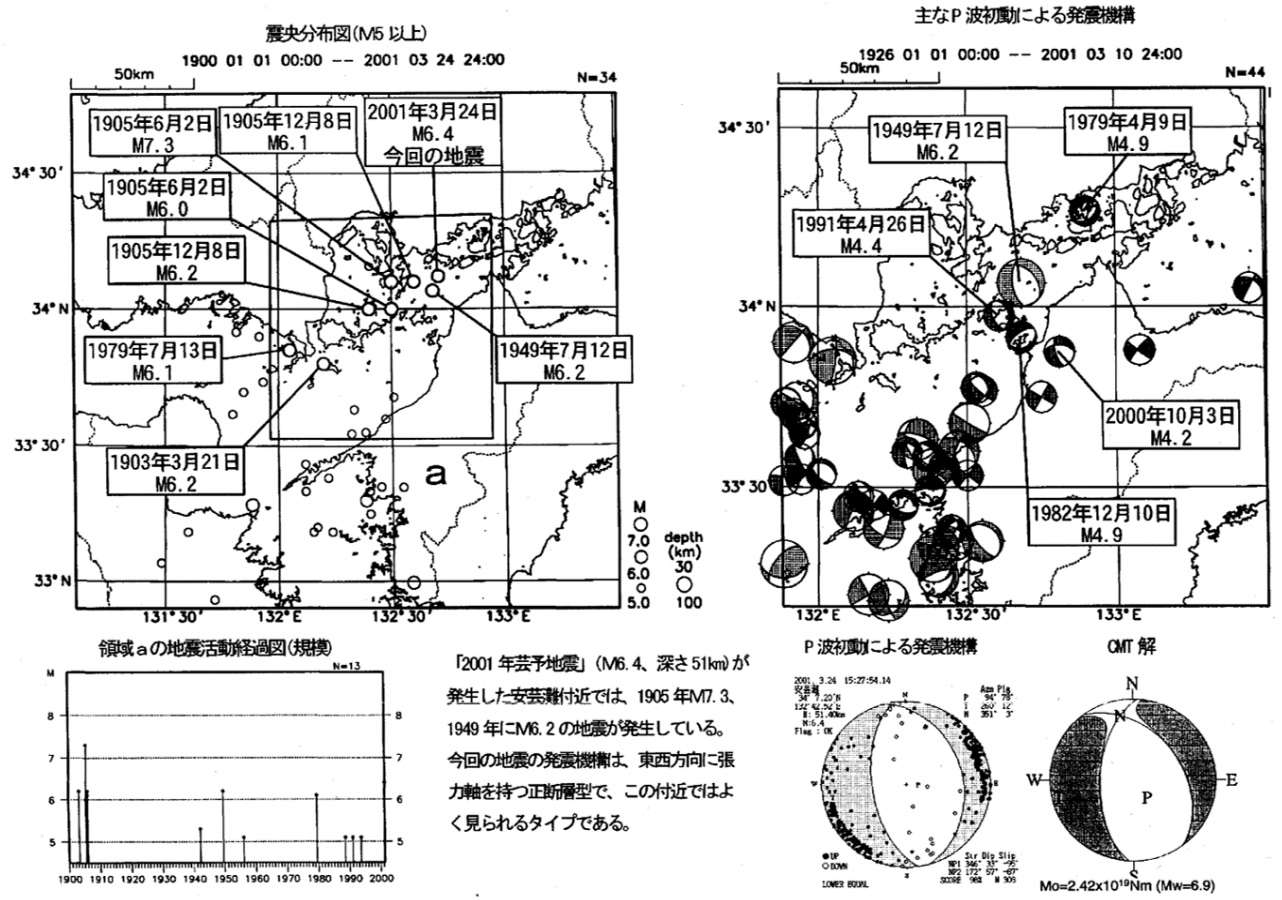
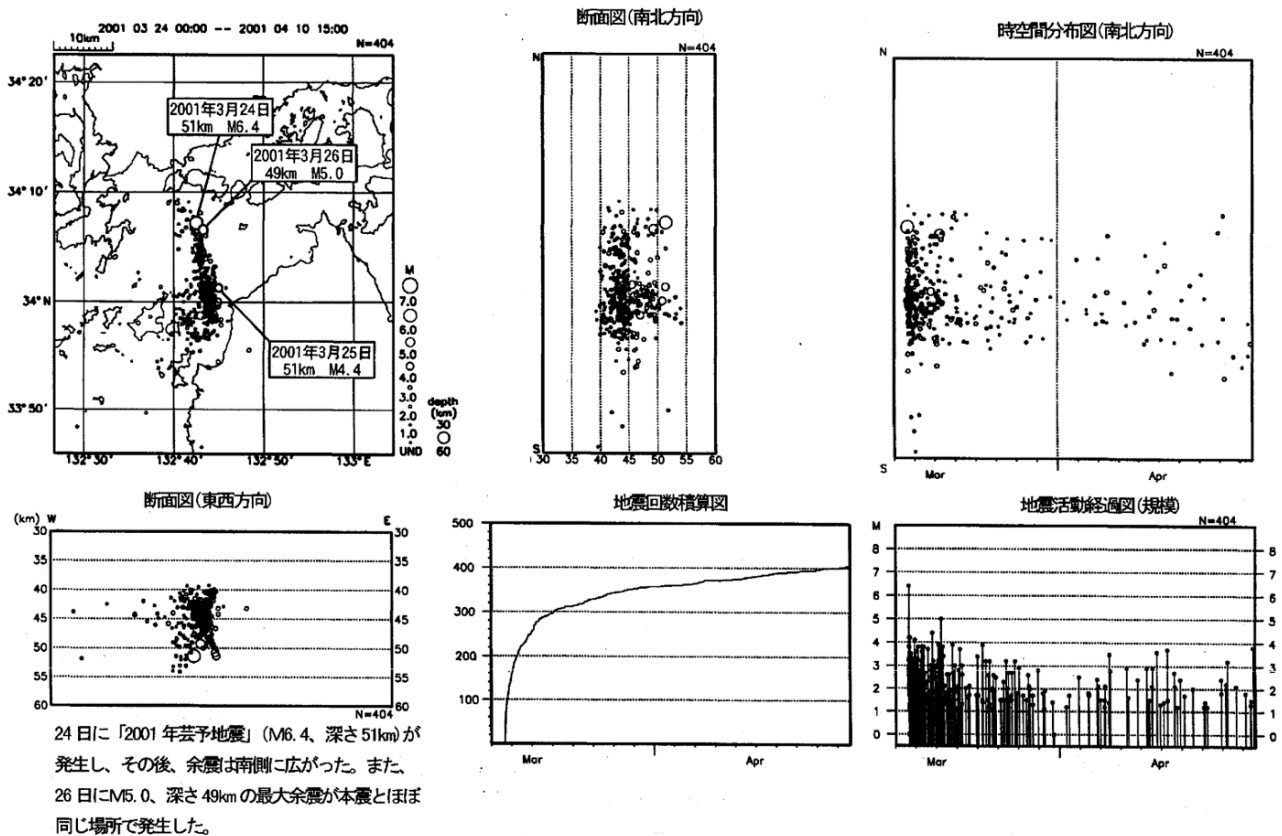


図3-13 2001年3月24日の安芸灘の地震(平成13年(2001年)芸予地震)に関する資料(気象庁資料;地震調査委員会,2001b)

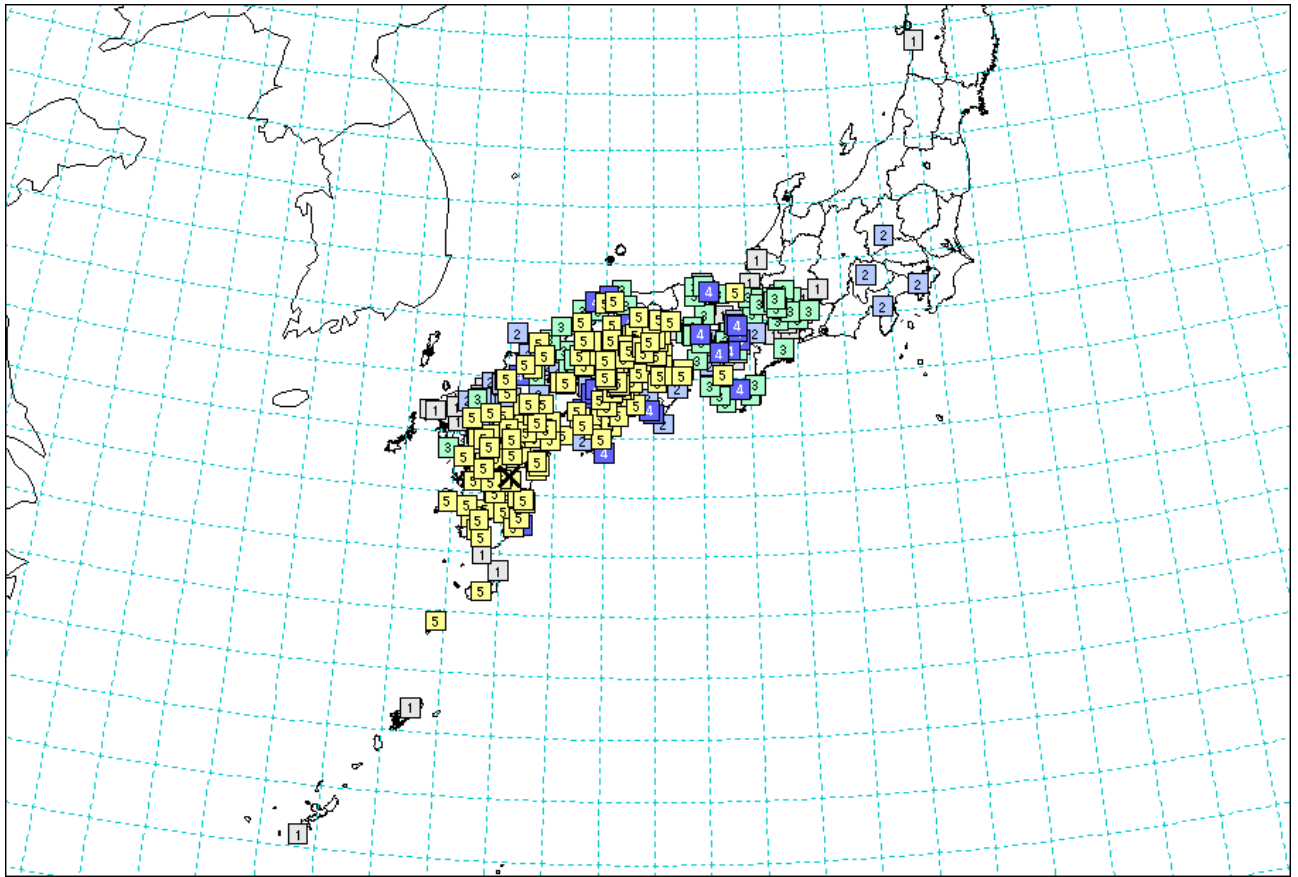


図3-14 1909年11月10日の宮崎県北部山沿いの地震の震度分布図（地震調査委員会，2004）  
石垣（2007）を参考に作成。

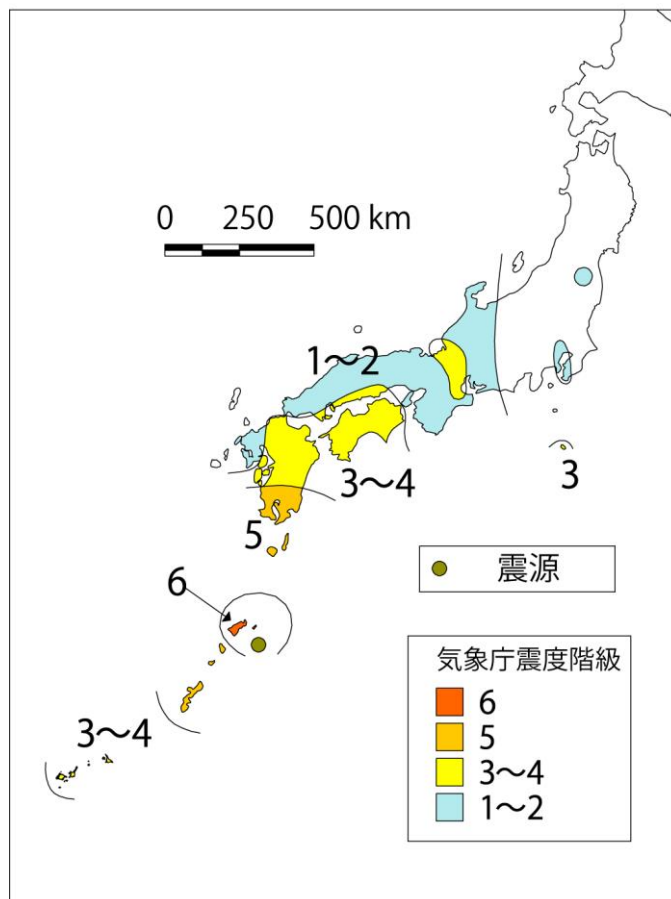


図3-15 1911年6月15日の奄美大島近海の地震（喜界島地震）の震度分布図（地震調査委員会，2009）

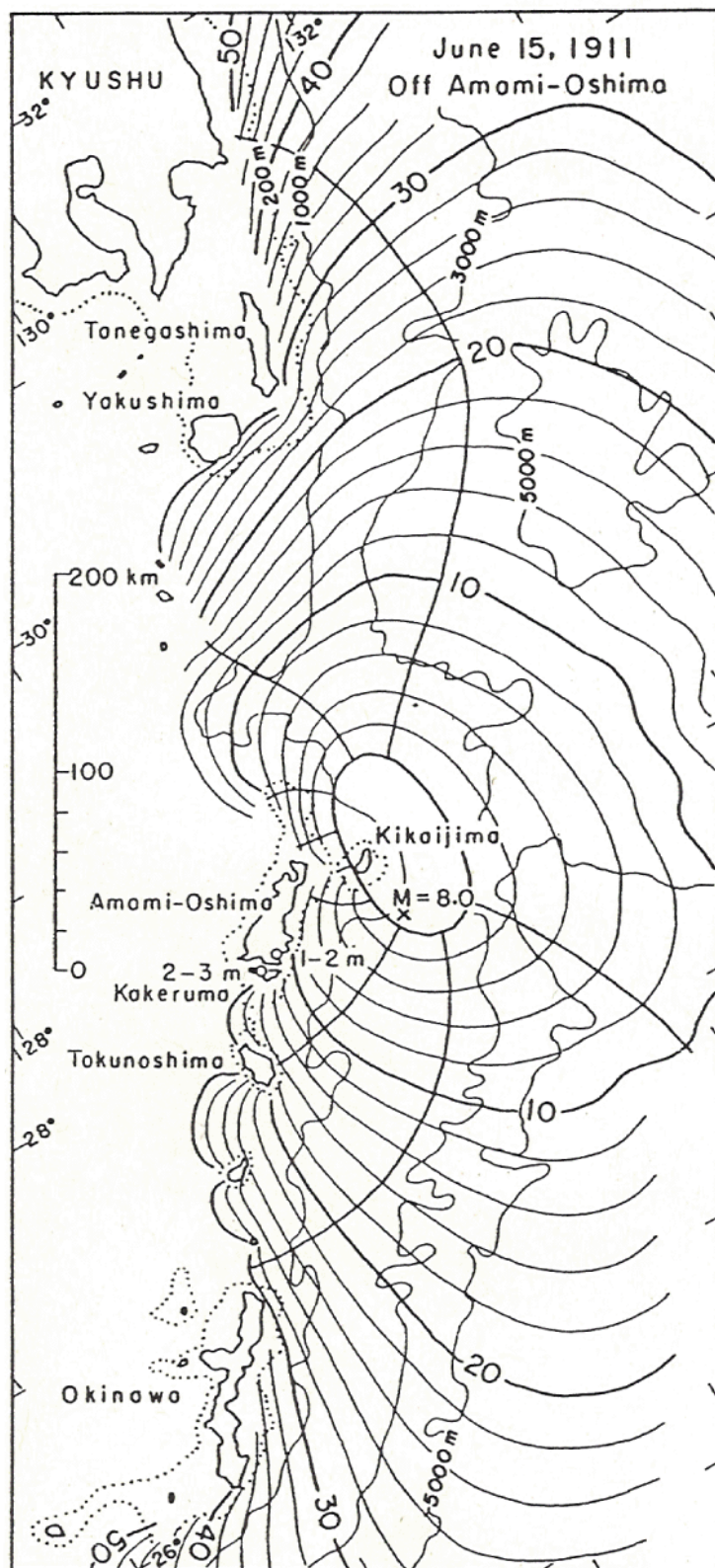


図 3-16 1911 年 6 月 15 日の奄美大島近海の地震（喜界島地震）の推定津波波源域と推定津波高（羽鳥, 1988）

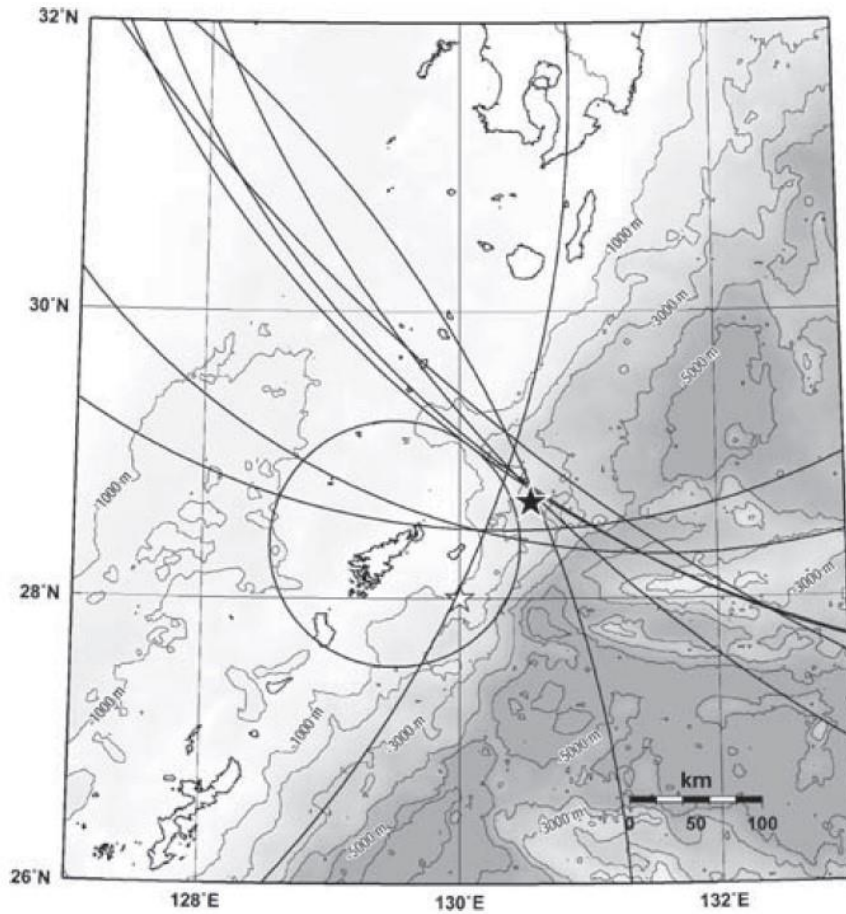


図3-17 1911年6月15日の奄美大島近海の地震（喜界島地震）のS-P時間に基づく震源推定（後藤，2013）  
 黒の星は後藤（2013）による震源、白の星は宇津（1982）による震源。

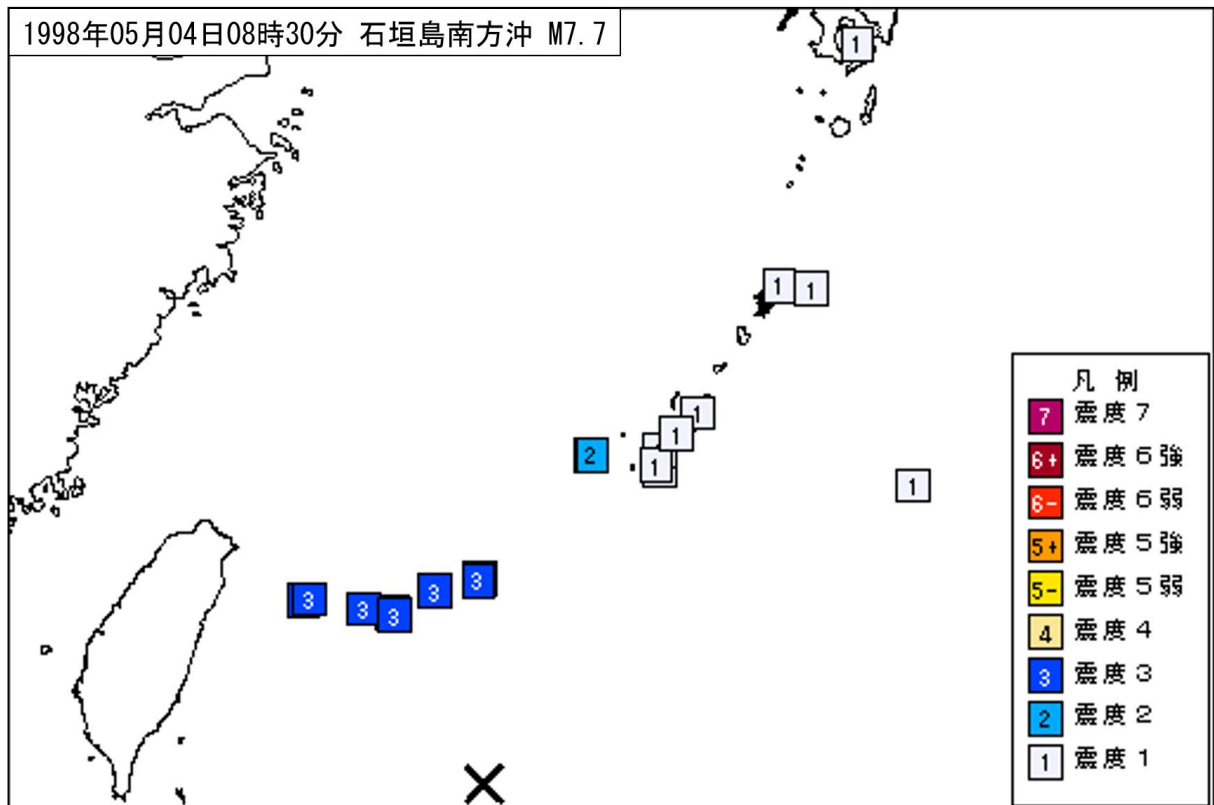
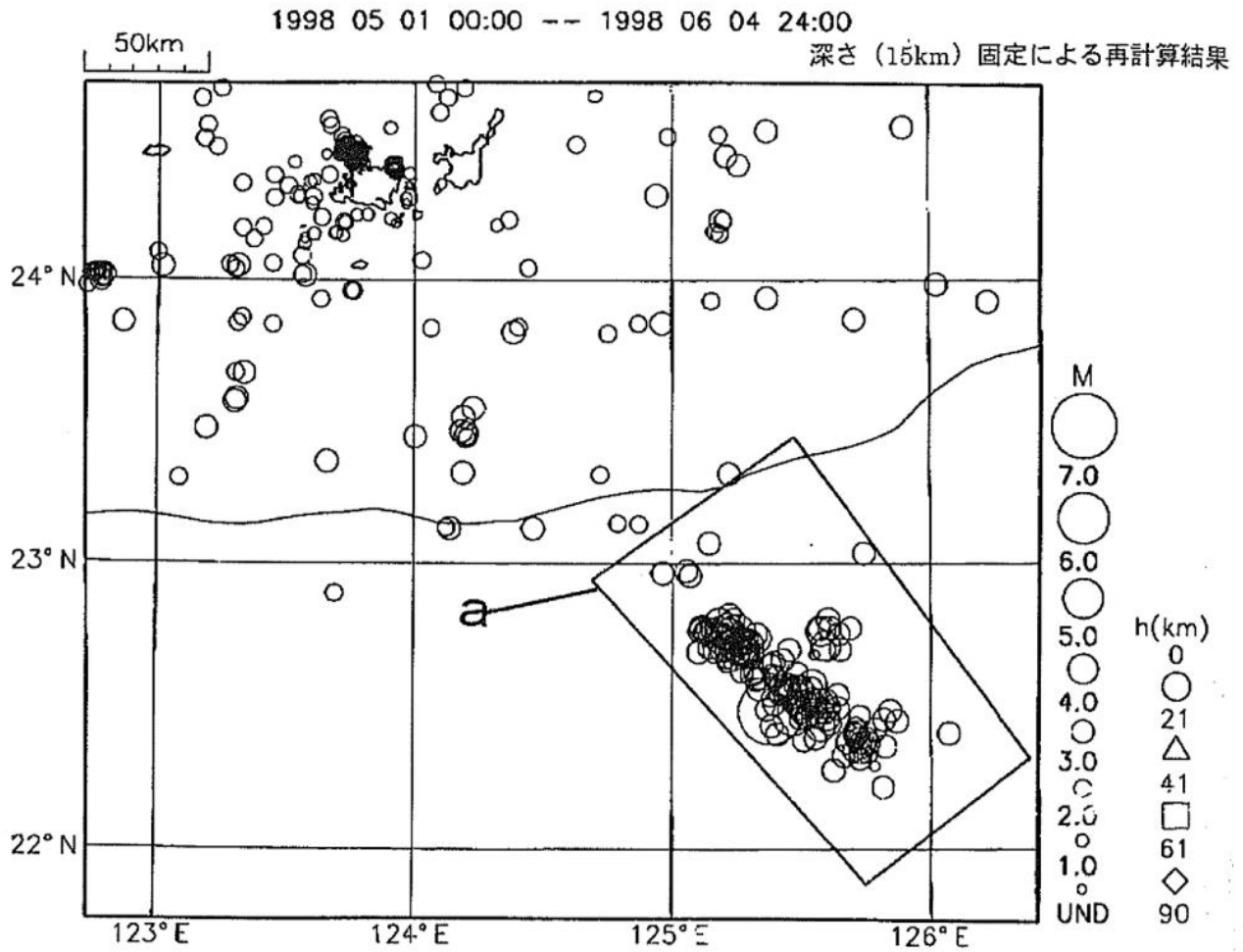
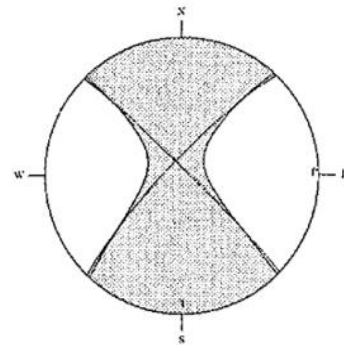
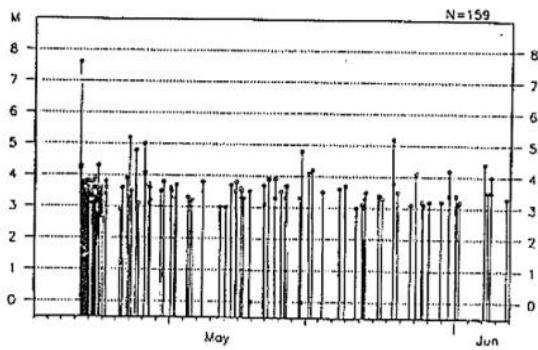


図3-18 1998年5月4日の石垣島南方沖の地震の震度分布図



領域 a の M-T 図



HTJO KUNK MONO NKAT SAIJ SUZY TITI  
 YONA

$M_0 = 2.39 \times 10^{20} \text{ Nm}$  ( $M_w = 7.5$ )  
 (strike/dip/slip): 224/ 82/ 176 314/ 87/ 8  
 T-axis:  $M_0 = 2.28$  plg= 8.3 azi= 179.5  
 N-axis:  $M_0 = 0.22$  plg= 81.0 azi= 337.2  
 P-axis:  $M_0 = -2.49$  plg= 3.4 azi= 89.0  
 $r = 0.09$  Variance Reduction=55.2%

lat/lon: 27.1832 125.4194 0.0001 28.5114 0.1719 17.3181 0.0001

図 3-19 1998 年 5 月 4 日の石垣島南方沖の地震に関する資料 (気象庁資料; 地震調査委員会, 1998)



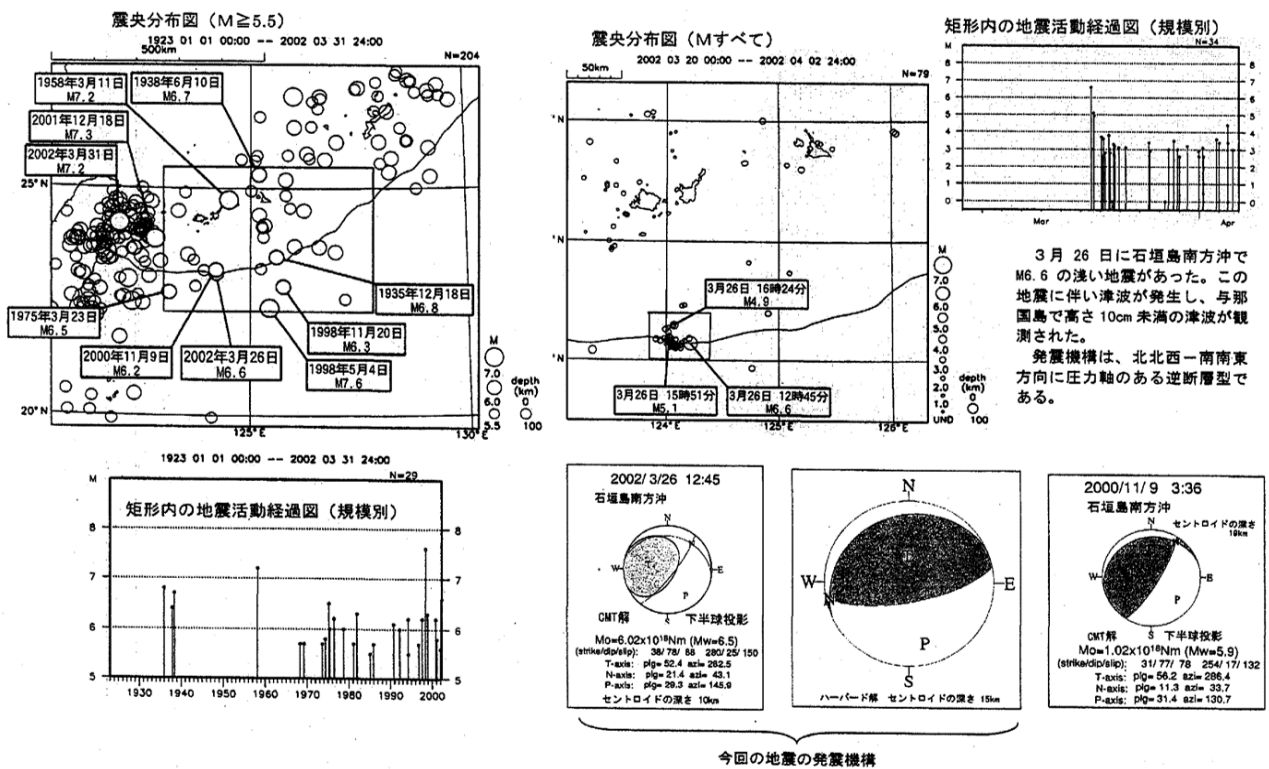


図3-20 2002年3月26日の石垣島近海の地震に関する資料 (気象庁資料; 地震調査委員会, 2002b)

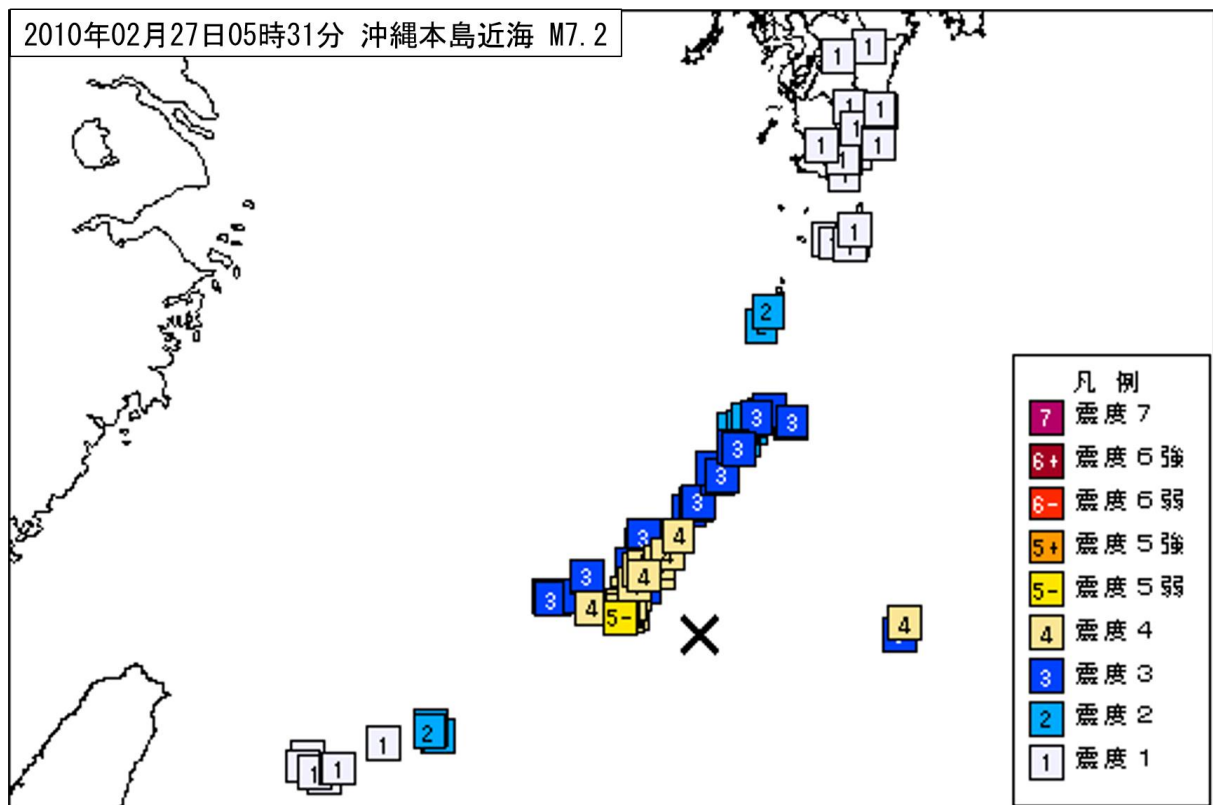
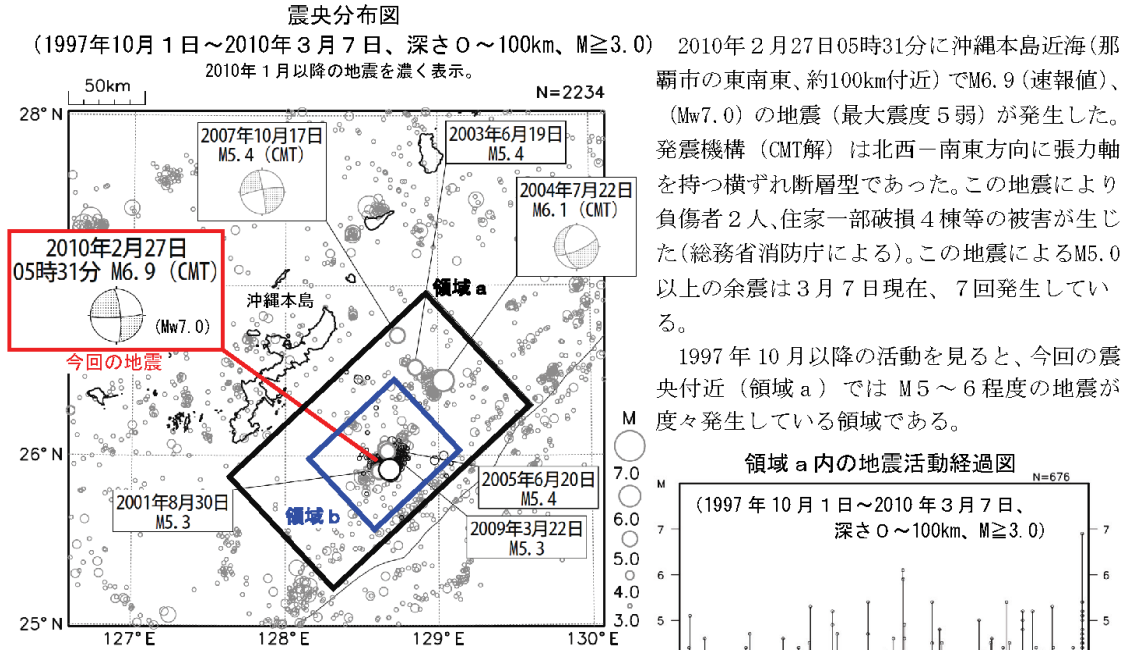


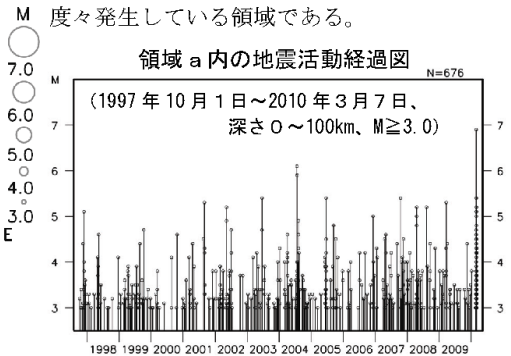
図3-21 2010年2月27日の沖縄本島近海の地震の震度分布図

## 2月27日 沖縄本島近海の地震



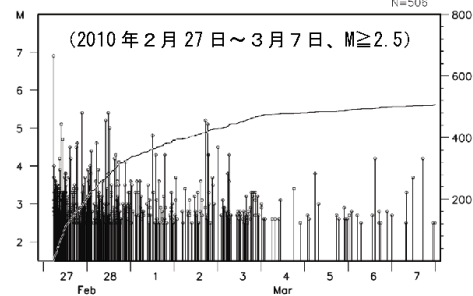
1997年10月以降の活動を見ると、今回の震央付近(領域a)では $M5 \sim 6$ 程度の地震が度々発生している領域である。

領域a内の地震活動経過図  
(1997年10月1日～2010年3月7日、深さ0～100km、 $M \geq 3.0$ )

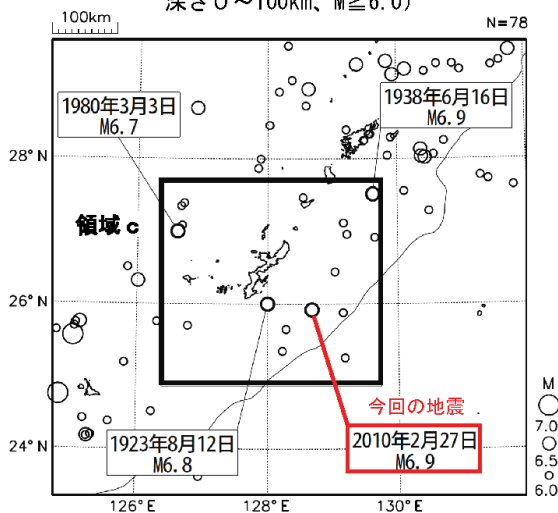


気象庁はこの地震について、沖縄本島地方に津波警報、奄美諸島・トカラ列島と大東島地方、宮古島・八重山地方に津波注意報を発表し、沖縄本島地方と大東島地方で津波を観測した。

領域b内の地震活動経過図、回数積算図



震央分布図 (1923年8月1日～2010年3月7日、深さ0～100km、 $M \geq 6.0$ )



1923年8月以降の活動を見ると、今回の地震の震央周辺(領域c)で $M6.5$ を超える地震が発生したのは、1980年3月3日の $M6.7$ の地震以来である。

領域c内の地震活動経過図

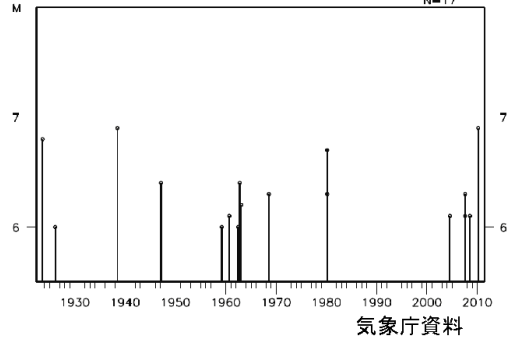
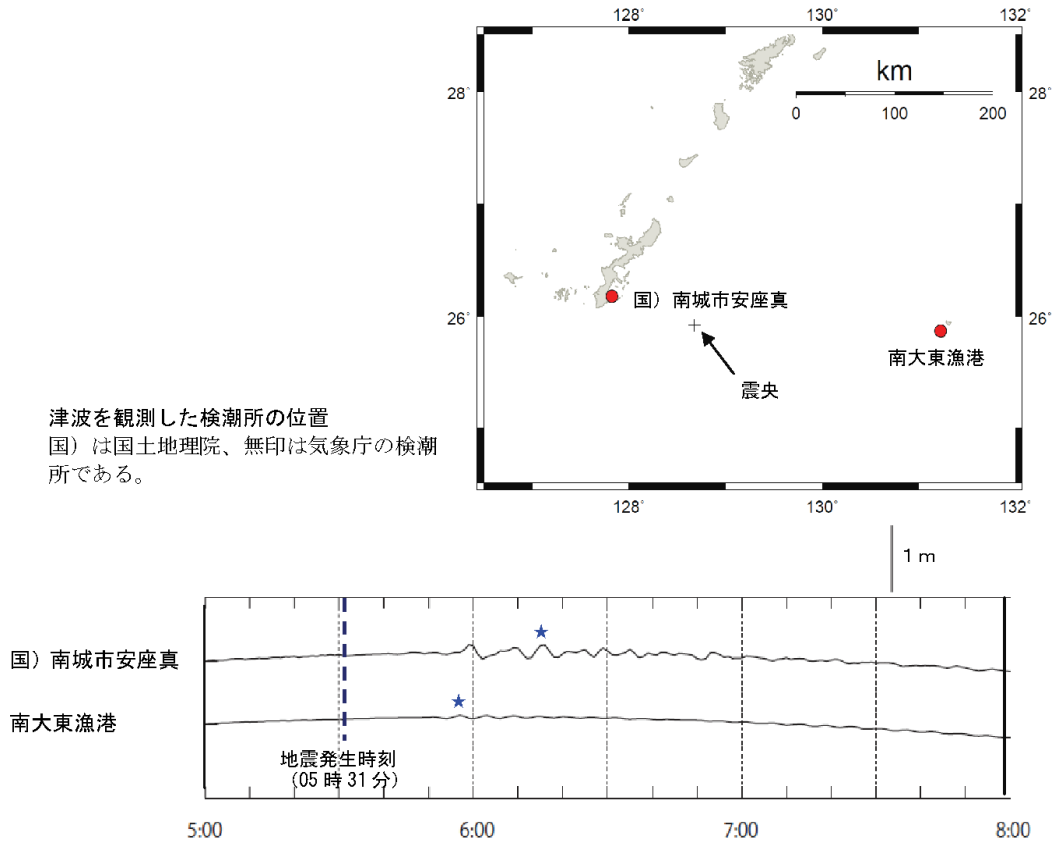


図3-22 2010年2月27日の沖縄本島近海の地震に関する資料(気象庁資料;地震調査委員会,2010)

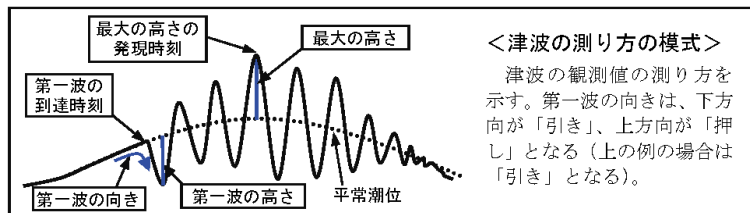
○ 2月27日 沖縄本島近海の地震の津波

この地震により、南城市安座真と南大東漁港で津波を観測した。津波を観測した検潮所の波形と、津波の高さを示す（値は速報値であり、後日より詳細な値に変更される）。



津波を観測した検潮所での津波の高さ  
 ※値は速報値であり、後日より詳細な値に変更される。

津波情報発表地点名	所管	最大の高さ	
		発現時刻	高さ(m)
南城市安座真	国土地理院	6時16分	0.1
南大東漁港	気象庁	5時57分	微弱



気象庁作成

図3-23 2010年2月27日の沖縄本島近海の地震に伴う津波に関する資料（気象庁資料；地震調査委員会，2010）

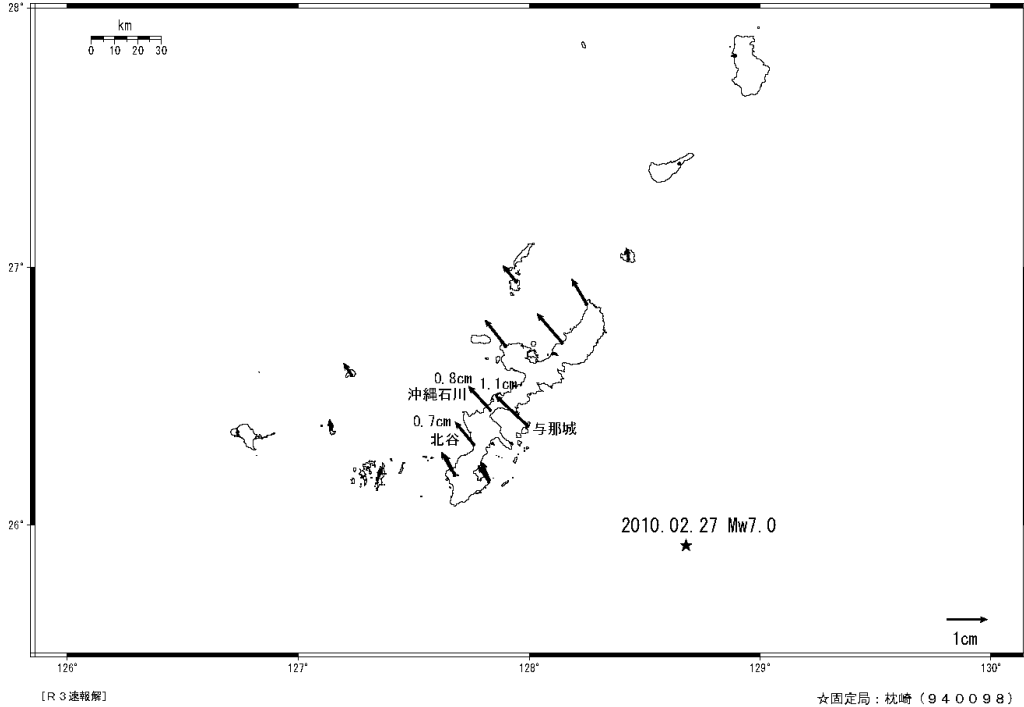


# 沖縄本島近海の地震(2月27日, Mw7.0)に伴う地殻変動

この地震に伴う小さな地殻変動が観測された。

## 水平変動ベクトル図

基準期間：2010.02.19 - 2010.02.25  
比較期間：2010.02.27 - 2010.03.01



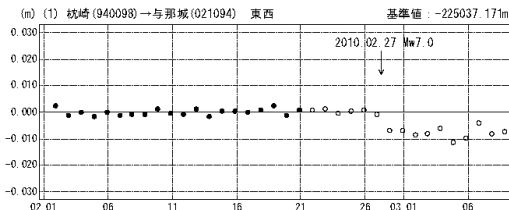
[R3速報解]

☆固定局：枕崎(940098)

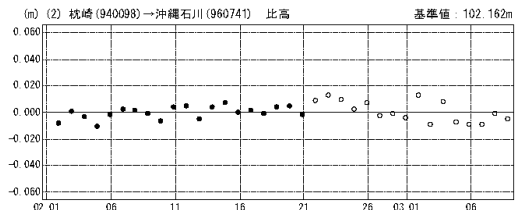
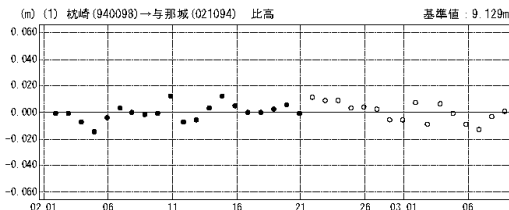
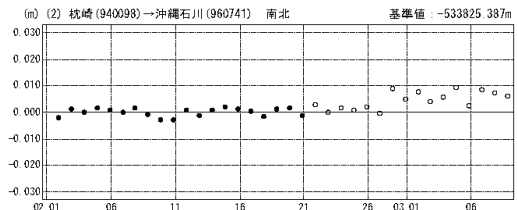
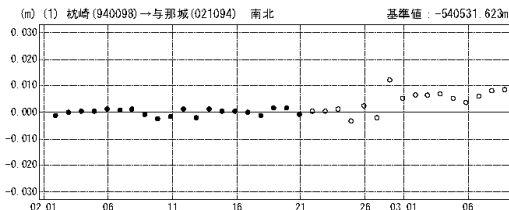
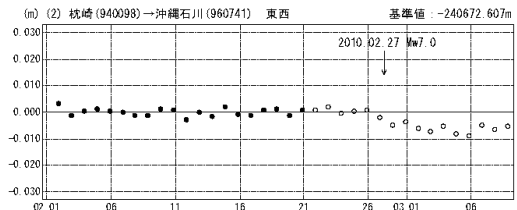
国土地理院

## 成分変化グラフ

期間：2010.02.01~2010.03.08 JST



期間：2010.02.01~2010.03.08 JST



● — [F3:最終解] ○ — [R3:速報解]

国土地理院

図3-24 2010年2月27日の沖縄本島近海の地震に伴う地殻変動(国土地理院資料;地震調査委員会, 2010)

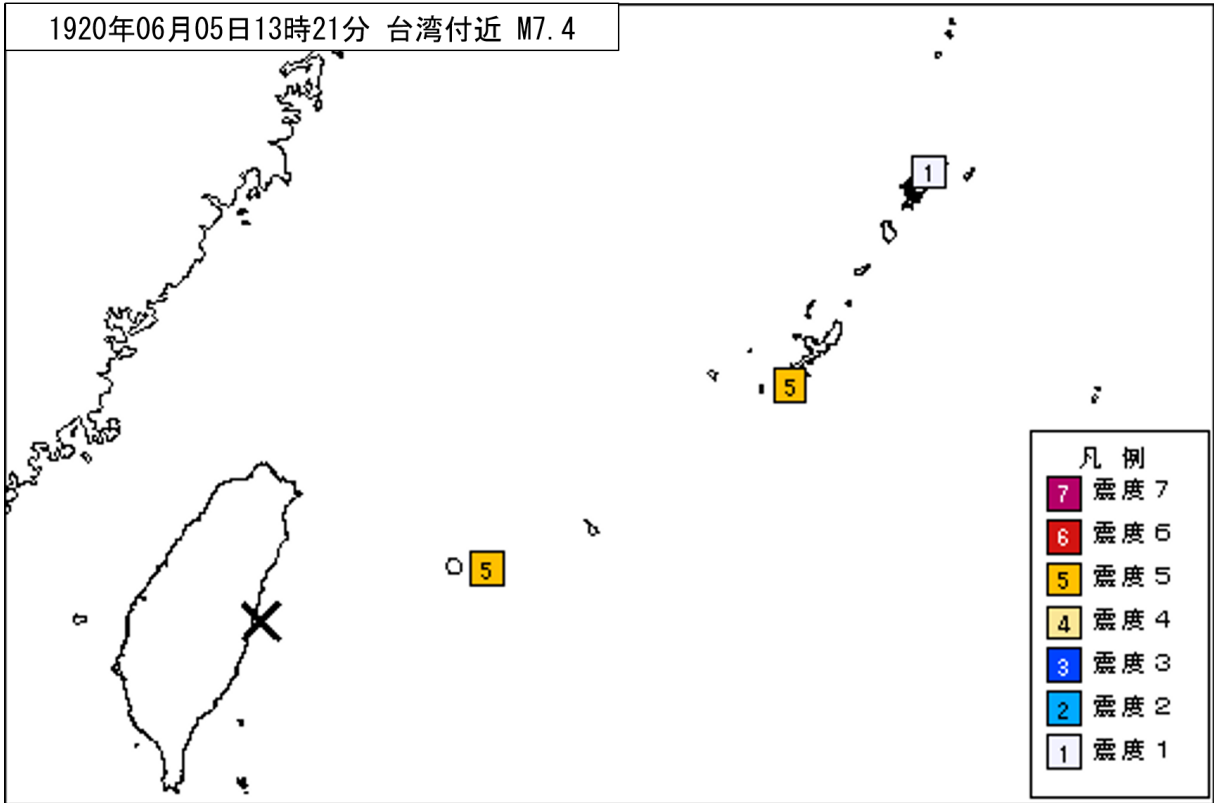


図3-25 1920年6月5日の台湾付近の地震の震度分布図

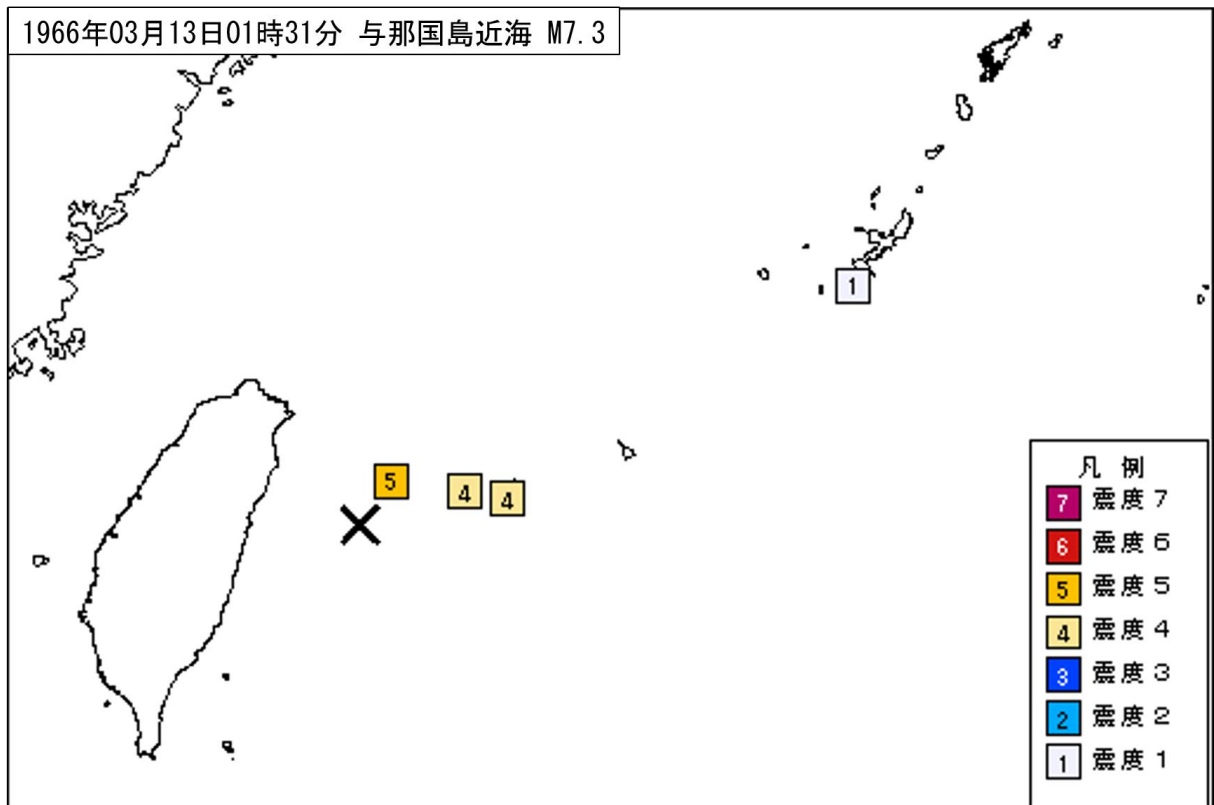


図3-26 1966年3月13日の与那国島近海の地震の震度分布図

2002年03月31日15時52分 台湾付近 M7.0

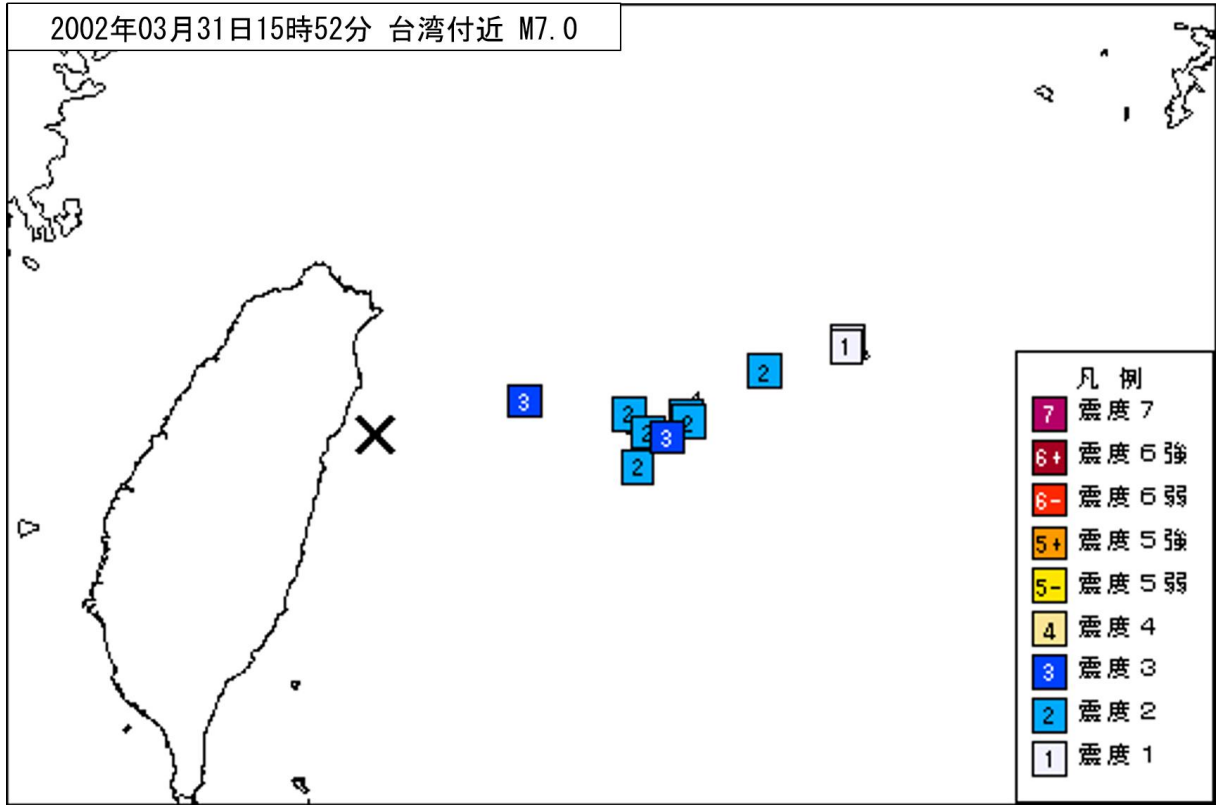
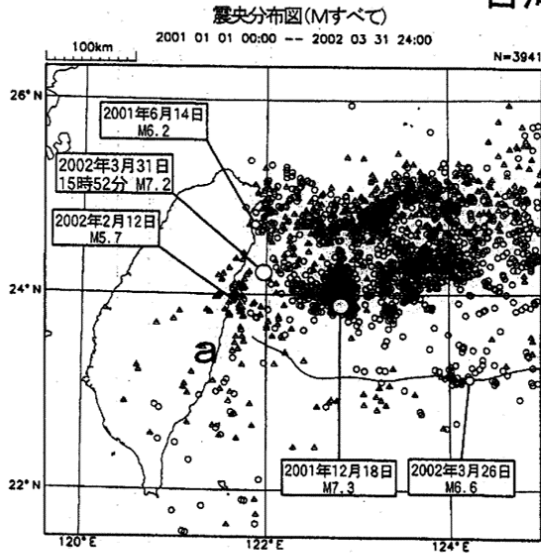


图 3-27 2002 年 3 月 31 日の台湾付近の地震の震度分布图

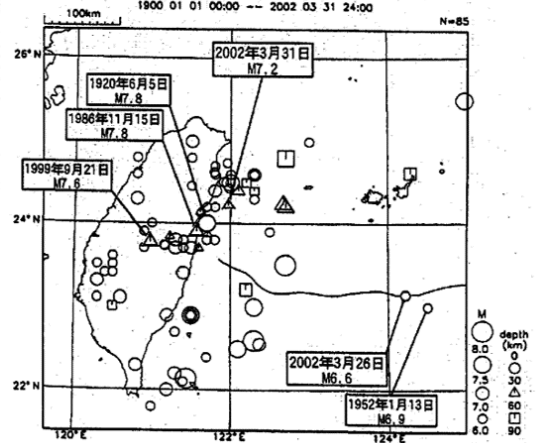
# 台湾付近の地震



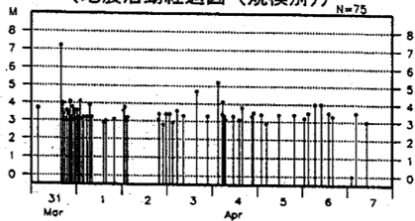
3月31日に台湾付近でM7.2の地震が発生した。この地震により、国内では最大高さ20cm未満の津波（平常潮位より上昇した高さ）を観測した。台湾国内では、台北で死者5名などの被害があった（米国地質調査所による）。

この地震の近くでは、1986年にM7.8（米国地質調査所の表面波マグニチュード）の地震があり、国内では最大高さ30cmの津波を観測した。

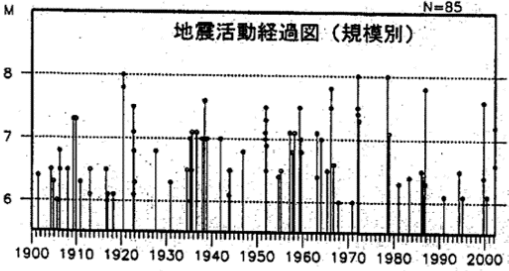
過去の被害地震の震央分布図 (M ≥ 6.0) 2001年までは、宇津のデータによる



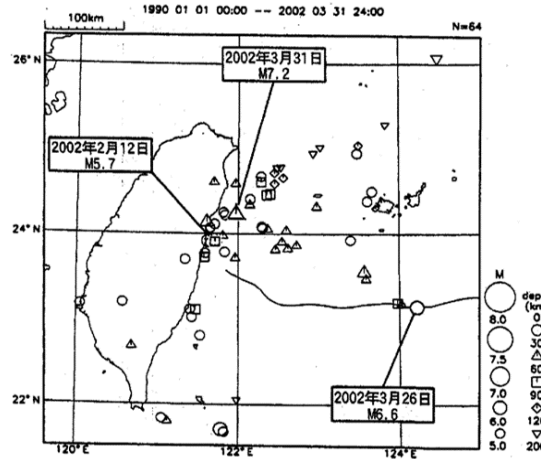
3/31-4/7の余震発生状況 (地震活動経過図 (規模別))



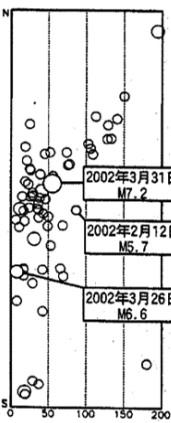
地震活動経過図 (規模別) N=85



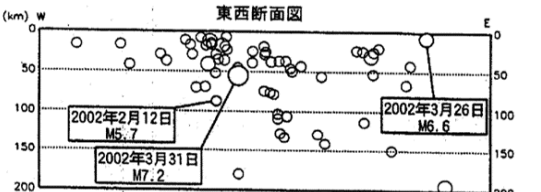
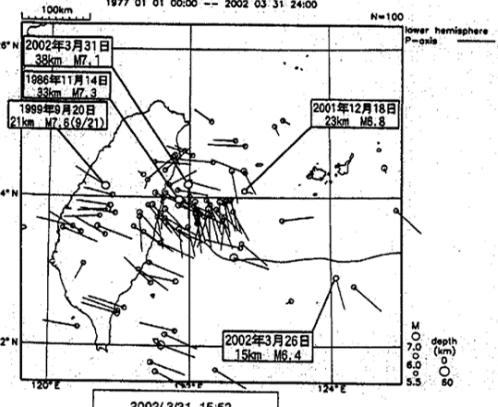
(USGSによる depth phase を用いた震源と2002年以降の気象庁震源)



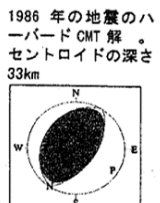
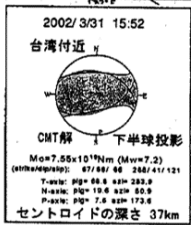
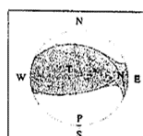
南北断面図



ハーバード CMT 解の圧力軸の向き



今回の地震の発震機構 気象庁による



ハーバード CMT 解 セントロイドの深さ 38km USGS の MT 解 MT 解の深さ 37km

圧力軸は、南北方向を向くものと東西方向のものに大別される。今回の地震の発震機構は、南北方向に圧力軸を持つ逆断層型であった。

図3-28 2002年3月31日の台湾付近の地震に関する資料 (気象庁資料; 地震調査委員会, 2002b)

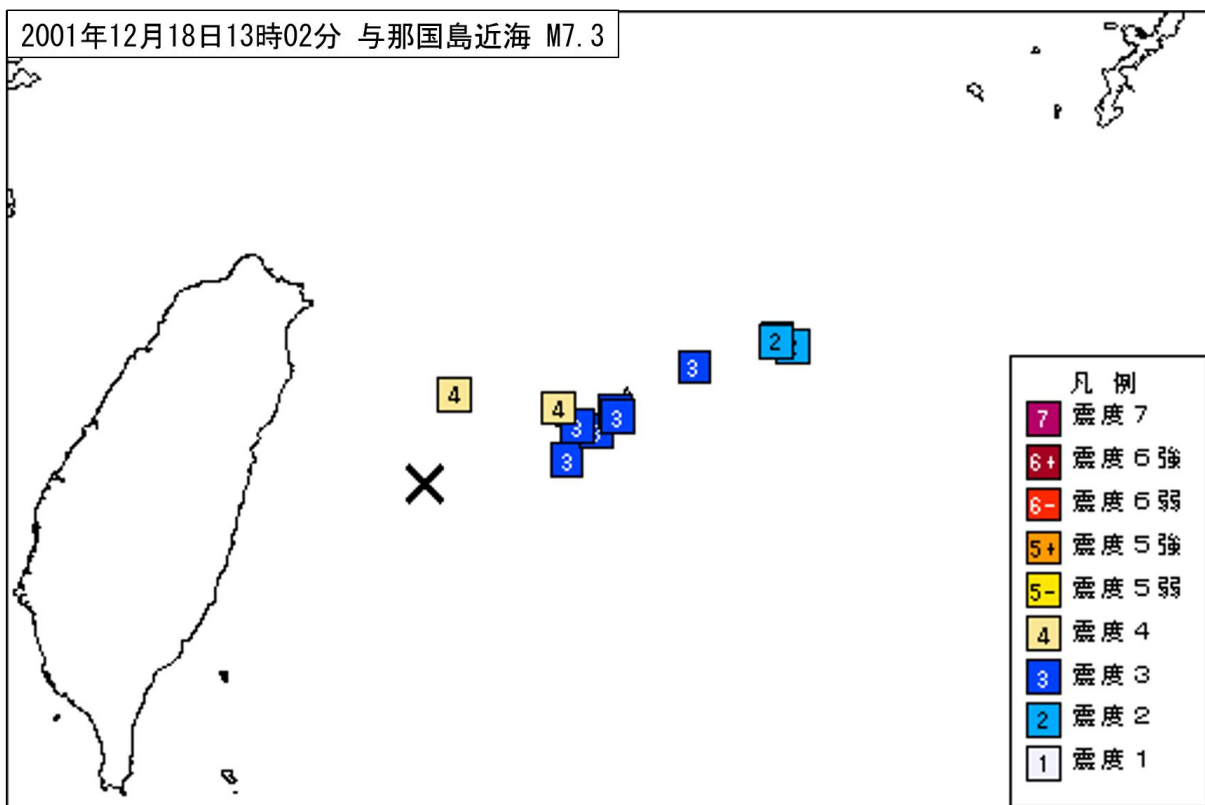
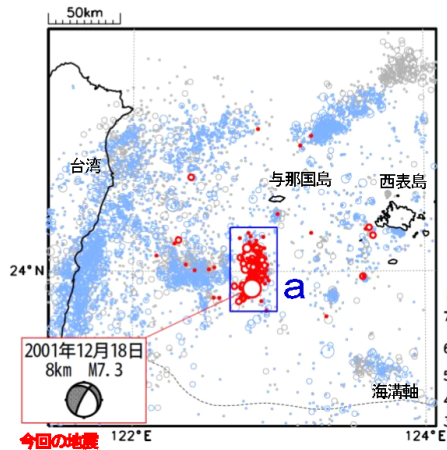


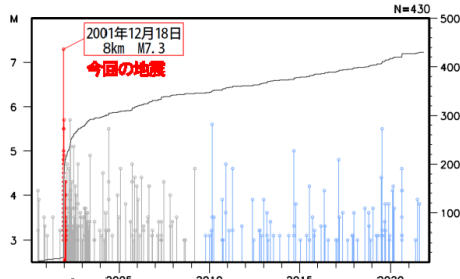
图 3-29 2001 年 12 月 18 日の与那国島近海の地震の震度分布図

## 2001年12月18日 与那国島近海の地震

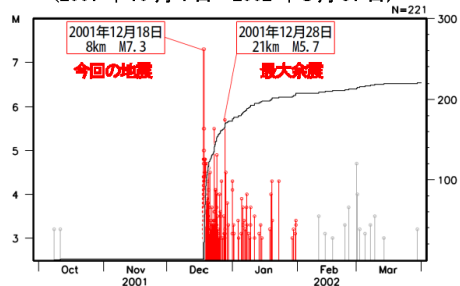
震央分布図  
 (2000年7月1日~2021年10月31日、  
 深さ0km~80km、 $M \geq 3.0$ )  
 2001年12月18日~2002年1月31日の地震を赤色で表示  
 2009年9月1日(米国大学間地震学研究連合(IRIS)の観測点  
 (台北、玉峰、寧安橋、玉里、台東)の活用開始)以降の地震を  
 薄青色で表示  
 図中の発震機構はCMT解



領域 a 内の M-T 図及び回数積算図



(2001年10月1日~2002年3月31日)



2001年12月18日13時02分にと那国島近海の深さ8kmでM7.3の地震(最大震度4、今回の地震)が発生した。この地震の発震機構(CMT解)は、東西方向に張力軸を持つ型であった。

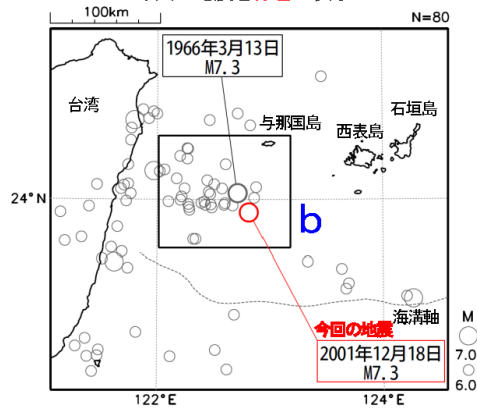
今回の地震により、与那国島で12cm、石垣島で4cmの津波を観測した。

今回の地震の発生後、今回の地震の震央付近(領域a)では、2002年1月下旬頃まで地震活動が活発な状態が続いた。この間に発生した最大規模の地震(最大余震)は、2001年12月28日09時41分に深さ21kmで発生したM5.7の地震(最大震度2)であった。

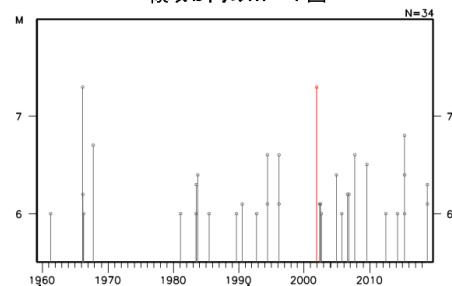
2000年7月以降の活動をみると、領域aでは、M5.0以上の地震が時々発生している。

1960年以降の活動をみると、今回の地震の震央周辺(領域b)では、今回の地震を含めM7.0以上の地震が2回発生している。1966年3月13日に発生したM7.3の地震(最大震度5)では、与那国島で死者2人、家屋全壊1棟などの被害が生じた(被害については「日本被害地震総覧」による)。

震央分布図  
 (1960年1月1日~2021年10月31日  
 深さ0km~100km、 $M \geq 6.0$ )  
 今回の地震を赤色で表示



領域 b 内の M-T 図



気象庁作成

図3-30 2001年12月18日の与那国島近海の地震に関する資料(気象庁資料)

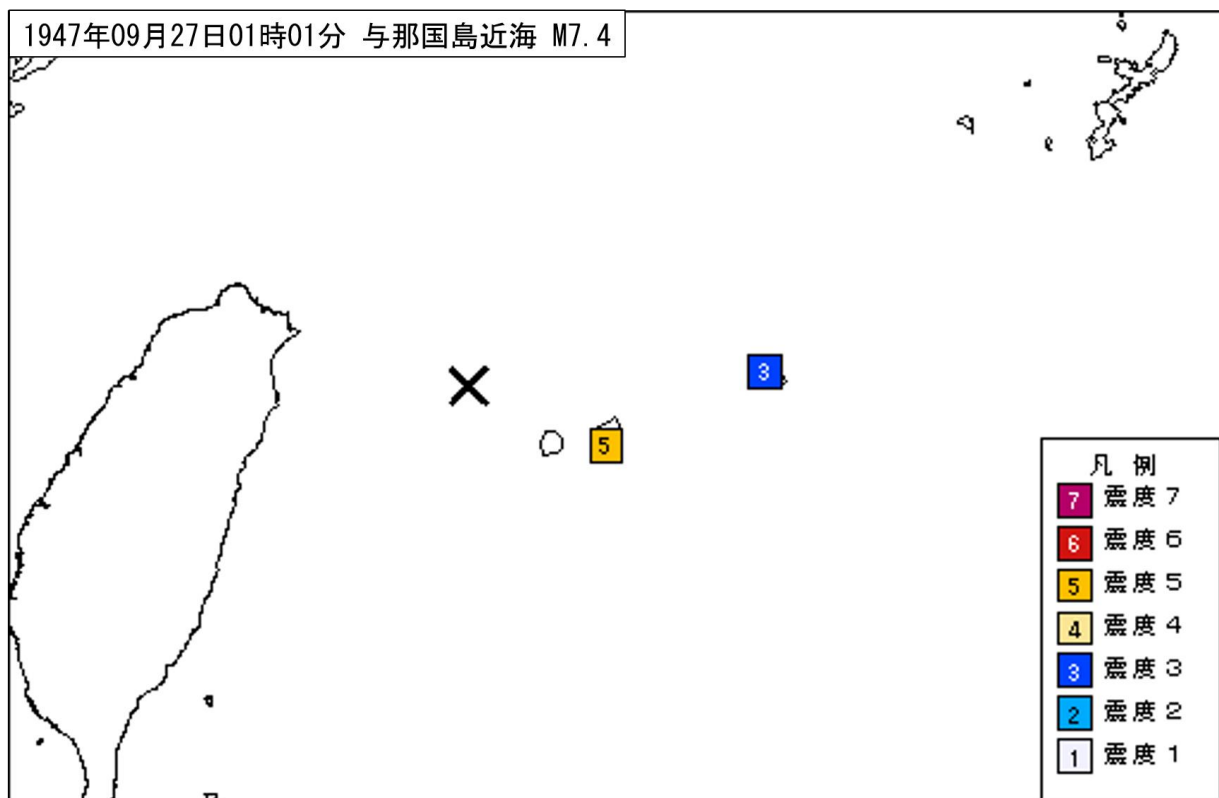


図3-31 1947年9月27日の与那国島近海の地震の震度分布図

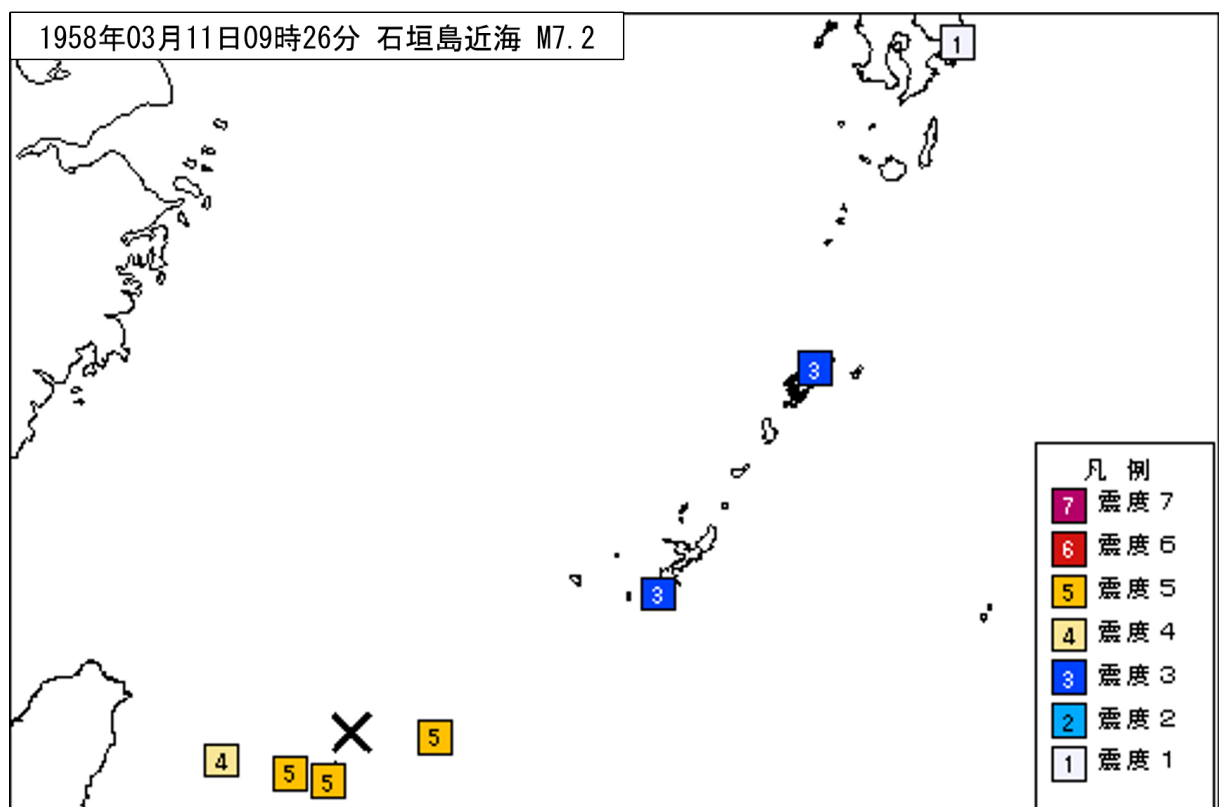


図3-32 1958年3月11日の石垣島近海の地震の震度分布図

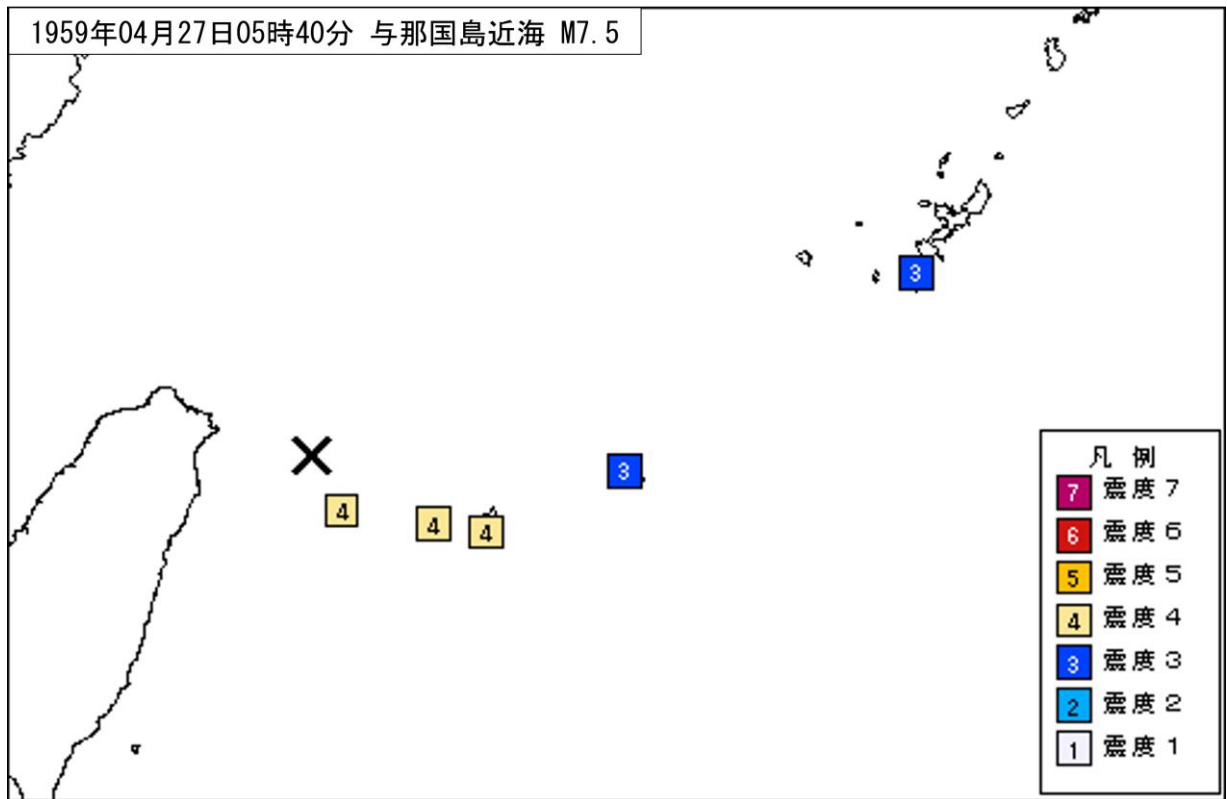


図3-33 1959年4月27日の与那国島近海の地震の震度分布図

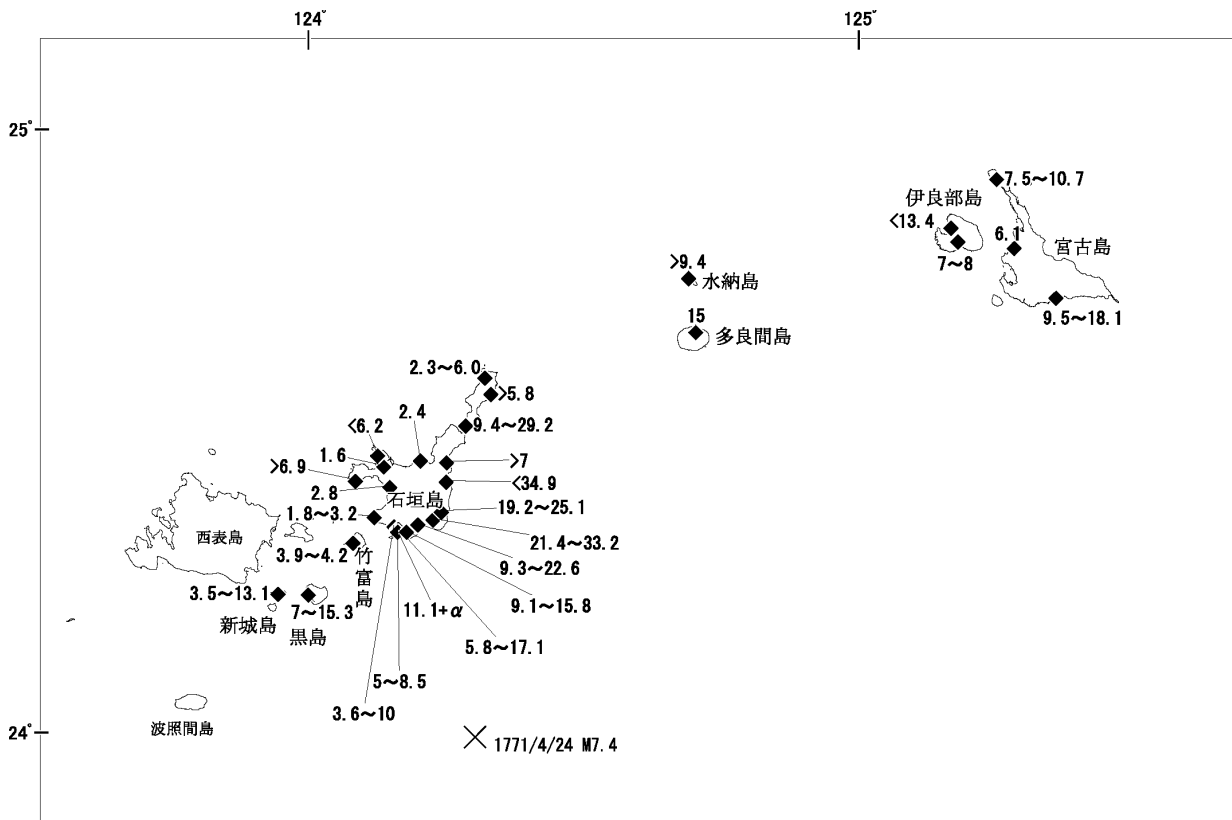


図3-34 1771年4月24日の石垣島近海の地震（八重山地震津波）に伴う津波の遡上高  
 後藤・他（2012）に基づき作成。数値の単位はメートル。津波があった可能性や伝承等があるものの、遡上高がはっきりしない島についても島名を付した。震央は宇津（1999）による。



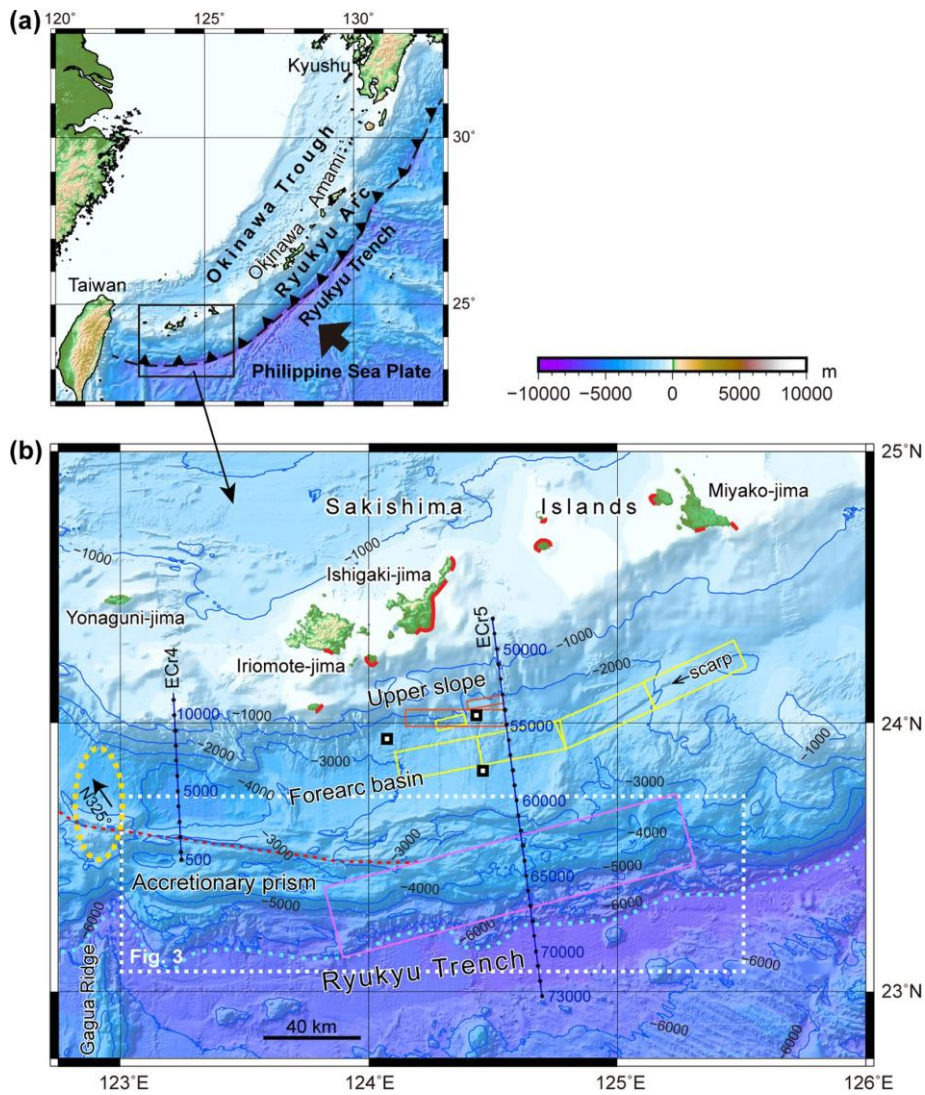


図 3-35 1771 年 4 月 24 日の石垣島近海の地震(八重山地震津波)の波源に関する各種モデル(Okamura et al., 2018)

図に示されたオレンジ色の長方形は今村・他(2001)及び Imamura et al. (2008)、黄色の長方形は Hisamatsu et al. (2014) に示された Miyazawa et al. (2012)、ピンク色の長方形は Nakamura (2009) に基づくモデル。白い点線で囲まれた範囲は図 3-41 の描画範囲。

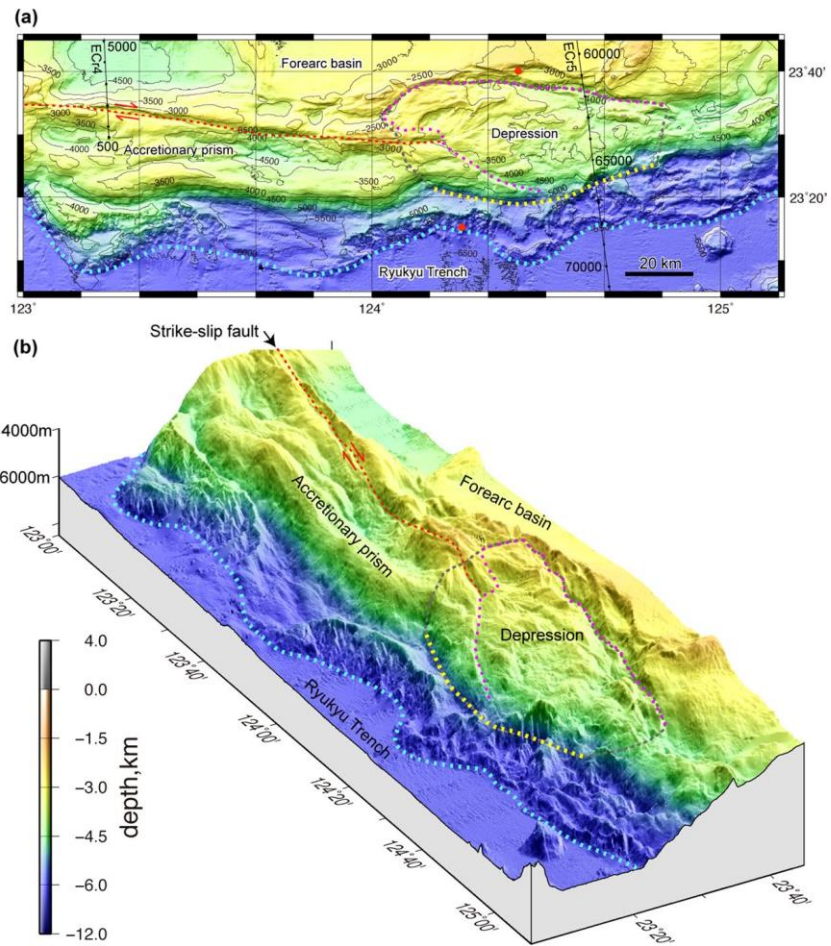


図 3-36 先島諸島南方沖の海底地形図 (Okamura et al., 2018)  
 図の範囲は図 3-40 の白い点線で囲まれた範囲。幅 30km、長さ 80km に及ぶ地すべり地形がみられ、Okamura et al. (2018) は 1771 年の津波の波源である可能性があると指摘している。



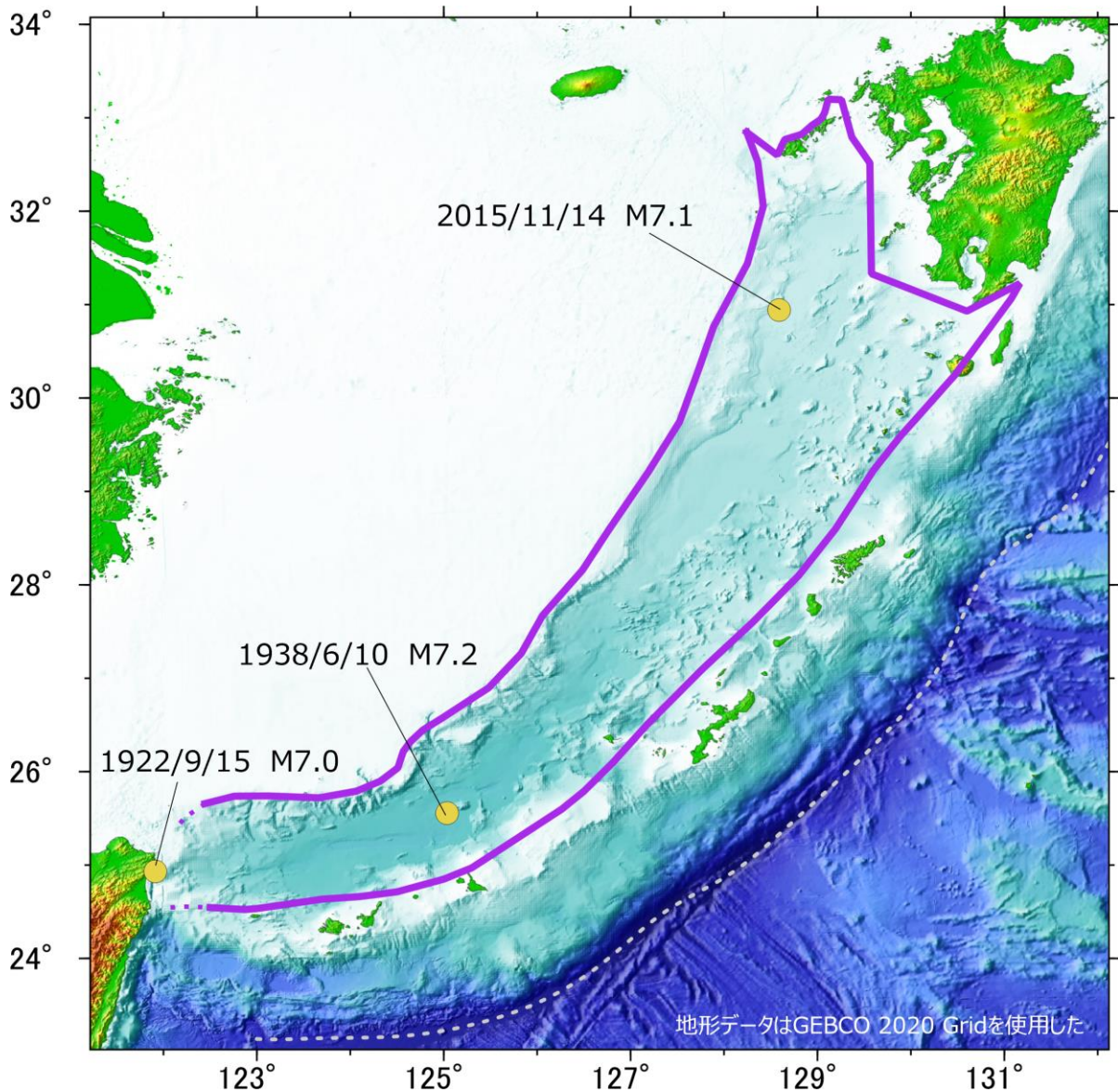


図3-37 九州西方沖～沖縄トラフの上盤側（陸側）のプレート内の地震の領域及び領域内で発生したM7.0以上の地震の震央分布  
地形はGEBCO Compilation Group (2020) による。

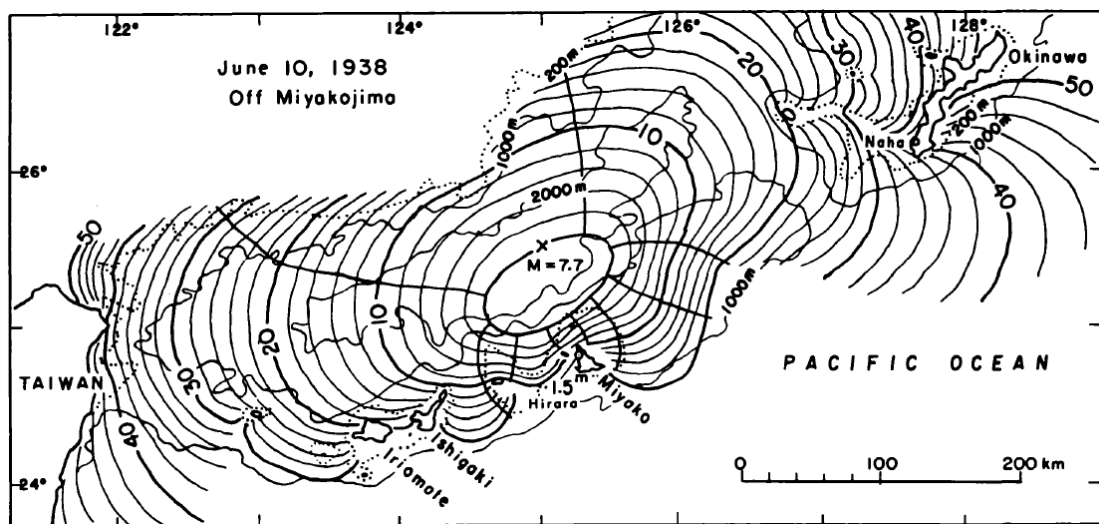


図3-38 1938年6月10日の宮古島北西沖の地震の推定津波波源域と験潮記録による観測津波高（羽鳥, 1988）



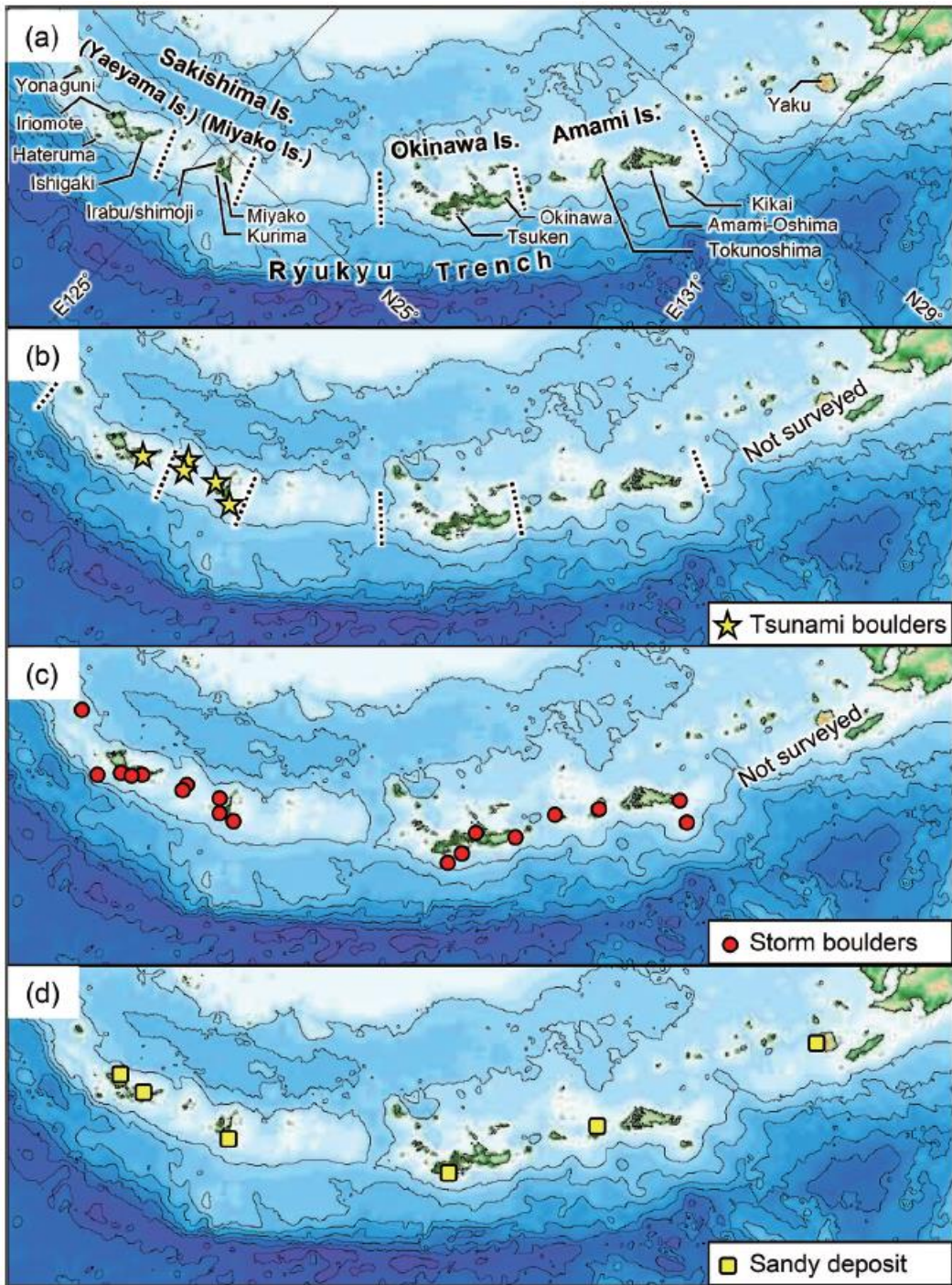


図 3-39 南西諸島における津波石、台風の高波により運ばれた巨礫、砂質堆積物の分布（後藤, 2017）  
 (a) 南西諸島の島々の分布、(b) 津波石として認定されるものの分布、(c) 台風の高波で説明できる打ち上げ巨礫の分布、(d) 津波堆積物の可能性がある砂質堆積物の分布。

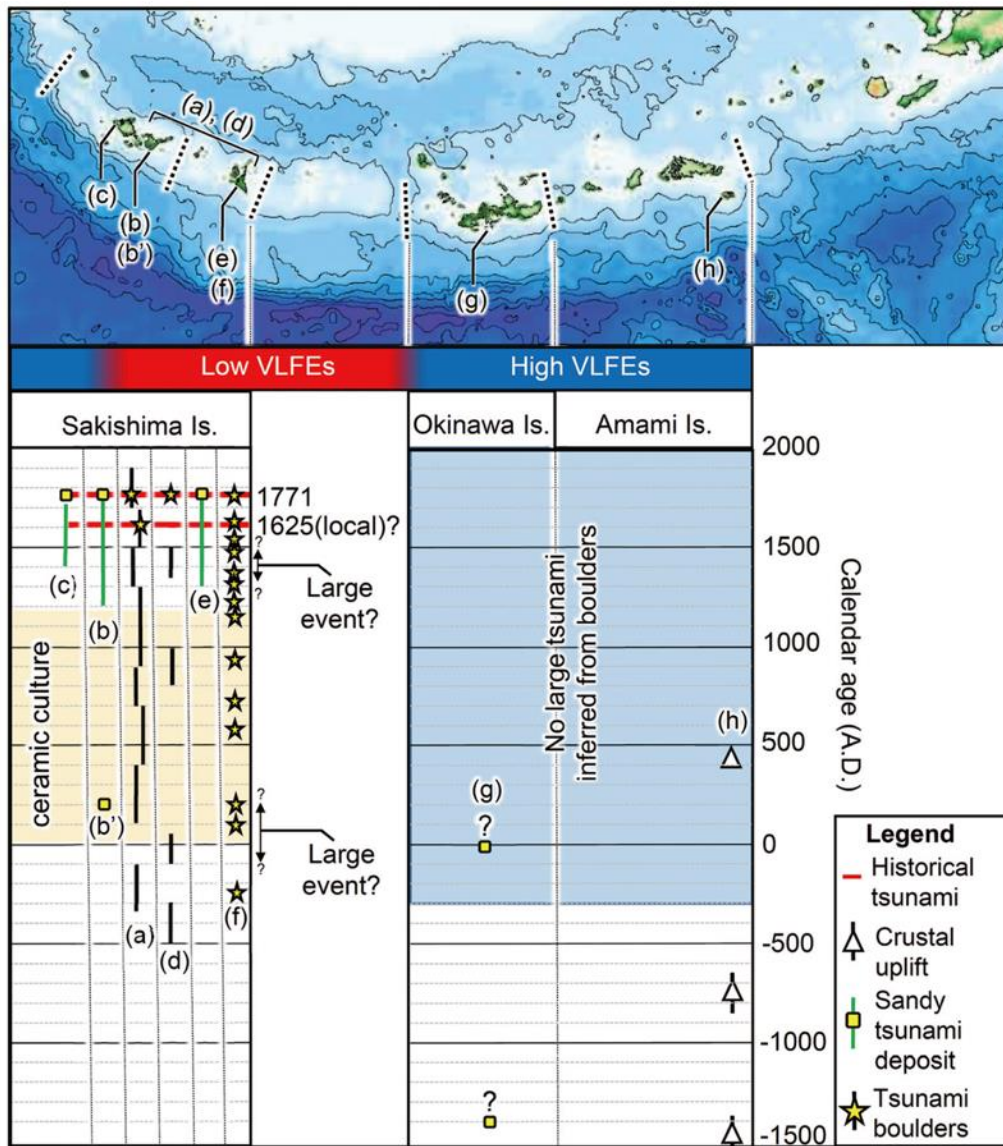


図 3-40 南西諸島における津波堆積物・津波石に基づく過去 3,500 年間の古津波履歴 (後藤, 2017)





図3-41 1771年4月24日の石垣島近海の地震（八重山地震津波）によって運ばれたと推定されるハマサンゴからなる石垣島東海岸の津波石（後藤和久氏提供）

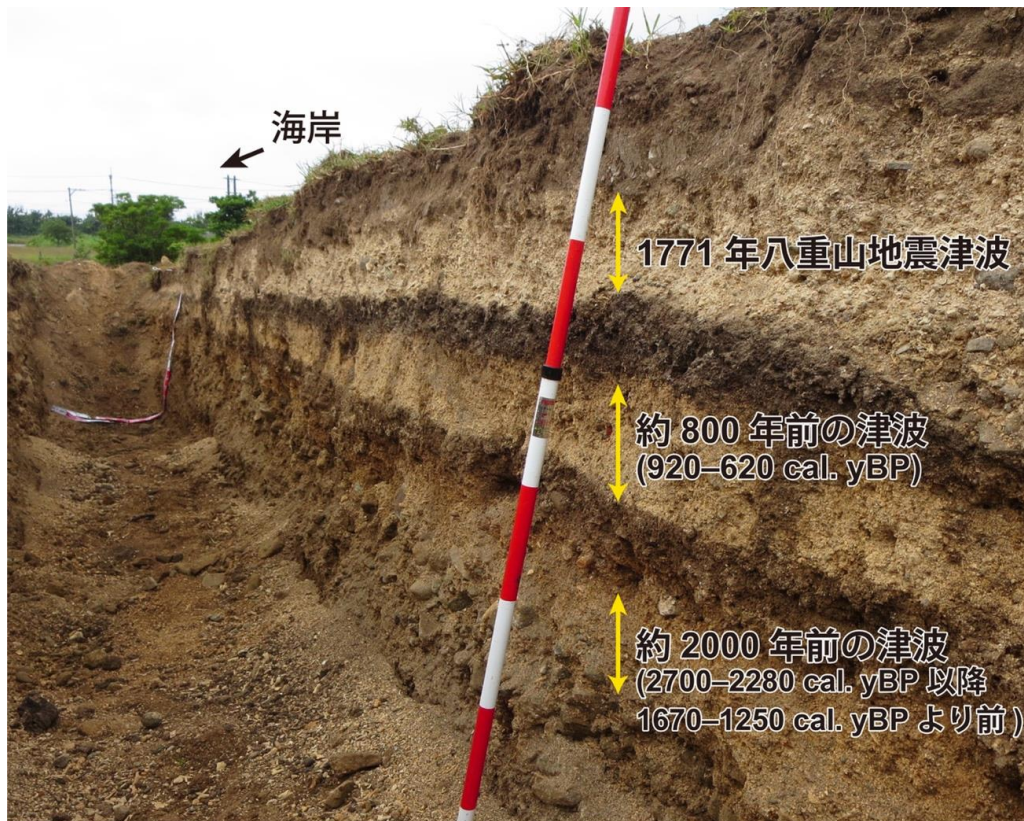


図3-42 石垣島における砂質津波堆積物のトレンチ調査の様子（北村晃寿氏提供）  
年代はAndo et al. (2008)に基づく。



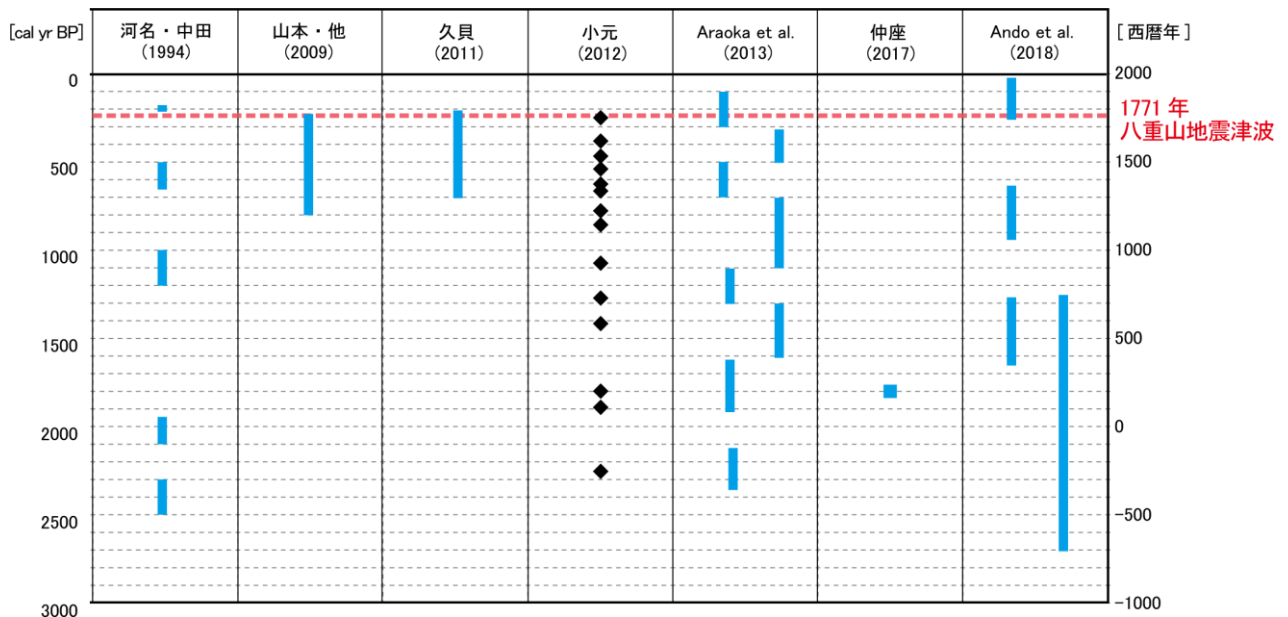


図 3-43 先島諸島における津波堆積物・津波石に基づいた古津波履歴  
 後藤（2017）を参考に Ando et al.（2018）のデータを加えた。小元（2012）のデータは個々のサンゴ礫の年代値を示している。

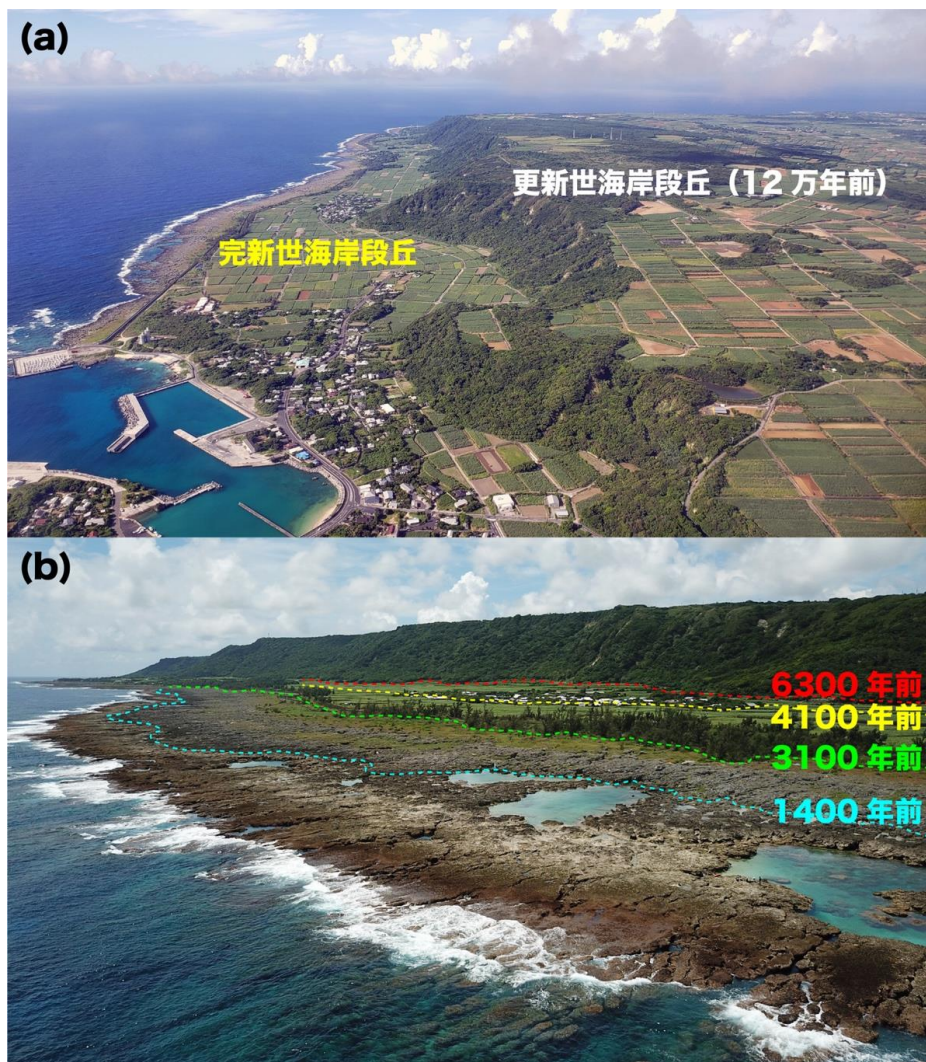


図 3-44 喜界島の海岸段丘  
 (a) 海岸段丘の外観（宍倉正展氏提供）。12 万年前頃に形成された更新世海岸段丘は標高 211 m に達する。(b) 完新世海岸段丘と過去の海岸線位置（前杵英明氏提供）。離水サンゴ礁からなる 4 段の海岸段丘が確認される。離水年代は Sugihara et al.（2003）に基づく。



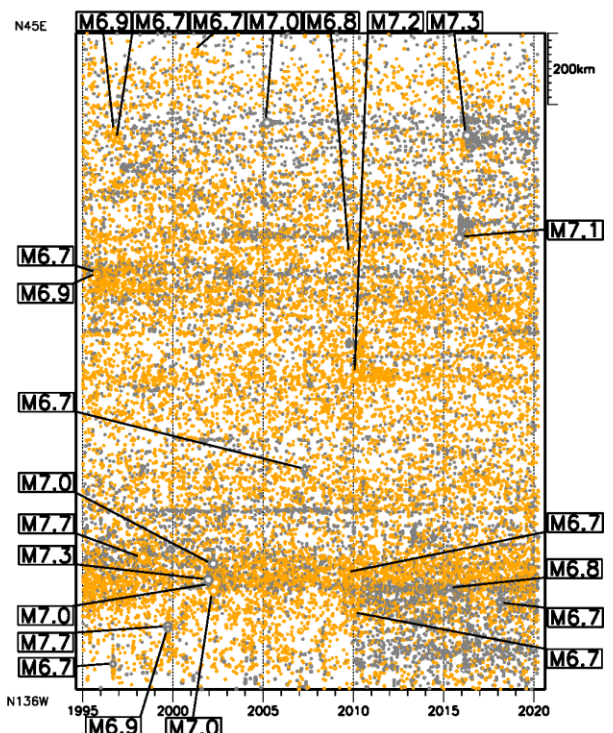
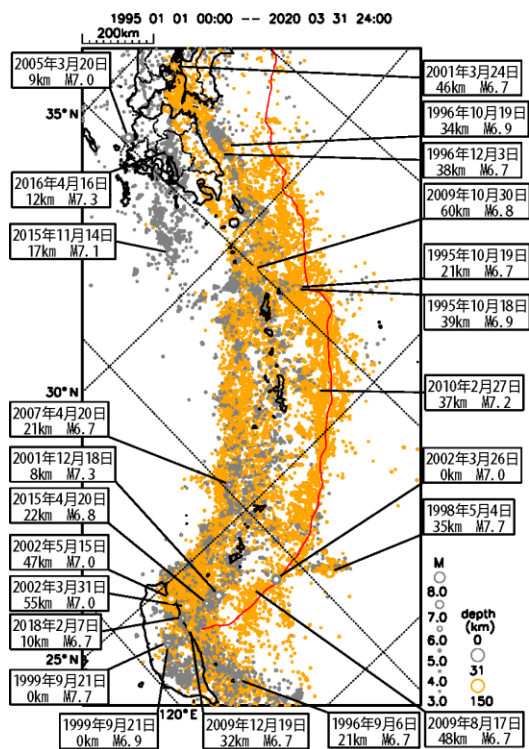


図3-45-1 日向灘及び南西諸島海溝周辺における最近の地震活動（その1）（気象庁資料）  
1995年1月から2020年3月に発生したM3.0以上の地震を表示し、M6.7以上の地震について、発生年月日、深さ、Mを示した。

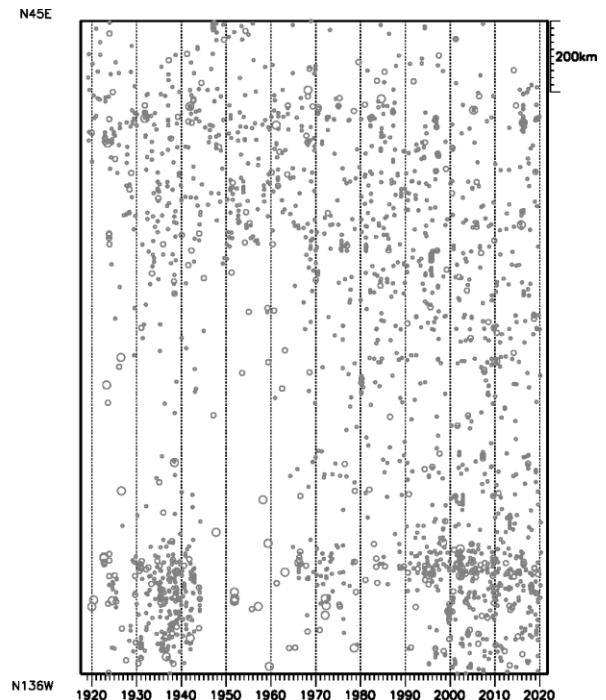
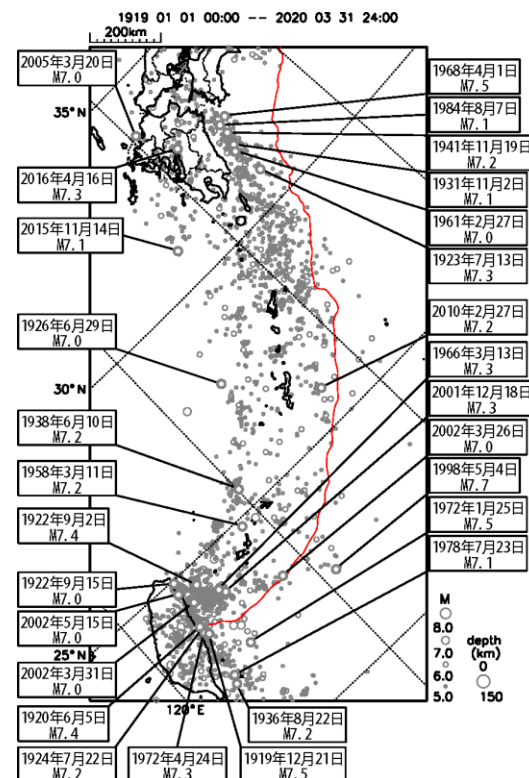
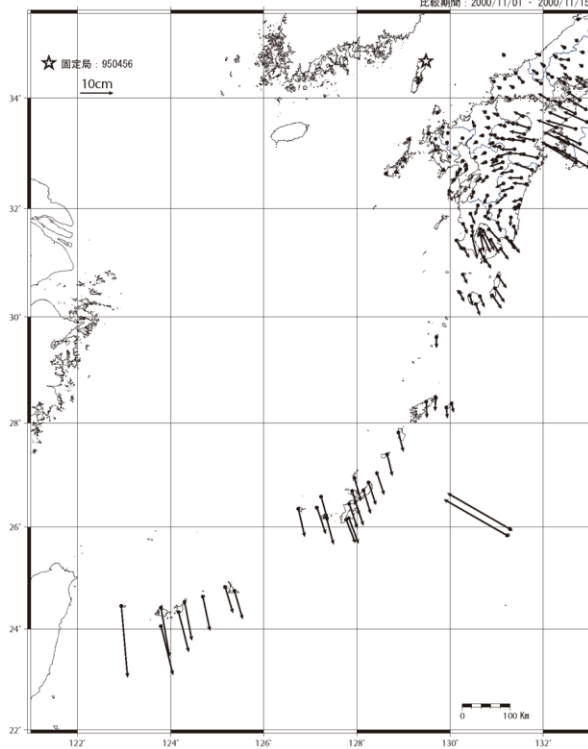


図3-45-2 日向灘及び南西諸島海溝周辺における最近の地震活動（その2）（気象庁資料）  
1919年1月から2020年3月に発生したM5.0以上の地震を表示し、M7.0以上の主な地震について、発生年月日、Mを示した。南西諸島周辺～台湾付近のM5.0以上の地震がほぼ漏れなくとらえられているのは、1980年代以降である。

A : 1997~2000

水平変動ベクトル図

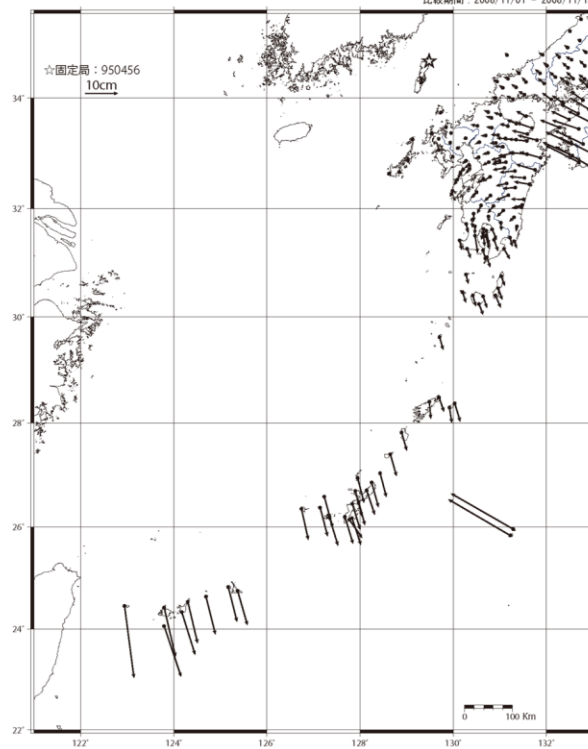
比較手法：平均値  
基準期間：1997/11/01 - 1997/11/15  
比較期間：2000/11/01 - 2000/11/15



B : 2005~2008

水平変動ベクトル図

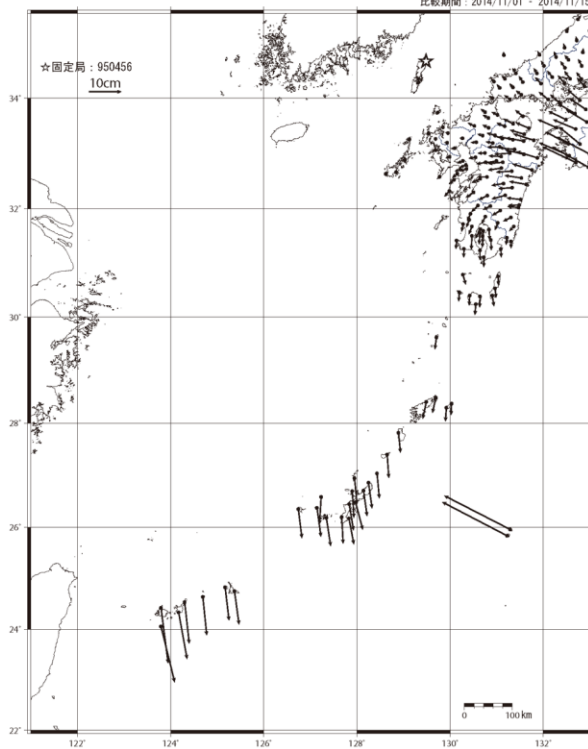
比較手法：平均値  
基準期間：2005/11/01 - 2005/11/15  
比較期間：2008/11/01 - 2008/11/15



C : 2011~2014

水平変動ベクトル図

比較手法：平均値  
基準期間：2011/11/01 - 2011/11/15  
比較期間：2014/11/01 - 2014/11/15



D : 2016~2019

水平変動ベクトル図

比較手法：平均値  
基準期間：2016/11/01 - 2016/11/15  
比較期間：2019/11/01 - 2019/11/15

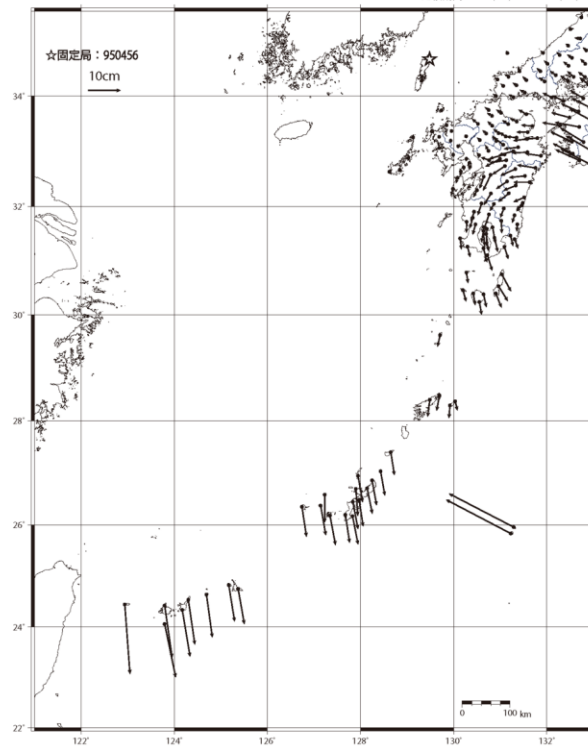
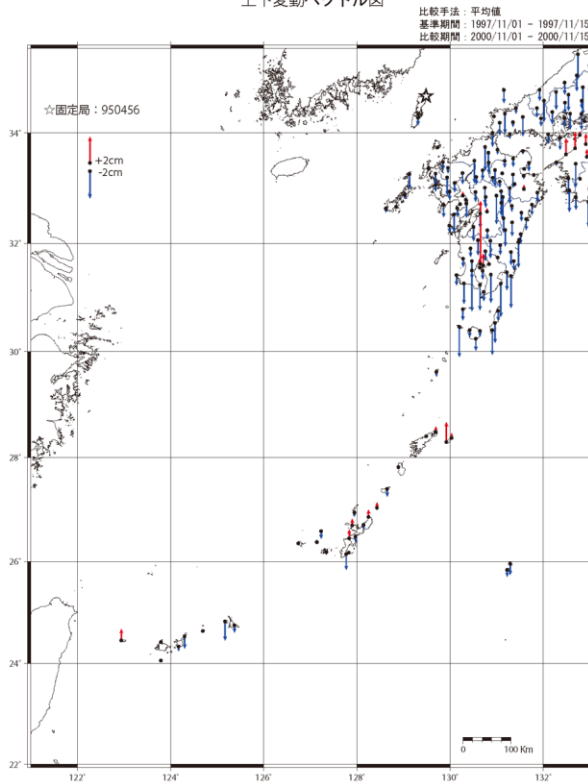


図3-46-1 日向灘及び南西諸島海溝周辺の地殻変動（水平変動ベクトル図）（国土地理院資料）

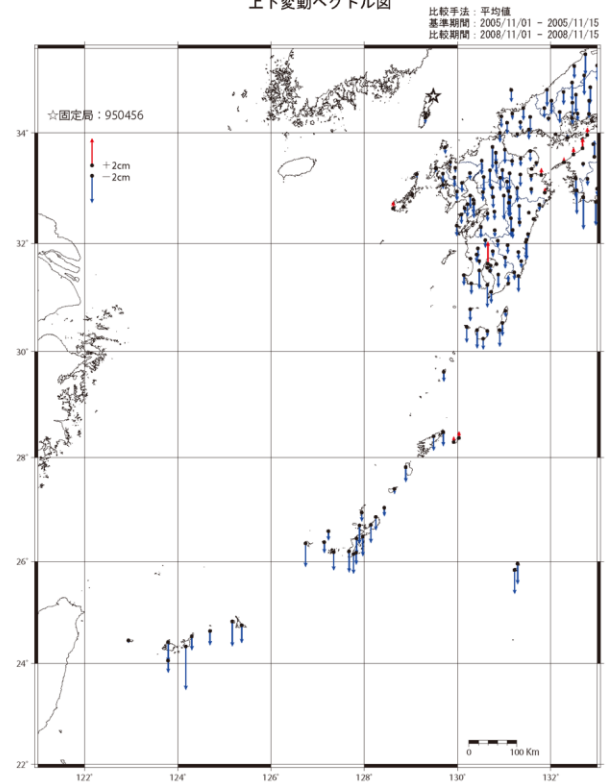
A : 1997~2000

上下変動ベクトル図



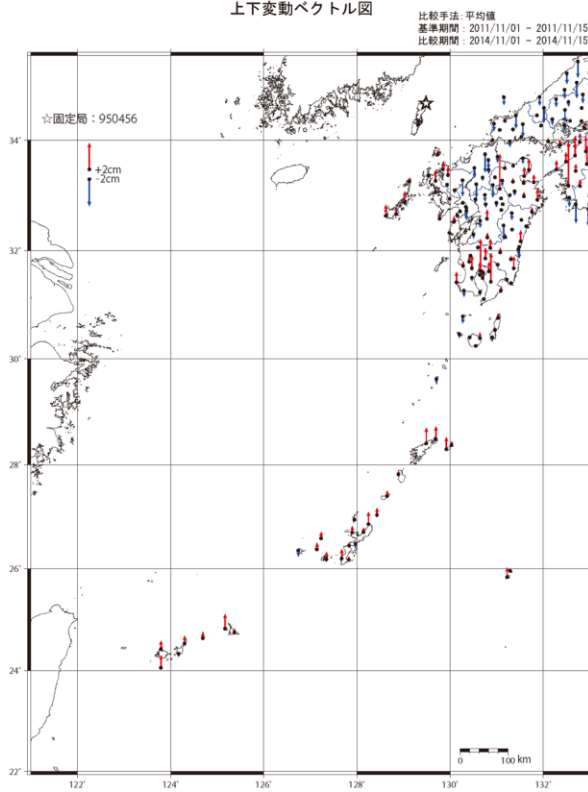
B : 2005~2008

上下変動ベクトル図



C : 2011~2014

上下変動ベクトル図



D : 2016~2019

上下変動ベクトル図

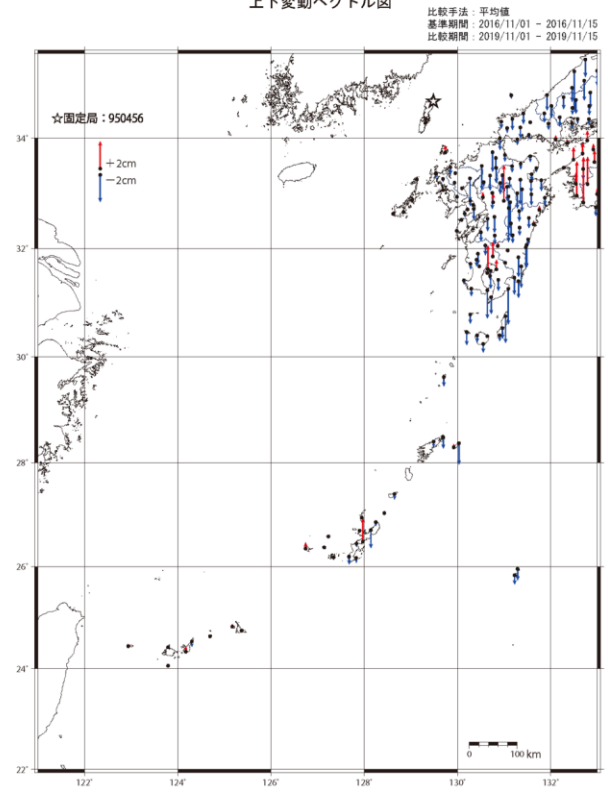


図3-46-2 日向灘及び南西諸島海溝周辺の地殻変動（上下変動ベクトル図）（国土地理院資料）



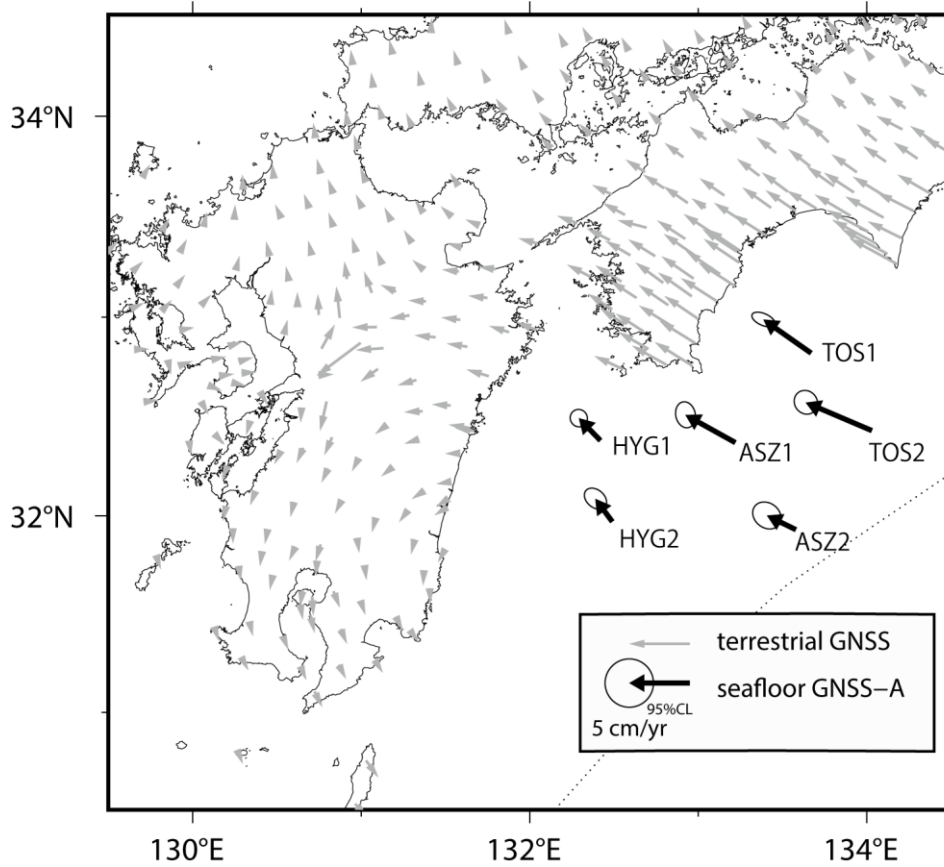


図3-47 日向灘周辺の地殻変動ベクトル（海上保安庁提供）  
 アムールプレート固定。海域の速度は2016年初頭から2019年初頭のGNSS-A観測データ、陸域の速度は2016年3月から2020年3月までの国土地理院GEONETデータから推定。

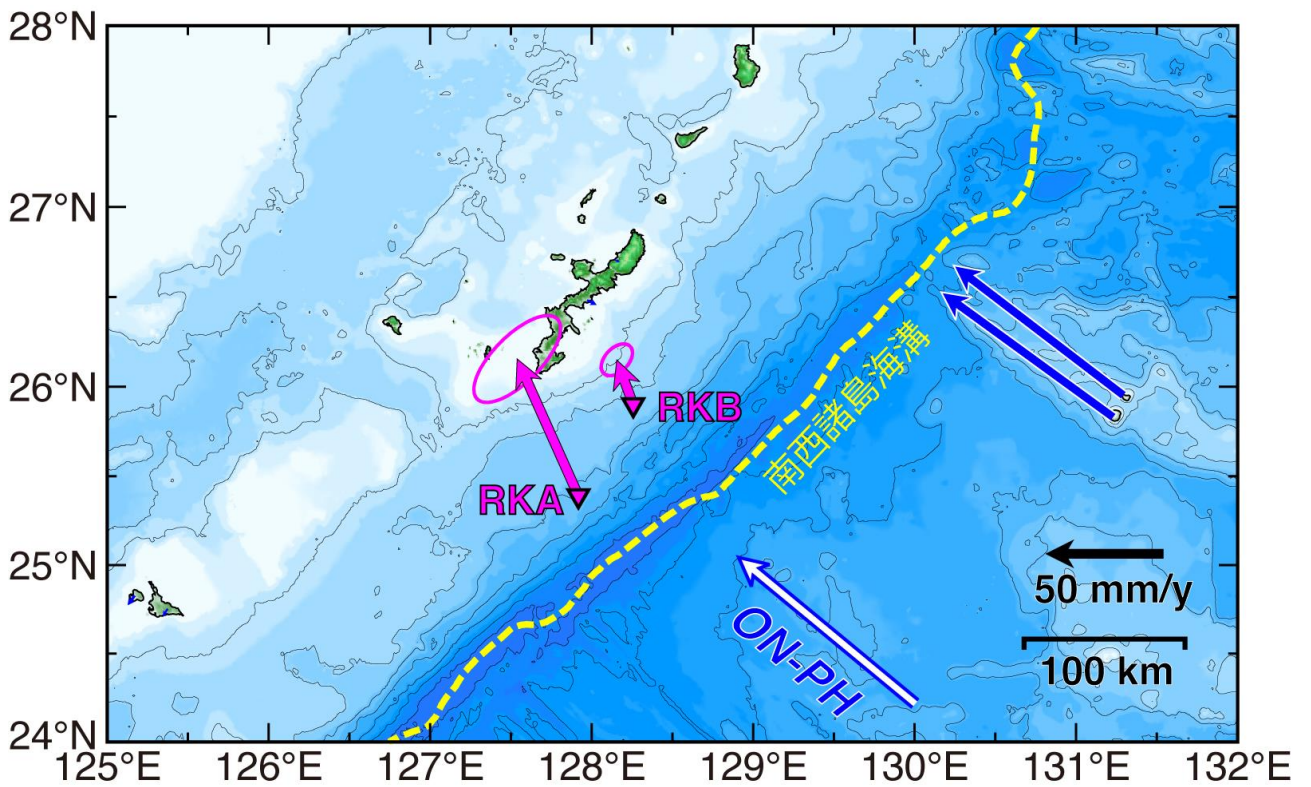


図3-48 沖縄本島周辺の地殻変動ベクトル（沖縄ブロック固定；田所敬一氏提供）

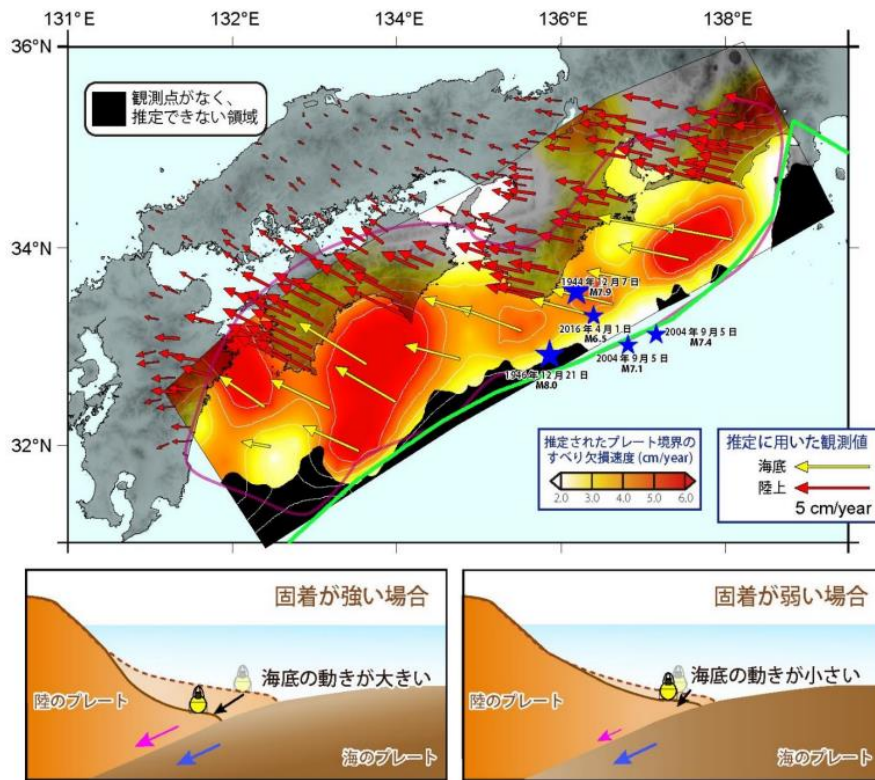


図 3-49 陸上及び海底地殻変動観測データから推定したプレート間すべり欠損速度分布（科学技術・学術審議会測地学分科会地震火山部会，2017）

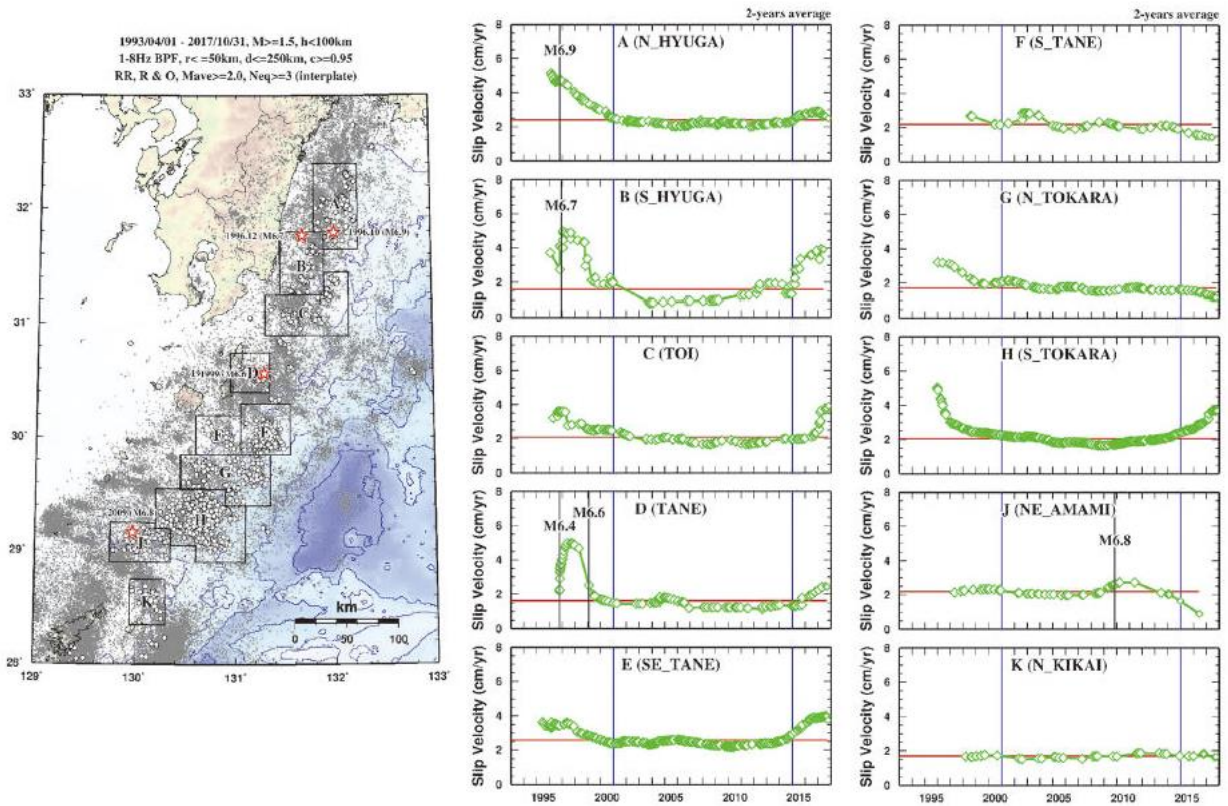


図 3-50 日向灘～南西諸島海溝沿い北部の小領域（A～K）ごとの準静的すべり速度の時間変化（八木原，2019）



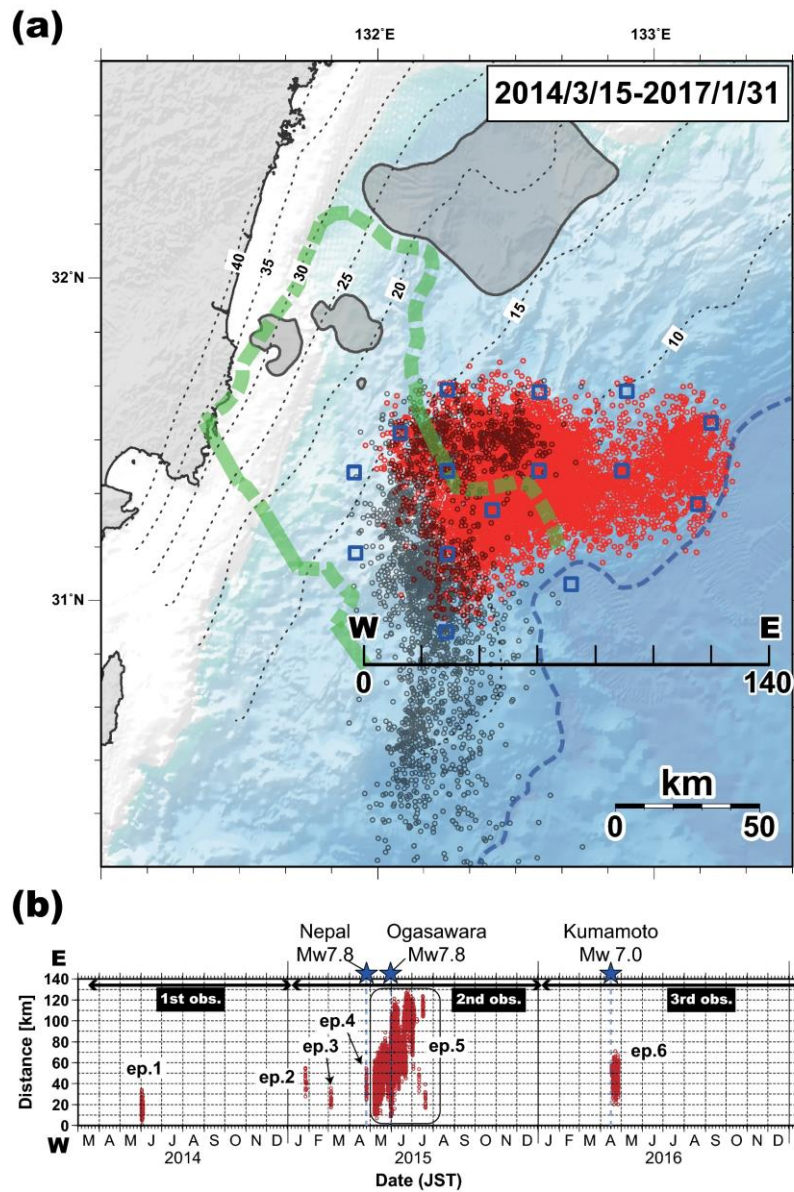


図 3-51 日向灘における浅部低周波微動源の分布 (Yamashita et al., 2021)  
 2013年5月から7月の活動を灰色、2014年3月から2017年1月までの活動を赤色の丸でそれぞれ示す。青四角は海底地震計の設置位置、黒点線はフィリピン海プレート上面の等深線、海域の濃い灰色はマグニチュード7級の地震の震源域を表す。薄緑色の太線は、沈み込んだ九州・パラオ海嶺の外縁 (Yamamoto et al., 2013) を表す。

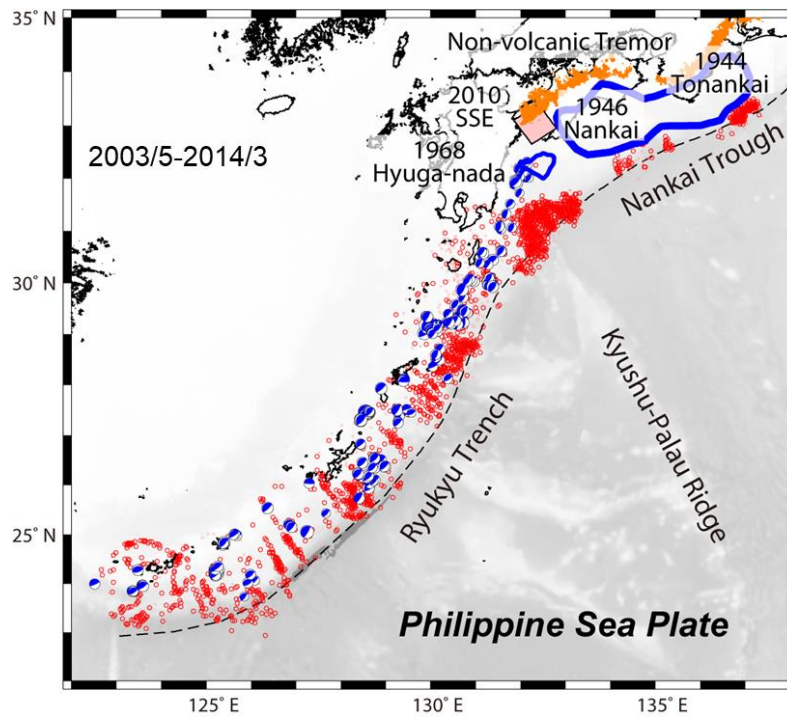


図 3-52 超低周波地震の空間分布 (浅野・他, 2014)

超低周波地震の分布を赤点で示す。発震機構解は、防災科学技術研究所 F-net の MT カタログに基づく、プレート間地震の分布を表す。青線で囲まれた領域は、プレート間大地震のすべり域、桃色矩形は 2010 年に発生した豊後水道長期的スロースリップイベントの震源域、橙点は非火山性の深部低周波微動源の位置を表す。



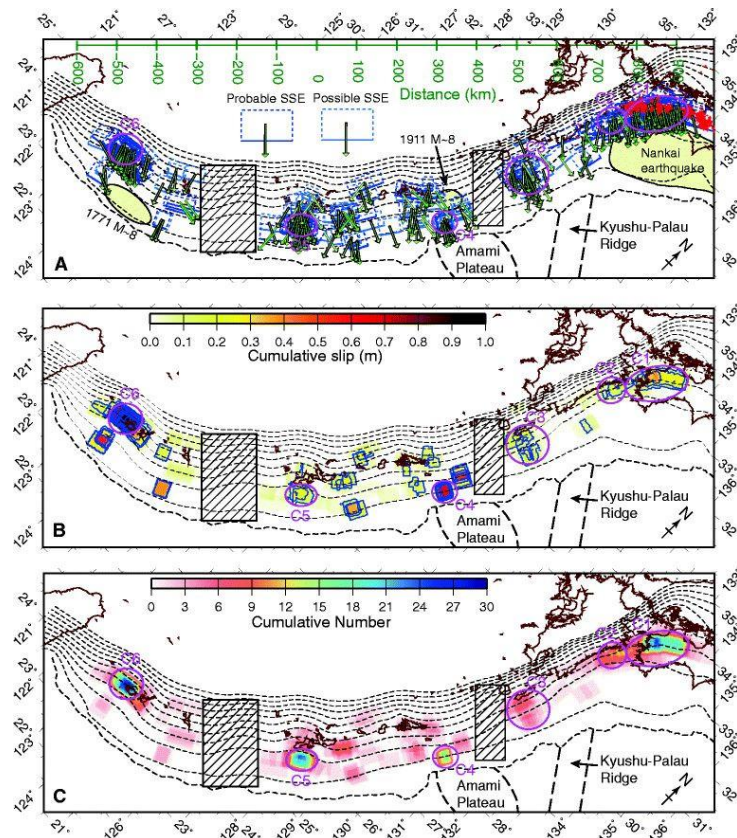


図3-53 1997年1月から2013年11月に発生した四国西部から南西諸島海溝周辺にかけてのスロー  
 スリップイベント (SSE) の分布 (Nishimura, 2014)  
 GNSS 観測データを用いて比較的継続時間が短い (数十日以下) イベントを対象とした手法  
 を用いて検出されたもの。(a)断層モデルとスリップベクトル。(b)累積すべり量。(c)累積  
 発生回数。

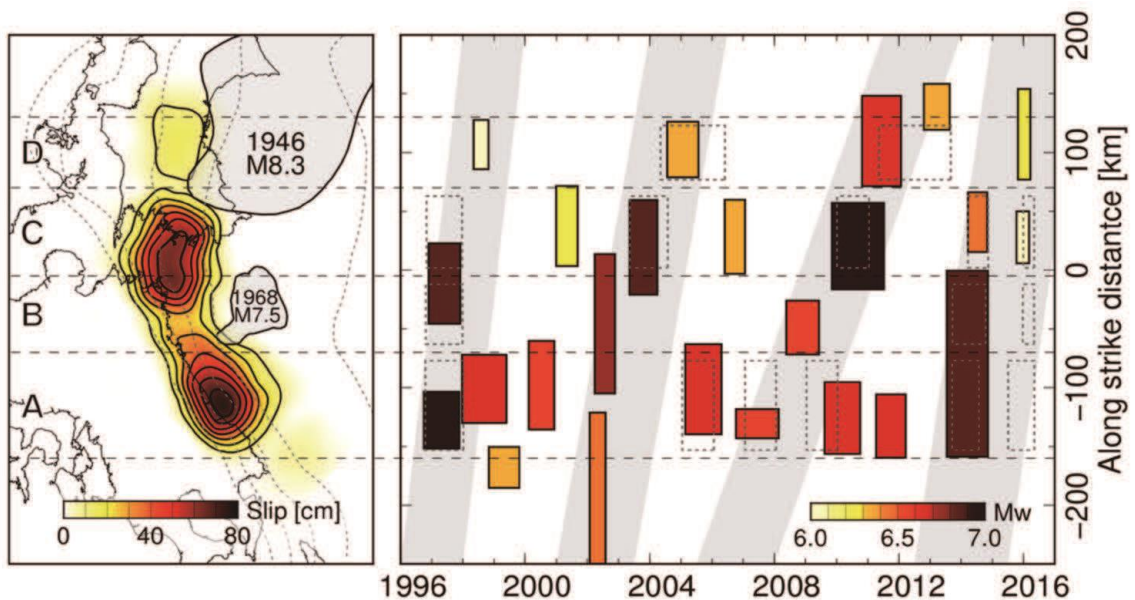


図3-54 1996年から2017年に四国西部から日向灘にかけて発生した長期的 SSE の発生分布 (高木,  
 2018)  
 GNSS 観測データを用いて比較的継続時間が長い (300 日程度) イベントを対象とした手法  
 を用いて検出されたもの。  
 (左図) 長期的 SSE の累積すべり量。  
 (右図) 長期的 SSE の時空間分布。カラーの矩形が Takagi et al. (2019) による推定結果  
 で点線の矩形は Ozawa (2017) による推定結果。



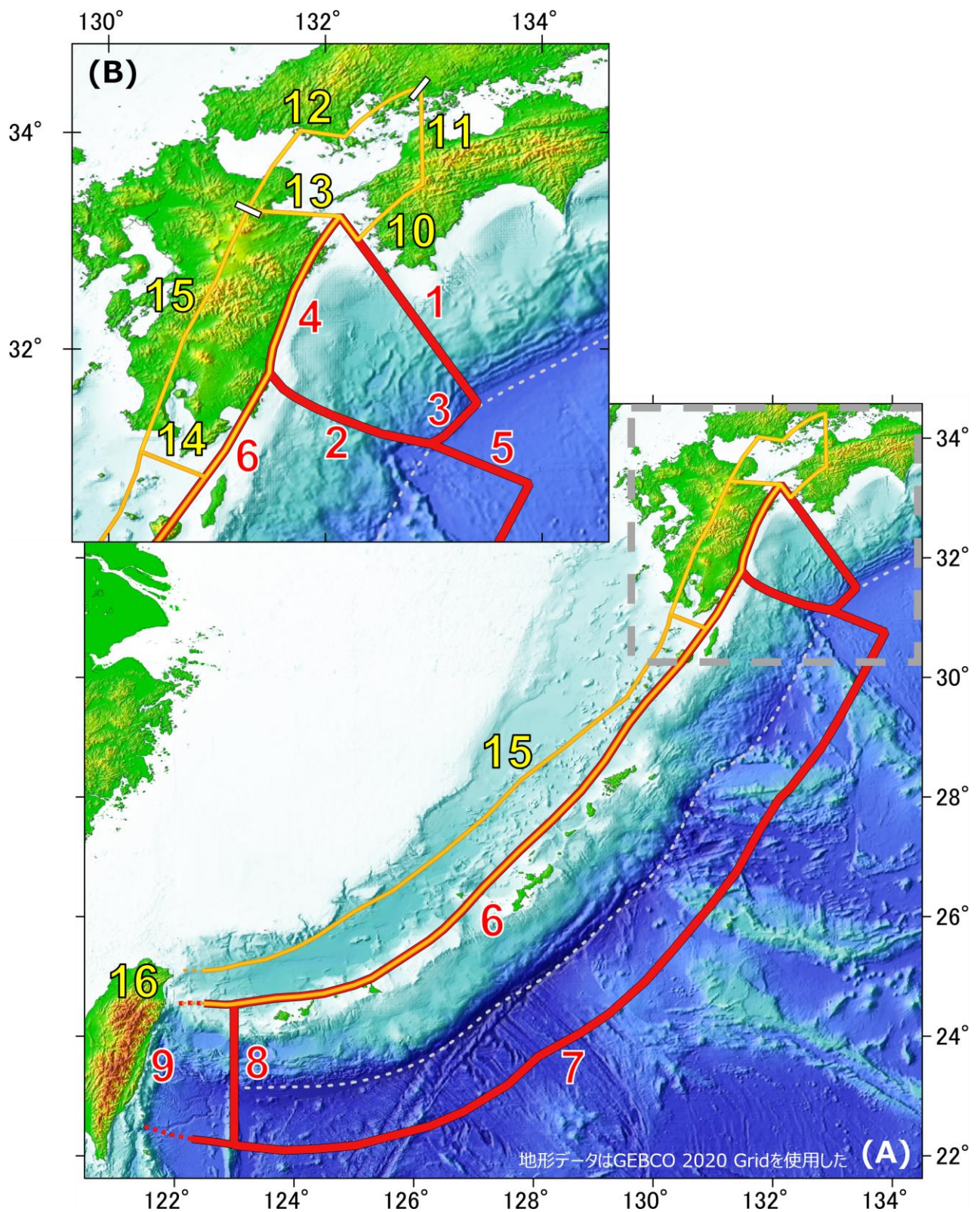


図 4-1 評価対象領域の境界線

(A) の灰色の破線で囲まれた領域が (B) の描画範囲。地形は GEBCO Compilation Group (2020) による。

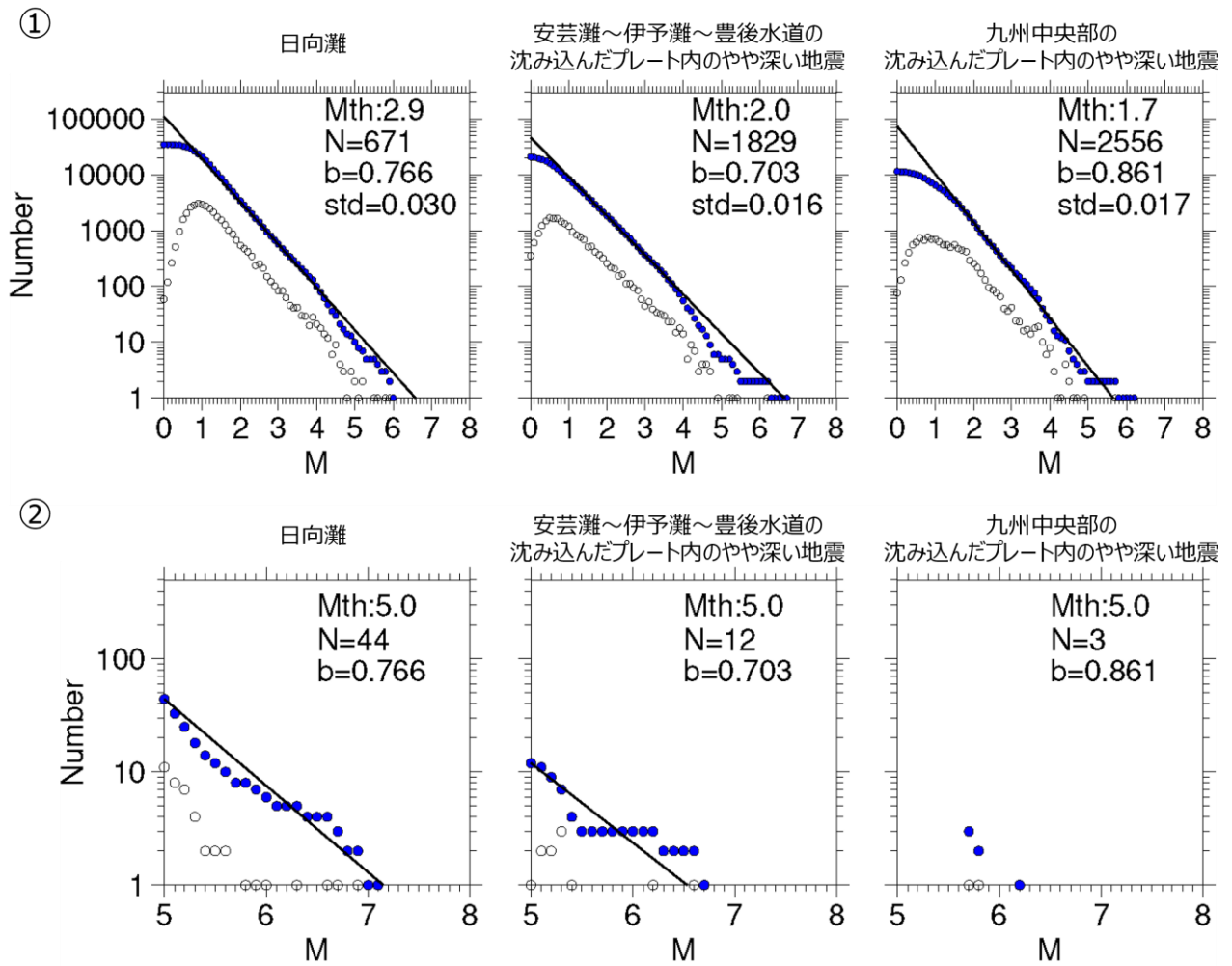


図4-2 日向灘周辺で発生する地震の規模別頻度分布（気象庁資料）

①1997/10/1～2016/3/31のM0.0以上の地震の規模別頻度分布

②1983/1/1～2020/3/31のM5.0以上の地震の規模別頻度分布

Mth: M下限、N: 対象となった地震の数、std: b値の標準偏差。白丸は規模別の地震数、青丸はその規模以上の地震数。

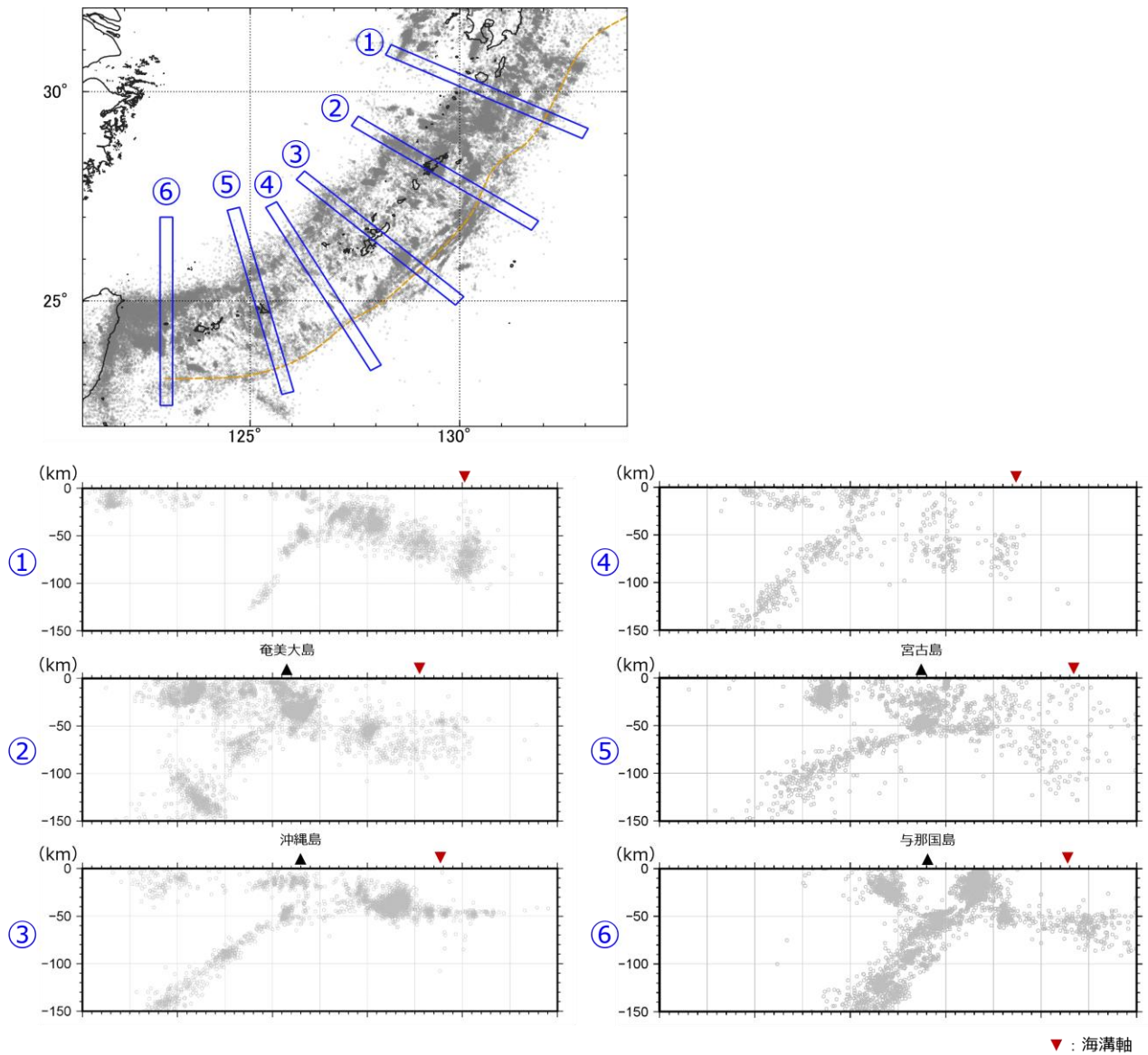


図5-1 南西諸島海溝周辺における震源分布の断面図  
 気象庁震源カタログ、1997年10月1日～2019年12月31日のM2.0以上、震源の深さ150km以浅の地震を表示。



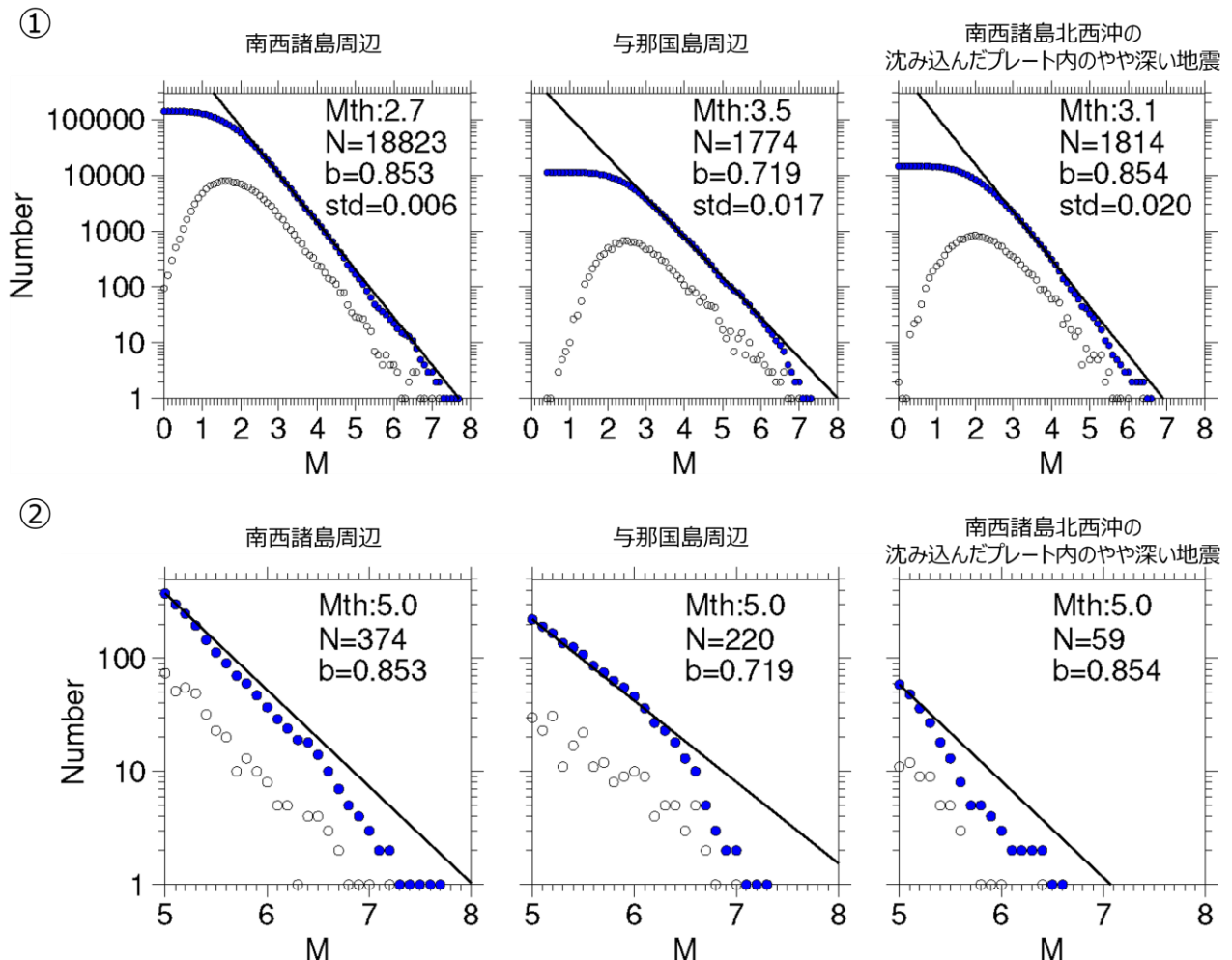


図5-2 南西諸島海溝周辺で発生する地震の規模別頻度分布（気象庁資料）

①1997/10/1～2016/3/31のM0.0以上の地震の規模別頻度分布

②1983/1/1～2020/3/31のM5.0以上の地震の規模別頻度分布

Mth: M 下限、N: 対象となった地震の数、std: b 値の標準偏差。白丸は規模別の地震数、青丸はその規模以上の地震数。