

第 1 章 地震および地震動

1. 地震および地震動

1. 1. 地震の概要

2007年3月25日9時41分57.9秒に能登半島では歴史記録上初と考えると良いマグニチュード(M)7に近い地震である能登半島地震(M_{JMA} 6.9)が輪島市門前町劔地の琴ヶ浜沖を震央として発生した。気象庁¹⁾による震源位置は北緯37度13.2分,東経136度41.1分,深さ11kmであり,本震の発震機構解は西北西-東南東方向に圧力軸をもつ右横ずれ成分を伴う逆断層型である。能登半島は定常的な地震活動は低い地域であり,南部の邑知平野周辺を除いては比較的小規模の活断層しか存在しない地域である²⁾。すなわち長期評価の対象となる長い活断層帯(M7クラスの大地震を発生させる活断層帯)が奥能登地域にはなく,全国を概観した地震動予測地図での今後30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率は0.1%未満の地域である³⁾。しかし,これについては海域に存在する活断層が評価対象となっていなかったという問題がある。また,2004年新潟県中越地震や2007年新潟県中越沖地震が近年GPSデータから明らかにされた歪集中帯⁴⁾内部で発生しているのに対し,能登半島の歪速度は小さく,能登半島地震は低歪速度地域で発生した被害地震であると言える。

能登半島地震による地震動は北海道から広島,高知にわたる広い範囲で有感となり,石川県では県内全域で震度4以上を観測したのに加え,地震観測史上初となる震度6強を輪島市,七尾市,穴水町において観測した¹⁾(図1.1-1)。消防庁のまとめ⁵⁾によると2007年6月14日15時現在における人的被害は,石川県で死者1人(自宅内の灯籠の下敷きになり死亡),重軽傷者341人を数えたほか,富山県13人,福井県1人,新潟県4人の重軽傷者を数えている。また住家被害は石川県で全壊638棟,半壊1,563棟,一部破損13,553棟であり,新潟県で一部破損3棟である。また,各地で土砂崩れや液状化が生じ道路等に大きな被害を与えた。

能登半島地震では小規模ではあるが津波が観測されている¹⁾。珠洲市長橋の検潮儀では第一波が10時15分に到達し,最大の高さは11時13分の22cmであった。金沢では第一波は10時21分に到達し,最大の高さは12時21分の18cmであった。

国土地理院が全国に展開している電子基準点(GPS)による連続地殻変動観測(GEONET)により,能登半島地震に伴う地殻変動が観測されている。2007年3月27日9時までのデータの解析結果によると,電子基準点「福光」を固定点として,電子基準点「富来」で南西方向へ約21cmの移動と約7cmの隆起,電子基準点「穴水」で北西方向へ約12cmの移動と約2cmの沈降があった⁶⁾。GPS以外にも観測衛星「だいち」による干渉SAR^{7), 8)}や水準測量⁹⁾により最大40cm程度の隆起があったことが報告されている。地震直後から行われている臨時GPS観測からは余効変動の存在が報告されている¹⁰⁾。また,能登半島地震の断層運動は右横ずれを伴う逆断層型であり,震源域が能登半島西岸にかかっているため,住民が目視で確認できる海岸の隆起があったことやそれにより岩海苔漁の被害があったことが地元紙である北國新聞により報道されている。能登半島地震に伴う海岸の隆起・沈降については,主としてカキなどの潮間帯生物の分布域と海水面との比高を測定

することにより、産業技術総合研究所活断層研究センター¹¹⁾や金沢大学¹²⁾により調査されている。

能登半島地震では、気象庁は羽咋市の地震計でP波を検知してから3.6秒後に緊急地震速報第1報を発信し、先行的に利用している機関に提供した¹⁾。このときの推定震央位置は沖合であり実際の震央位置とは離れているものの(図1.1-2)、推定マグニチュードは7.0、また「石川県の能登地方で震度5弱以上が予想される」とほぼ正確であった。主要動が到達するまでに、能登町(震度6弱)では約5秒、珠洲市(震度5強)では約7秒、富山市(震度5弱)では約12秒の時間があり、緊急地震速報の有効性を示す結果であった(図1.1-3)。しかし、当然のことではあるが、震源に近い震度6強を観測した輪島市や七尾市、穴水町、震度6弱の志賀町などの地域では緊急地震速報は間に合わなかった。

本節では以下に、1.1.1項で能登半島地震の地質・地形学的背景、1.1.2項で地震学的背景について概説する。

1. 1. 1 地質・地形学的背景

産業技術総合研究所地質調査総合センター¹³⁾に基づく能登半島の地質図を図1.1.1-1に示す。能登半島には、およそ2億年～2億4000万年前にユーラシア大陸の東縁部に発達した深成岩類を基盤とし、主に新第三紀に形成された火山岩類および堆積岩類が広く分布している。基盤をなす深成岩類である飛騨花崗岩類は、富来、石動山、および宝達山地域に散在的に露出するのみであるが、同じく飛騨帯に区分される岩石は宇奈月、立山、および白川などの周辺に広く分布する¹⁴⁾。新第三紀の火成活動は約2500万年～1500万年前の日本海の形成に関連した地殻の伸張に伴うものと考えられており、2000万年前～1700万年の中新世初期に形成された安山岩類や、一部は漸新世後期に形成されたと考えられる粗粒な堆積岩などが広く分布している。この火成活動に引き続き、能登半島沿岸部は徐々に沈降すると同時に海域が拡大したことにより¹⁵⁾、主に能登半島北西部に浅海性の堆積岩類が形成された。日本海の拡大が停止した後のおよそ1400万年前には、熱帯性の化石を産出する石灰質砂岩が関野鼻、輪島崎七尾などの周辺に堆積した。能登半島の北部には鮮新世および更新世の地層は分布しないが、半島中部から加賀地方にかけては大桑層に代表されるような砂岩ないし泥岩層が分布する¹⁶⁾。

岡村¹⁷⁾によると、能登半島の断層構造や褶曲構造は以下のように形成された。能登半島北部の海底には火山岩類からなると考えられている水深200mより浅い台地状の高まりが幅50km以上にわたって広がり、日本海の形成時期にはその中にも小規模な東西から東北東-西南西方向にのびた地溝が、能登半島北縁部および舳倉島付近を中心として形成された。後期中新世の1500万年～1000万年前には南北圧縮応力場になり、西南日本の日本海側沿岸に沿って、東-西から東北東-西南西方向の逆断層と褶曲地形が形成され始めた。その後、後期鮮新世から完新世には日本列島全体で東西圧縮応力場となり、能登半島周辺でも南-北から北東-南西方向の逆断層や褶曲構造が発達した。しかし、それらの構造の規模は小さいため長期的な活動度としてはあまり高くないと考えられている。

能登半島周辺の地形と陸域の活断層を図 1.1.1-2 に示す。能登半島の地形的特徴は町田・ほか編「日本の地形 5 中部」¹⁸⁾に詳しく、以下にそれに従って述べる。能登半島周辺の海域には大陸棚が広がっており、能登半島はその上に台地状にのっている。能登半島の最高峰は高州山（標高 567m）であり、能登半島の北西部は丘陵ないし丘陵状の山地であるのに対して、東部・南部の大部分は海成段丘からなる。これらの山地は高度が不連続的に変化し、数個の地塊に分かれている¹⁹⁾。太田・平川²⁰⁾は能登半島の海成段丘を、連続性の良い中位面群（M）、その高位の高位面群（H）、さらにそれよりも高いT面群に大別し、全部で約 20 段の旧汀線の明瞭な段丘面を区別した。旧汀線高度は場所によって大きく異なり、M1 面では、北部の 120m から南部の 15m と、全体としては南下がりに傾動している。旧汀線高度の測定から能登半島は 5 つの山地（眉丈山地、桑塚山地、猿山山地、鉢伏山地、宝立山地）と邑知低地帯（邑知平野）に区分でき（図 1.1.1-3）、地塊の境界は現在の山地境界と一致している。各地塊内でも南下がりの傾向が著しく、その傾向に累積性があることから、第四紀において各傾動地塊の成長が続いていたと考えられている²⁰⁾。M1 面は同位体ステージ 5e に形成されたことが、Omura²¹⁾による平床貝層と宇治貝層からの単体サンゴのウラン系列年代が約 12 万年前であることなどから確認された。段丘の高さから推定された M1 面形成後の平均隆起速度は能登半島北端で最大となり約 1m/1000 年である²⁰⁾。山地の配列は能登半島の北半部では北東-南西方向を示し、邑知低地帯の方向とも一致し、能登半島の主要な地形の方向を表す。能登半島南部では山地の配列は北北西-南南東ないし北-南方向になる。能登半島の活断層やリニアメントの走向は上記の方向に一致する²²⁾（図 1.1.1-2）。

能登半島の主要な活断層帯として、邑知低地帯の北西縁には眉丈山断層帯、南東縁には邑知潟断層帯が存在する。地震調査研究推進本部地震調査委員会²³⁾によると、邑知潟断層帯は、古府断層、石動山断層、野寺断層、坪山-八野断層及び内高松付近の断層から構成され、全長は 44km である。眉丈山断層帯は徳田北方の断層と眉丈山第 2 断層からなり、全長は 18km である。能登半島を特色づけるものとして海成段丘を変位させる活断層があり、それらの大部分は逆断層である。それらの走向分布から能登半島は第四紀後期に北西-南東方向の最大圧縮軸の応力場であったと推定されている²⁾。これらの逆断層のほとんどは長さ数 km 程度と短く、活動度も C 級である²⁾。後述するように陸域には能登半島地震の余震分布に対応させることができる活断層はない。

なお、能登半島地震後に震源断層の北東延長にあたる輪島市門前町鹿磯から中野屋にかけて、金沢大学や産業技術総合研究所活断層研究センター、東京大学地震研究所などにより、地変が報告された。中野屋地区では道路の舗装面が北東-南西方向に約 8cm の右横ずれをしており、地震断層の可能性が高いとされた²⁴⁾。しかし、その延長上に位置し、雁行亀裂が見られた水田でトレンチ調査（写真 1.1.1-1）を含めて詳細な調査を行った結果、中野屋地区の地変は地震断層ではなく、液状化に伴う地すべりにより生じたものであると考えられている（写真 1.1.1-2）²⁵⁾。

一方、海域においては余震分布に対応する活断層が存在する。産業技術総合研究所は 1988 年に震源域周辺海域で音波探査による地質調査を実施し、その調査結果は能登半島地震時には印刷中であった²⁶⁾。その結果によると、門前沖から海士崎沖にかけて北東から南西方向の南東側傾斜の

活断層と南側にこれと平行する背斜軸が長さ約 30km にわたり存在する(図 1.1.1-4)。海上保安庁は能登半島地震後、海底地形調査を行い、産業技術総合研究所が報告している活断層に沿って、海底面の傾斜の急変箇所が存在し、泥火山(液状化現象)や海底表層の堆積層下の岩盤が露出している部分があることを報告している²⁷⁾。

片川・ほか²⁸⁾は北陸電力(株)によって昭和 60 年・61 年に実施された能登半島西方海域でのスパーカーによる高解像度の音波探査結果について報告している。それによると、能登半島地震の余震が広がる奥能登丘陵の海域延長位置では、全体に第四紀層が薄く、海底面下や完新統下にはしばしば D 層(先第三紀～新第三紀)以下が直接分布する。また、北東から南西方向の断層が雁行状に配列する構造が 2 列見られ、南側の列の南西側には同方向の褶曲もみられる。これらの断層は南東側隆起の高角逆断層であり、隆起側の地層は南東側へ傾動している。したがって、この海域には地質構造的に陸域の傾動地塊山地に対応する 2 列の傾動地塊(A 列傾動地塊(A1 と A2) と B 列傾動地塊)が存在し、断層としては F1～F18 が存在する(図 1.1.1-5)。ただし、F8～F10 は活断層研究会²⁾の活断層の定義には合致しないことに注意を要する。傾動地塊は北西縁を北東～南西方向の断層群に区画されており、それぞれ長さ 10km 程度である。A 列傾動地塊山地の各地塊は一部を除いて、B1 層(更新世後期)堆積以降の変位・変形がなく、第四紀後期以降静穏な状態にあると考えられている²⁹⁾。それに対して、B 列傾動地塊山地の F16 地塊、F14・15 地塊は第四紀以降も活動的であるが、B2 層(更新世中期)上面の不連続な分布はこれらが独立的に活動してきたことを示している²⁹⁾。後述するように、余震分布などから海域の活断層の深部延長において能登半島地震が発生したと考えられている。

1. 1. 2 地震学的背景

(1) 能登半島周辺における被害地震

石川県の有感地震数は過去 30 年間(1976 年～2005 年)で 84 回と全国で一番少なかった³⁰⁾が、金沢城下に多大な被害をもたらした 1799 年の金沢地震(M6.0)のように、過去には被害地震が複数発生している。図 1.1.2-1 に能登半島地震と能登半島周辺で発生した被害地震の震央分布を示す。震央位置およびマグニチュードは 1940 年までの地震については宇佐美³¹⁾のデータ、1940 年以降の地震については気象庁震源データによるものを使用した。また以下に記す各地震の被害状況は特に断らない限り宇佐美³¹⁾の記述にしたがっている。

歴史記録上に残された能登半島周辺での最古の地震は、能登半島先端部での局地的地震と一応考えられている 1729 年 8 月 1 日の地震(M6.6～7.0)であり、能登の珠洲郡、鳳至郡で死者 5 人、損・潰家 791、蔵の潰 16 があり、山崩れ計 1,731 カ所、輪島村では潰家 28、半潰 86 である。また、具体的被害記録は発見されていないが佐渡でも潰家および死者があっただけではない。1892 年 12 月 9 日には富来沖で M6.4 の地震および 2 日後に同規模(M6.3)の地震がやや南で続発し、死者 1 名、負傷者 2 名、家屋の全壊 2、家屋や土蔵の破損が多かった。1896 年 4 月 2 日には珠洲で M5.7 の地震があり、禄剛崎燈台の破損、土蔵倒壊 2 や家屋破壊 15 があった。1933 年 9 月 21 日には七

尾で M6.0 の地震が発生している。七尾湾沿岸が最も強く揺れ、鹿島郡で死者 3、家屋倒壊 2、破損 131、その他にも道路、鉄路、煙突などに多くの被害が生じ、液状化も生じた。上記以外にも海岸線が長い能登半島では 1833 年の羽前・羽後・越後の地震のように遠い海域で起こった地震による津波により 100 人にのぼる死者を出したこともある。

近年では、1985年10月18日に七ツ島付近でM5.7の地震が発生し、負傷者1人、文教施設被害29箇所などの被害があった³²⁾。また、1993年には珠洲沖でM6.6の地震(能登半島沖地震)が発生し、珠洲市を中心に負傷者29人、住宅全壊1棟、半壊20棟、一部破損4棟などの被害が生じ、液状化も生じた。また輪島では高さ26cmの津波を観測した。

このように能登半島は、過去約100年間でM6程度の地震が6回発生しており、被害地震という観点で見れば必ずしも地震活動が低い地域であるとは言えないことが分かる。

(2) 微小地震活動とメカニズム

中部地方は歴史資料に残る被害地震が多数発生しており、また活断層の分布密度も高く、日本の内陸部では最も地震活動が活発な地域であるといえる。そのため、中部日本では微小地震活動も活発である。1998年から2004年の期間における中部日本の地震活動(マグニチュード1.5以上)を図1.1.2-2に示す。震源データは気象庁一元化データを用いている。地殻内の地震活動に注目するために深さ30km以浅の地震のみを図示している。地震活動が活発な中部地方ではあるが、場所により地震活動の差があることが分かる。以下に中部地方の地震活動について概観する。

図1.1.2-2には比較的近年に起こった地震の余震活動が顕著に表れている。例えば、新潟県中越地方の地震活動は2004年新潟県中越地震、能登半島沖の地震活動は1993年能登半島沖地震、石川県西方沖の地震活動は2000年石川県西方沖地震の余震活動である。また、火山活動に関連した地震としては、飛騨山脈沿いの地震活動があり、これらの地震の震源は浅い。上高地周辺では1999年に群発地震が発生している。また、飛騨山脈南部の地震活動は1984年長野県西部地震の震源域とも重なり、その余震活動と御岳山下の地震活動、王滝村の群発地震活動を含む。跡津川断層に沿った微小地震活動は活発であり、跡津川断層は1858年飛越地震の震源断層であると考えられている。岐阜県南西部から愛知県にかけても地震活動の高い領域があるが、ここでは1891年濃尾地震、1945年三河地震が発生している。岐阜県北西部の地震活動域では1961年北美濃地震が発生している。岐阜県中部や静岡県でも地震活動は高い。また、長野県北部から山梨県西部にかけての糸魚川-静岡構造線活断層帯に沿っても地震活動が高い。

一方、地殻内の微小地震活動のほとんど見られない地域としては、愛知県東部、岐阜県南部、富山県の富山平野、石川県の加賀平野と能登半島の内陸部、岐阜県の飛騨地方が挙げられる。したがって、能登半島地震は定常的な地震活動が低い地域で起こった地震であることが分かる。

次に、能登半島周辺の微小地震活動を平松³³⁾にしたがって述べる。図1.1.2-3は能登半島周辺の1980年から2006年までの気象庁の震源データによる地震活動であり、地殻内の地震活動に注目するため震源の深さは30km以浅に限定している。図1.1.2-3(a)ではマグニチュードが1.5以

上の地震，図 1.1.2-3 (b)ではマグニチュード 3 以上の地震の震央を示している．能登半島では 1997 年からの気象庁による地震データの一元化や 2002 年頃の防災科学技術研究所による高感度地震観測網(Hi-net)の整備により，地震の検知能力が向上している．したがって，1980 年代と 1990 年代の地震活動については図 1.1.2-3 において 2000 年代の地震活動と同様には図示されていないことに注意が必要である．

図 1.1.2-3 から，能登半島周辺における比較的地震活動の高い領域として，能登半島沖，富来沖，内浦沿岸，氷見周辺，富山湾内を挙げることができる．これらの領域の中で最も地震活動が活発であるのは能登半島沖で，これは 1993 年の能登半島沖地震の余震活動が継続しているためである．能登半島沖地震 ($M_{JMA}6.6$) は能登半島地震が起こるまではこの地域での最大規模の地震であり，遠地実体波を用いた解析から北西-南東方向に主圧力軸を持つ逆断層型のメカニズムであることが報告されている³⁴⁾．富来沖については，最も顕著な活動があったのは 1995 年で，このときマグニチュード 4.2 の地震が発生している．内浦沿岸では，東部で 2006 年に最大マグニチュード 3.7 の地震を含む群発地震活動があった．氷見周辺では石動・宝達山地の地塊構造³⁵⁾に関連してクラスター的な地震活動があることが報告されている³⁶⁾．富山湾内でも 1997 年に最大マグニチュード 3.7 の地震を含む群発地震活動が発生している．また，マグニチュード 3 以上の震央分布図(図 1.1.2-3 (b))では能登半島沖地震の余震と富来沖で地震が集中的に起こっている他は散発的に発生しているのみであり，能登半島内陸部では定常的な地震活動は低いことが分かる．

防災科学技術研究所 F-net Project による広帯域地震波形を用いたメカニズム解析結果³⁷⁾より得られた 1997 年から 2006 年の期間に発生した地震のモーメントテンソル解を図 1.1.2-4 に示す．前述の能登半島沖地震のメカニズムと同様，能登半島周辺では西北西-東南東から北西-南東方向に主圧力軸を持つ逆断層型のメカニズムが卓越していることが分かる．これは，過去に報告されているこの地域の地震のメカニズム解³⁸⁾と同様であり，この地域の活断層に逆断層が多いこと²⁾や平均的な水平方向の応力場が西北西-東南東方向の圧縮場であること³⁹⁾と調和的である．

謝辞

本報告では気象庁一元化震源データおよび防災科学技術研究所 F-net Project による広帯域地震波形を用いたメカニズム解析結果を使用した．金沢大学理学部の守屋和佳博士には能登半島の地質・地形についてご教授頂いた．気象庁地震火山部地震津波監視課の太田健治地震防災係長と産業技術総合研究所地質調査総合センターの宝田晋治博士には図を提供して頂いた．山形大学地域教育文化学部の川辺孝幸教授には写真を提供して頂いた．また，一部の図の作成には GMT⁴⁰⁾を使用した．以上，記して感謝します．

参考文献

- 1) 気象庁 (2007), 災害時地震・津波速報 平成 19 年(2007 年)能登半島地震, 気象庁, 41pp.
- 2) 活断層研究会 (1991), 「新編 日本の活断層-分布と資料-」, 東京大学出版会, 437pp.
- 3) 地震調査研究本部地震調査委員会(2007), 「全国を概観した地震動予測地図」2007 年版, 地震調査研究本部地震調査委員会
(http://www.jishin.go.jp/main/chousa/07_yosokuchizu/index.htm).
- 4) Sagiya, T., S. Miyazaki and T. Tada (2000) Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, *Pure appl. Geophys.*, 157, 2303-2322.
- 5) 消防庁 (2007), 平成 19 年(2007 年)能登半島地震(第 46 報), 総務省消防庁
(<http://www.fdma.go.jp/detail/710.html>).
- 6) 国土地理院 (2007), 平成 19 年(2007 年)能登半島地震に伴う地殻変動(第 2 報), 国土地理院 (<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007/0328.htm>).
- 7) 宇宙航空研究開発機構 (2007), 平成 19 年(2007 年)能登半島地震に関する 陸域観測技術衛星「だいち」による観測の結果について, 宇宙航空研究開発機構
(http://www.jaxa.jp/press/2007/04/20070412_daichi_j.html).
- 8) 国土地理院 (2007), 人工衛星データを用いて「平成 19 年(2007 年)能登半島地震」に伴う地殻変動を詳細に把握, 国土地理院
(<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007/0412.htm>).
- 9) 国土地理院 (2007), 平成19年(2007年)能登半島地震に伴う水準測量結果(速報値)について -地震による大きな地殻変動を把握-, 国土地理院
(<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007/0711.htm>).
- 10) Hashimoto, M., H. Takahashi, R. Doke, M. Kasahara, A. Takeuchi, K. Onoue, Y. Hosono, Y. Fukushima, K. Nakamura, F. Ohya, R. Honda, M. Ichianagi, T. Yamaguchi, N. Maeda and Y. Hiramatsu (2007), Postseismic displacements following the 2007 Noto peninsula earthquake detected by dense GPS observation, submitted to *Earth Planets Space*.
- 11) Awata, Y., S. Toda, H. Kaneda, T. Azuma, H. Horikawa, M. Shishikura and T. Echigo (2007), Coastal deformation associated with the 2007 Noto Hanto earthquake, central Japan, determined by uplifted and subsided intertidal organisms, submitted to *Earth Planets Space*.
- 12) Hiramatsu, Y., K. Moriya, T. Kamiya and M. Kato (2007), Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from coseismic deformation obtained by the distribution of midlittoral and infralittoral organisms and GPS, submitted to *Earth Planets Space*.
- 13) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2005), 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2005 年 12 月 8 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

- 14) 梶座圭太郎・金子一夫 (2001) 飛騨帯東部の変成岩類と花崗岩類, 石渡 明 編 日本地質学会第 108 年学術大会見学旅行案内書, 日本地質学会第 108 年年会準備委員会, 金沢, 137-156.
- 15) 田中 隆 (1979) 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格, *石油技術協会誌*, 44, 5, 76-88.
- 16) 加藤道雄 (2001), 能登半島の第三紀堆積岩と火山岩, 石渡 明 編日本地質学会第 108 年学術大会見学旅行案内書, 日本地質学会第 108 年年会準備委員会, 金沢, 45-60.
- 17) 岡村行信 (2007), 能登半島周辺の地質構造と地震との関係, 2007 年能登半島地震の調査速報, AFRC NEWS, No. 66, 1-3.
- 18) 町田 洋 編・松田時彦 編・海津正倫 編・小泉武栄 編 (2007), 「日本の地形 5 中部」, 東京大学出版会, 392pp.
- 19) 吉川虎雄・矢沢大二 (1955), 能登の自然, 九学会連合能登調査委員会編「能登」, 4-22.
- 20) 太田陽子・平川一臣 (1979), 能登半島の海成段丘とその変形, *地理学評論*, 52, 169-188.
- 21) Omura, A., Uranium-series age of the Hiradoko and Uji shell beds, Noto Peninsula, central Japan, *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan., N.S.*, 117, 247-253, 1980.
- 22) 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1976), 能登半島の活断層, *第四紀研究*, 15, 109-128.
- 23) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2006), 「邑知淵断層帯の長期評価について」報告書, 地震調査委員会 (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar_ouchigata/index.htm).
- 24) 金沢大学 (2007), 平成 19 年能登地震断層発見のお知らせ, 平成 19 年能登半島地震関連情報, 金沢大学理学部地球学科 (http://earth.s.kanazawa-u.ac.jp/2007_notohanto-earthquake/About_2007_Notohanto-earthquake.html).
- 25) 川辺孝幸, 富岡伸芳, 坂倉範彦, 石渡 明, 平松良浩, 奥寺浩樹, 小泉一人 (2007), 能登半島地震で動いた輪島市門前町中野屋地区の「断層」の発掘調査結果 -第 3 報-, 山形大学地域教育文化学部生活総合学科生活環境科学コース地学研究室 (<http://kei.kj.yamagata-u.ac.jp/kawabe/www/nakanoya3/index.html>).
- 26) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2007), 2007 年能登半島地震「能登半島の地質」, 地質調査総合センター (<http://www.gsj.jp/jishin/noto/noto1.html>).
- 27) 海上保安庁 (2007), 能登半島地震に伴う変動地形を観測 -能登半島地震の震源域海底調査速報, 海上保安庁 (<http://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kouhou/h19/k20070511/k070511noto.pdf>).
- 28) 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉澤 宏・三橋 明・河野芳輝・衣笠善博 (2005), 能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成, *地学雑誌*, 114, 791-810.
- 29) 片川秀基 (2007), 能登半島西方海域の地質構造 -2007 年能登半島地震はどのような地質構造形成の場で発生したのか-, *地震工学研究レポート*, No. 102, 23-31.
- 30) 石川県県民文化局県民交流課統計情報室 (2006), 石川 100 の指標 平成 19 年版, 133pp.

- 31) 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.
- 32) 珠洲市防災会議 (2004), 珠洲市地域防災計画【地震災害対策編】, 珠洲市 (<http://www.city.suzu.ishikawa.jp/home/bosai/bosaikeikaku.html>), 109pp.
- 33) 平松良浩 (2007), 平成19年能登半島地震:地震活動とメカニズム, *地球科学*, 61, 243-253.
- 34) 伊藤 潔・和田博夫・渡辺邦彦・堀川晴央・佃 為成・酒井 要 (1994), 1993年能登半島沖地, *京都大学防災研究所年報*, 37, 325-341.
- 35) 片川秀基・北口善啓・伊藤 孝・穴田文浩・吉田 進・藤井昌彦 (2002) 石動・宝達山地北西部の地塊区分と活構造, *地学雑誌*, 111, 16-32.
- 36) 平松良浩・河野芳輝・山崎晴雄・片川秀基 (2007), 邑知潟断層帯の隆起山地における微小地震活動, *日本地球惑星科学連合 2007年大会講演予稿集*, S144-P009.
- 37) 福山英一・石田瑞穂・D.S. Dreger・川井啓廉 (1998) オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震*, 第2輯, 51, 149-156.
- 38) 小泉 誠・伊藤 潔・和田博夫, 1993, 中部地方北西部における地震の発震機構, *京都大学防災研究所年報*, 36, 305-324.
- 39) 塚原弘昭・小林洋二 (1991), 中・西部日本の地殻応力, *地震*, 第2輯, 44, 221-231.
- 40) Wessel, P. and W.H.F. Smith (1998), New improved version of the Generic Mapping Tools Released, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 79, 579.

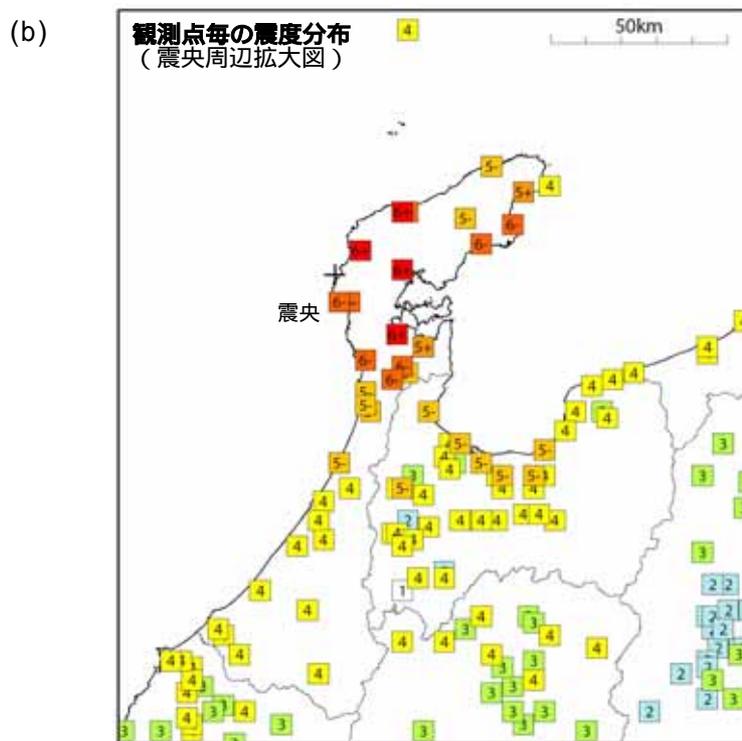
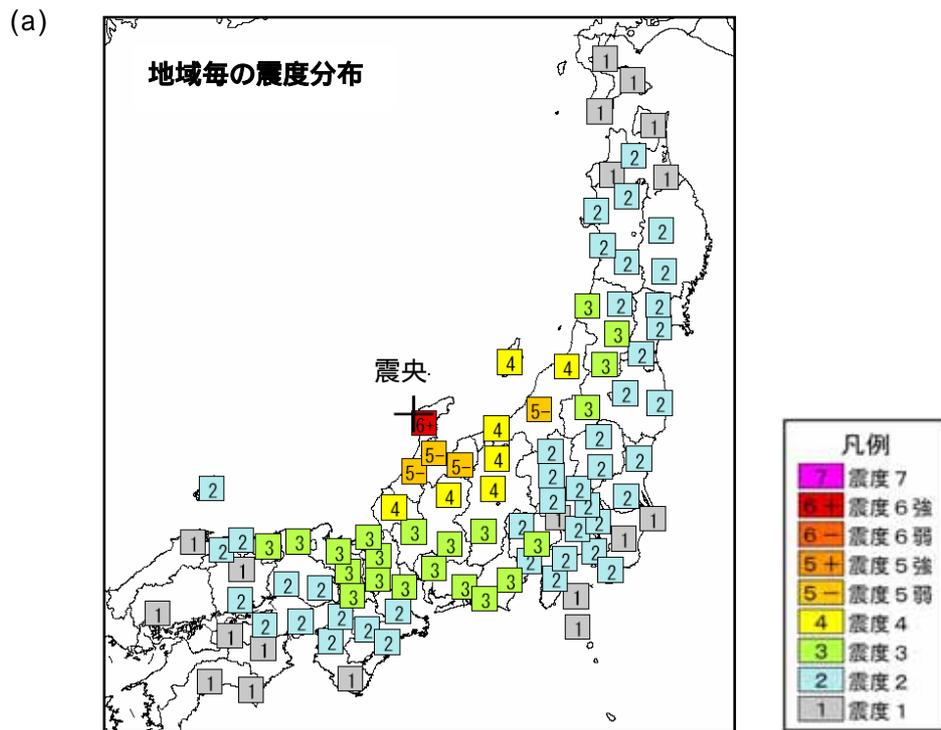


図 1.1-1 能登半島地震による震度分布図¹⁾. (a) 地域毎の震度分布図, (b) 観測点毎の震度分布図 (震央周辺拡大図). ×印は能登半島地震の震央位置を表す.



図1.1-2

緊急地震速報により推定された震央位置¹⁾

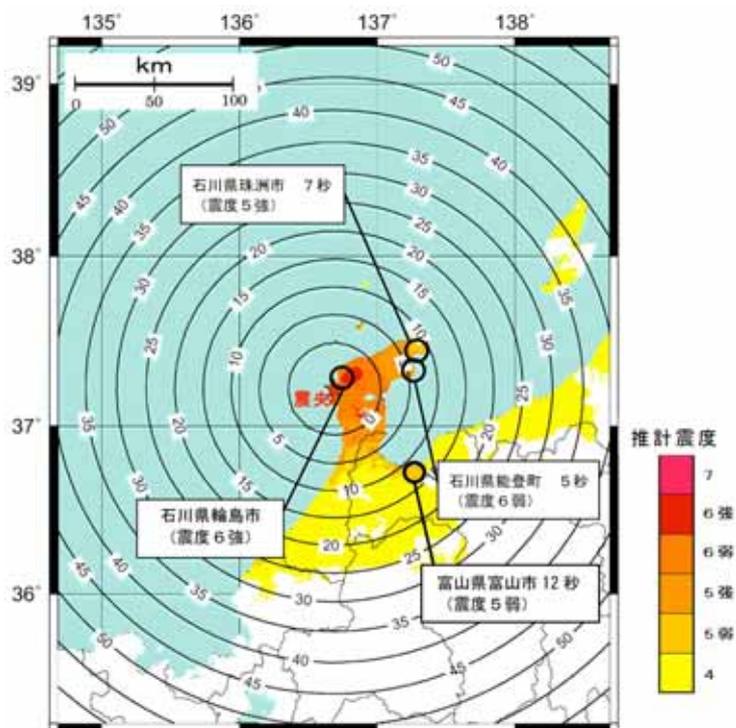


図 1.1-3

緊急地震速報の第1報提供から主要動到達までの時間（秒）および推計震度分布¹⁾

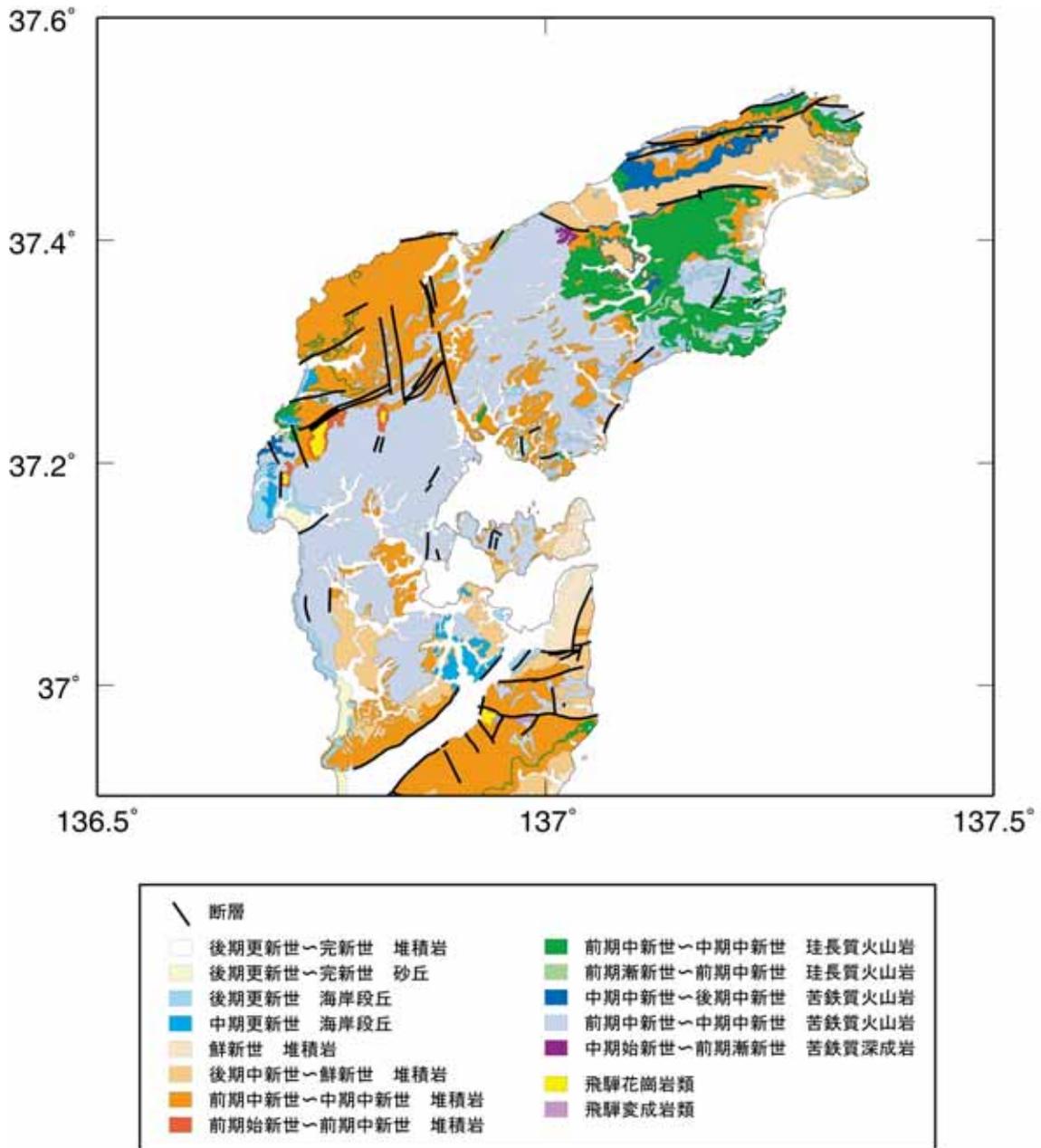


図 1.1.1-1

能登半島の地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター¹³⁾に基づく）。

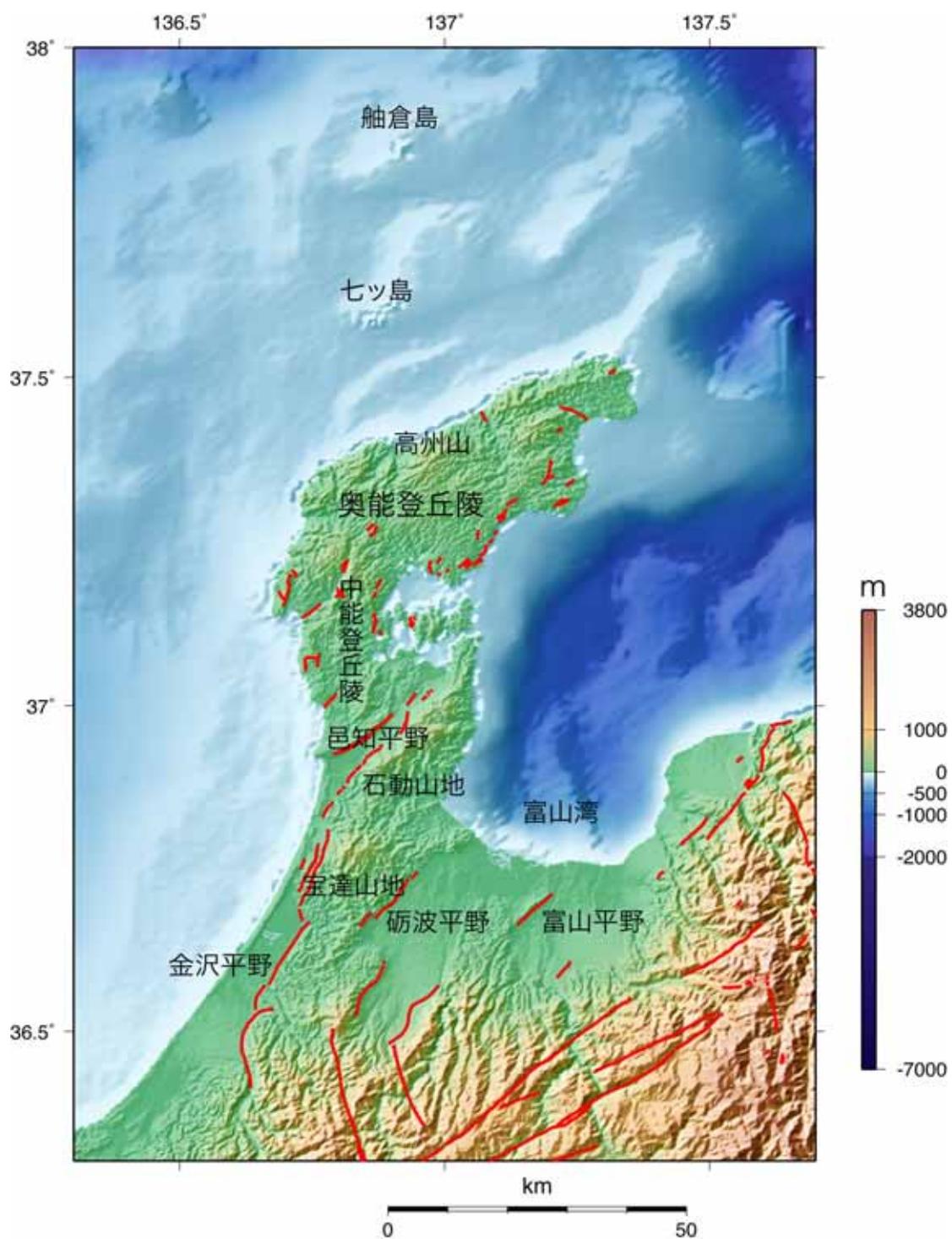


図 1.1.1-2
能登半島周辺の地形．赤線は陸域の活断層²⁾を表す．

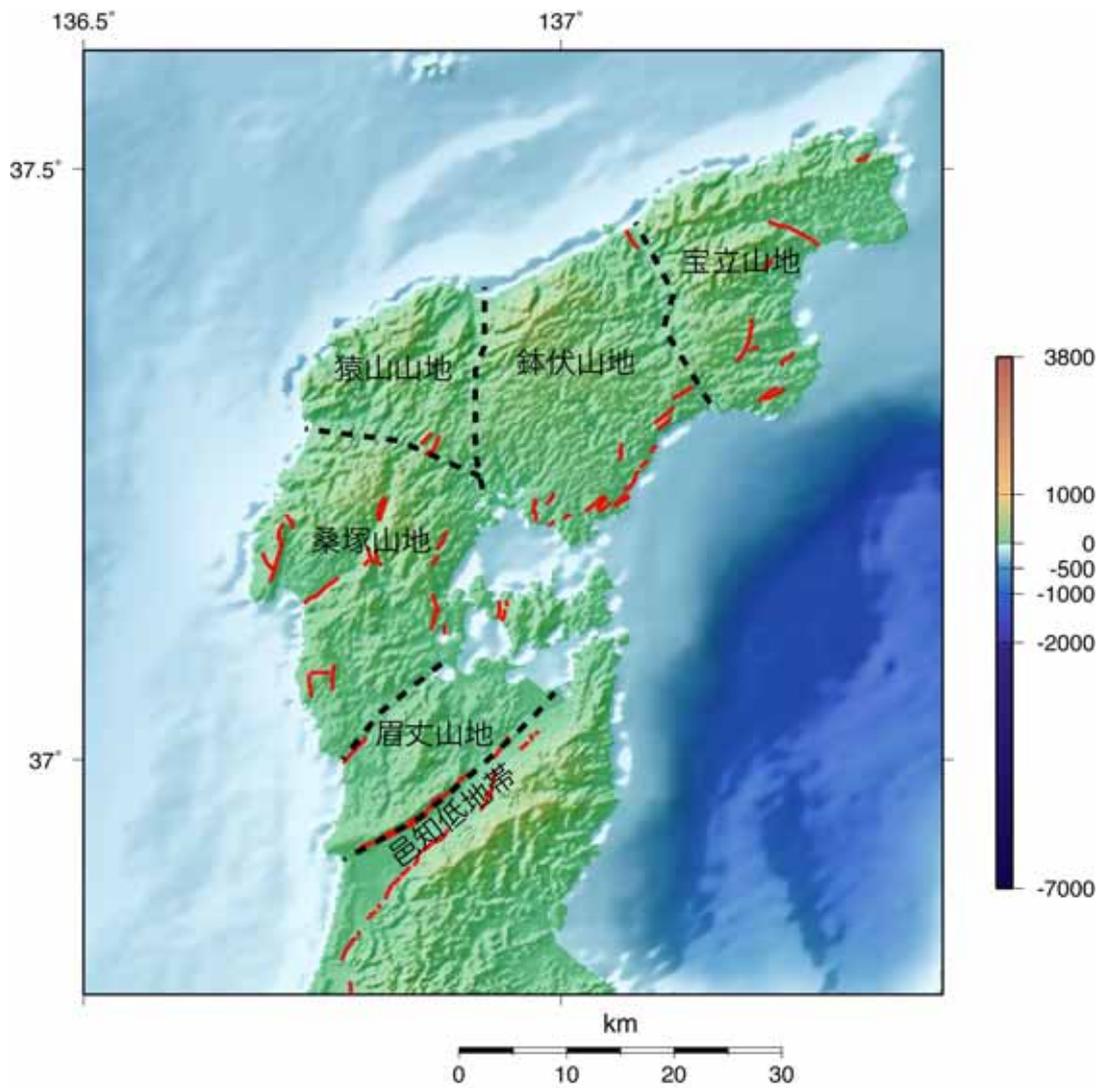


図 1.1.1-3 旧汀線高度による能登半島の山地（地塊）境界（破線）²⁰⁾。赤線は陸域の活断層²⁾を表す。

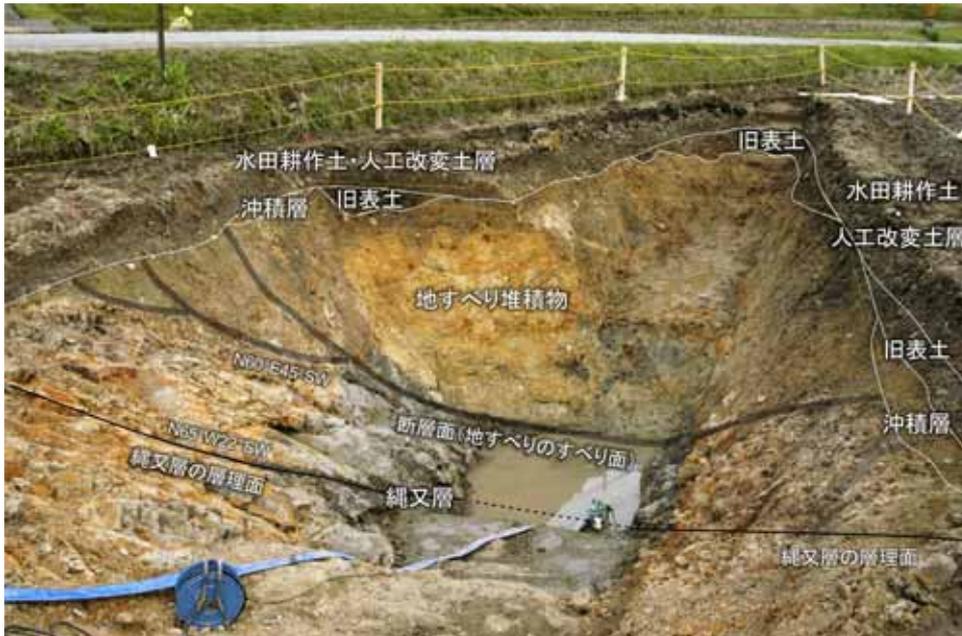


写真 1.1.1-1

輪島市門前町中野屋地区のトレンチ写真²⁵⁾。人工改変土層に不整合に覆われる地山の縄又層と地すべり堆積物とを境する断層破碎帯は正断層で、3つのリストラク正断層からなり、上盤側の地すべり堆積物の重力滑動によって形成されたことを示している。



写真 1.1.1-2

各地層と断層，断層と不整合，液状化と地表の雁行割れ目との関係²⁵⁾。断層面は不整合面に切れ、能登半島地震では動いていないことが確認できる。

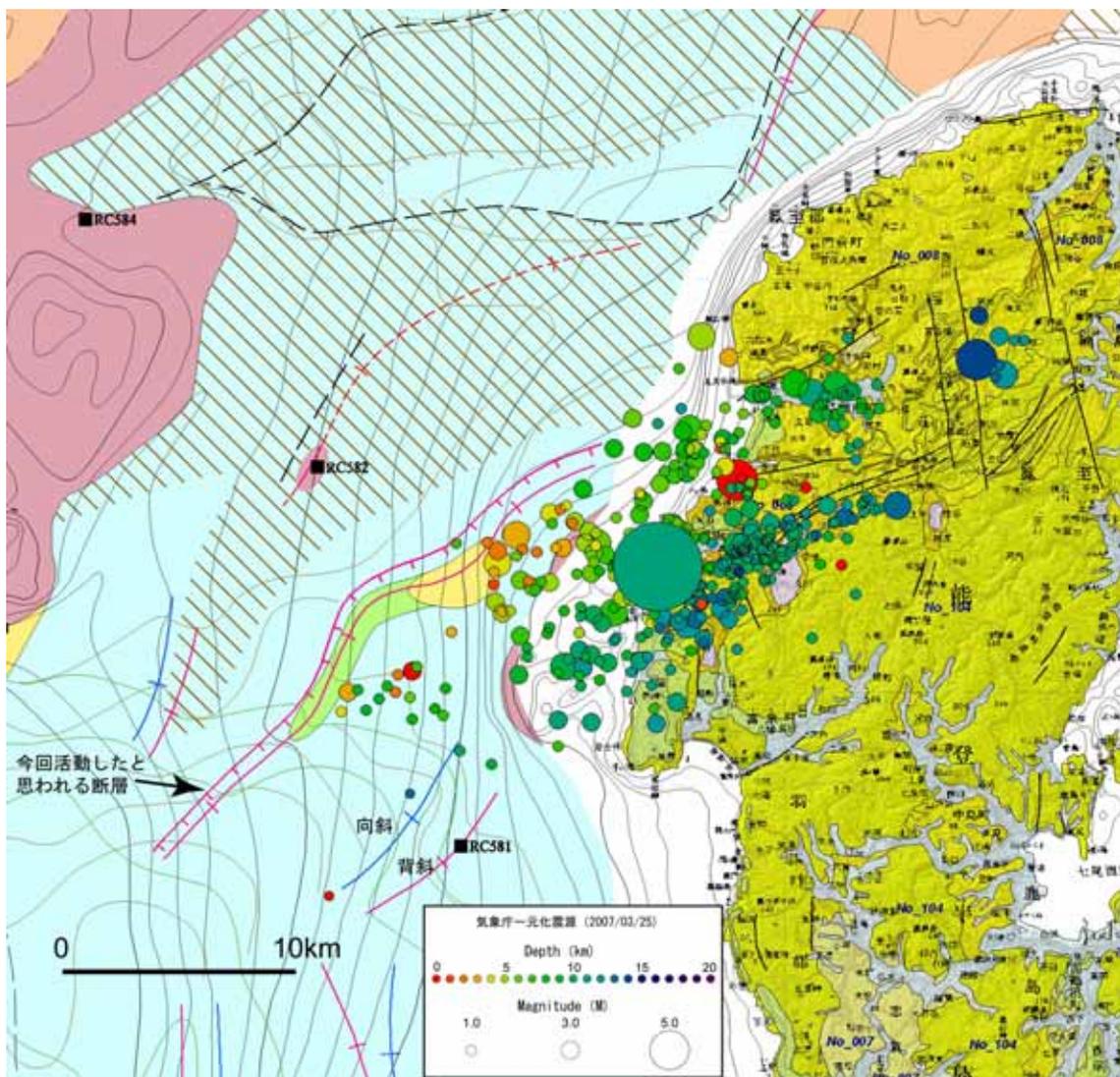


図 1.1.1-4

産業技術総合研究所地質調査総合センターによる能登半島および西方海域の地質図²⁶⁾(承認番号: 第 63500-A-20070806-001 号)。

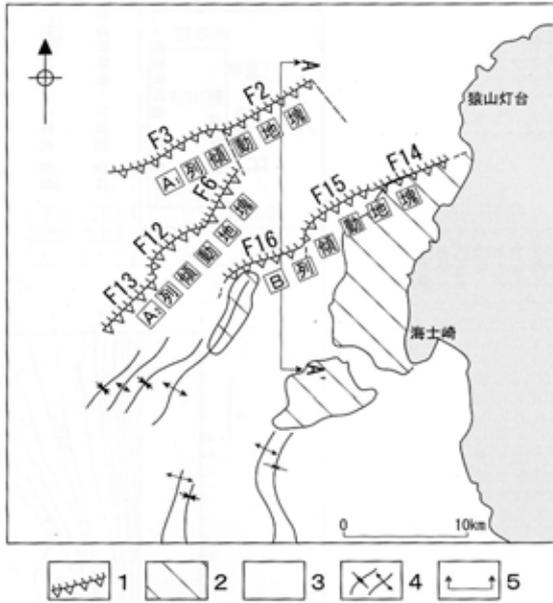


図 8 傾動地塊山地の分布. 1:傾動地塊山地縁を区画する高角度逆断層, 2:C層以下の地層が海底面ないしA層直下に分布する範囲, 3:B層分布域, 4:褶曲, 5:図7の地質断面線.

図 1.1.1-5

能登半島西方海域における傾動地塊山地と活断層分布²⁸⁾.

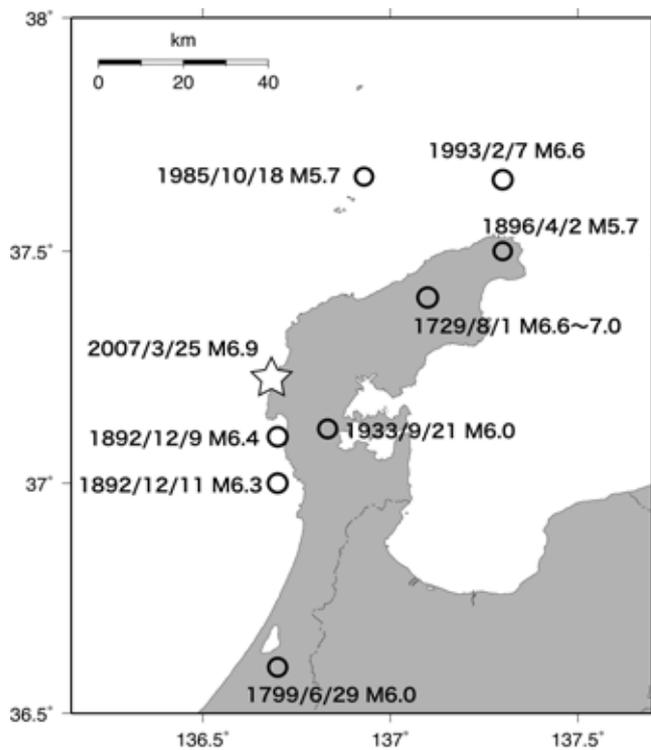


図 1.1.2-1
能登半島周辺で発生した被害地震の分布．震央位置は宇佐美³¹⁾および気象庁震源データによる．

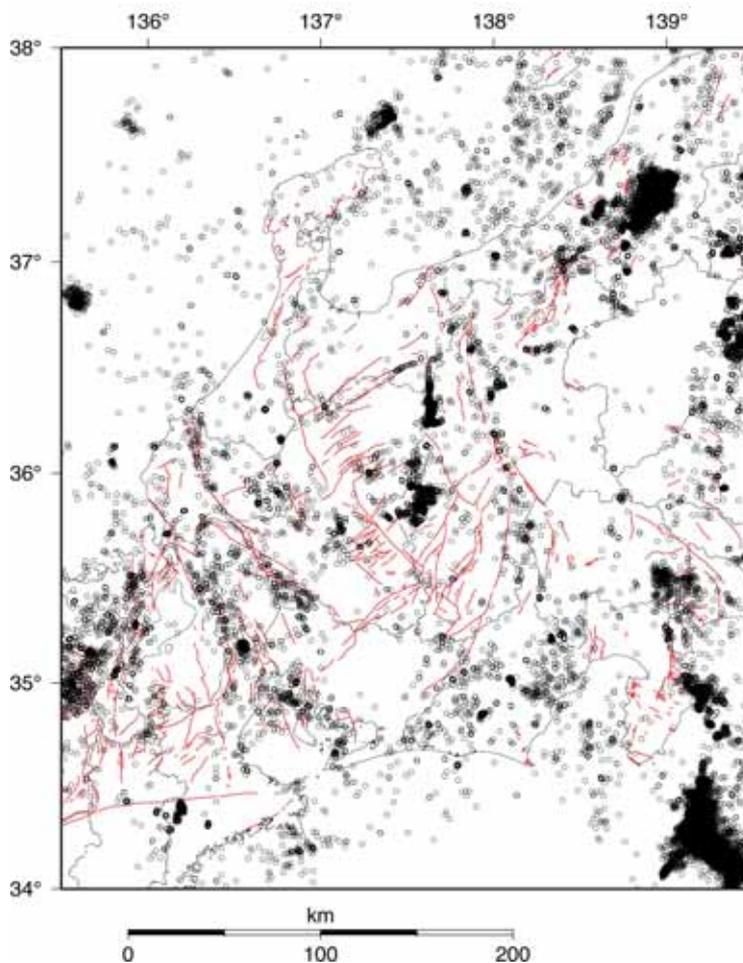


図 1.1.2-2
1998 年から 2004 年の中部日本における深さ 30km 以浅かつマグニチュード(M)1.5 以上の地震活動．震源データは気象庁一元化データによる．赤線は陸域の活断層を示す²⁾．

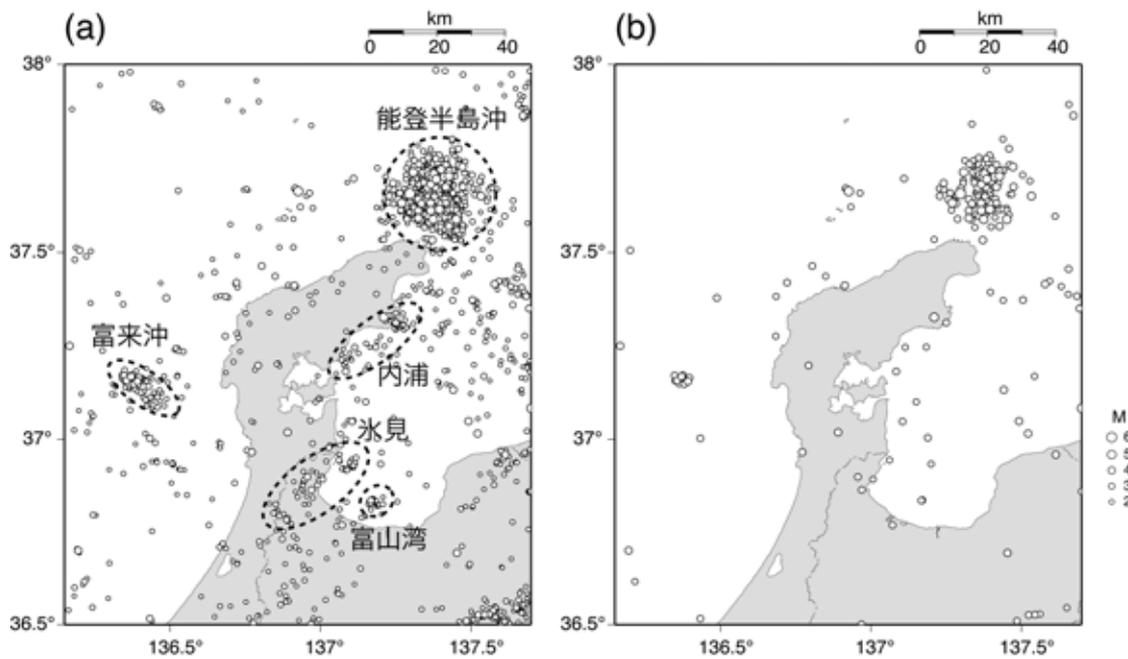


図 1.1.2-3

能登半島周辺における 1980 年～2006 年，深さ 30km 以浅の気象庁震源データによる地震活動³³⁾．(a) マグニチュード(M) 1.5 以上，(b) マグニチュード(M) 3.0 以上．能登半島周辺で地震活動が比較的高い 5 つの領域を破線で囲っている．

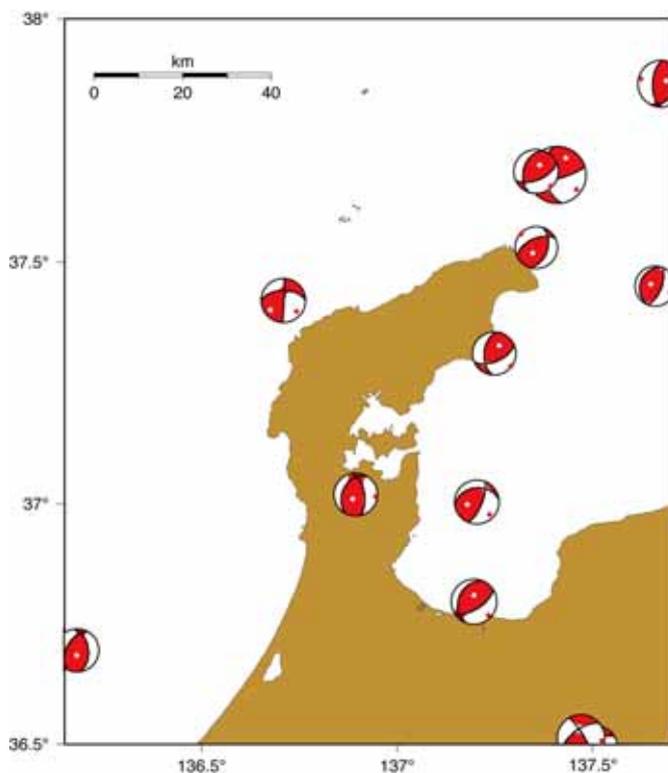


図 1.1.2-4

F-net データ³⁷⁾による能登半島周辺における 1997 年から 2006 年の間に発生した深さ 30km 以浅の地震のモーメントテンソル解(下半球投影)の分布³³⁾．

1. 2. 地震のメカニズム

能登半島地震の本震の発震機構解は西北西-東南東方向に主圧力軸をもつ右横ずれを伴う逆断層型であることが気象庁や防災科学技術研究所などにより長周期地震波の解析結果から報告されている^{1), 2)}。余震分布からほぼ北東-南西方向に走向をもつ南東落ちで傾斜する節面が断層面であることが示され¹⁾、精密な余震分布³⁾と海底に確認されていた活断層^{4), 5)}との空間分布の対応から、海底断層の深部延長で能登半島地震が発生したと考えられている。能登半島地震では、使用できる観測点に偏りがあることから、遠地実体波を用いた震源過程の解析結果の信頼性はあまり高くない。測地学的データによる断層面上のすべり分布の解析^{6), 7)}や近地強震波形を用いた震源過程の解析⁸⁾から、震源直上の浅部にすべり量が大きな領域(アスペリティ)があることが報告されている。海岸の隆起量から推定された断層モデルでは他の結果と比べると断層の長さがやや短い^{9), 10)}が、これは上記のアスペリティにより海岸隆起量をほぼ説明できることを反映していると考えられる。また、断層モデルからも能登半島地震の震源断層は片川・ほか⁴⁾で報告されている海底の活断層に対応し、陸域にはあまり延長していないことが示されている^{8), 10)}。震源域周辺の不均質構造に関する研究からは、余震は低速度領域と高速度領域の速度境界近傍に分布することや本震震源下部の領域における水の存在が示唆されている^{11), 12)}。1.1.1項で述べた地塊構造¹³⁾は詳細な重力異常図でも認められ¹⁴⁾、上記の断層モデルや余震分布との比較から、能登半島地震の震源断層は陸域においては桑塚地塊内に限定されると考えられる^{10), 14)}。

本節では以下に能登半島地震の余震活動(1.2.1項)や発震機構(1.2.2項)、断層モデル(震源過程)(1.2.3項、1.2.4項)、震源域周辺の地下構造(1.2.5項)について報告する。

1. 2. 1 余震活動

能登半島地震の震源域周辺では本震発生後引き続き活発な余震活動が起こっている。図1.2.1-1に気象庁一元化震源データによる本震後1日間の余震分布と断面図を示す。余震域は北東-南西方向に長辺をもつほぼ矩形の領域で発生しており、その分布は海域と陸域にわたっている。北西から南東にいくにつれて余震の震源の深さは深くなり、A, B, C領域では深さ10kmまでと浅く、D, E, F, Gでは深さ12~14kmまでと深くなっている。また、Hの領域では深さ12~14kmに孤立して余震が発生している。断面図から余震は南東側に傾斜する面で発生していることが分かる。余震域は余震の並びの方向やギャップの存在から本震の震源を含む中央部(断面D, E, F, G)とその北東部(断面H)、南西部(断面A, B)の3つの領域に分けることができる。2007年3月25日18時11分には余震域の北東端でM5.3(最大震度5弱)、2007年3月26日7時16分には余震域の南西端でM5.3(最大震度4)の最大余震(2007年7月14日現在)が発生している。

全国の大学および研究機関で構成された2007年能登半島地震合同余震観測グループによる余震観測が能登半島地震発生直後から行われている³⁾。2007年能登半島地震合同余震観測グループにより設置された地震観測点の分布を図1.2.1-2に示す。陸上では余震域の直上で平均的な観測点観測が2~3kmと稠密な観測点分布となっている。そのうち14点のオフライン観測点のデータとインタ

ーネットによるテレメータ観測点2点および周辺のテレメータ観測点16点のデータを用いてなされた3月25日22時40分から3月29日10時50分までの480個の余震の震源決定（緊急震源）結果を図1.2.1-3に示す³⁾。なお、震源決定には Ito and Wada¹⁵⁾の速度構造が用いられており、走時残差の平均値を観測点補正值としている。緊急震源と一元化震源との比較から、緊急震源の方が気象庁一元化震源よりも平均で約3.1km浅くなり、海域の震源は陸域に近づく方向に決められている。震源分布から推定される断層面の深さ0kmの等深度線が片川・ほか⁴⁾や産業技術総合研究所地質調査総合センター⁵⁾により報告されている断層や背斜軸と良く一致していることが分かる。緊急震源の分布を鉛直断面で見ると、南東落ちで傾斜する面や地表付近で上記の活構造と一致することが明瞭に表れている。本震震源が含まれる断面eを見ると、最下部で余震分布が鉛直方向に変化していることが分かる。片川・ほか⁴⁾のF14・F15断層や産業技術総合研究所地質調査総合センター⁵⁾による断層は南東側隆起の高角逆断層であり、上記の余震分布と走向、傾斜ともに整合的である。このような特徴から、これらの断層の深部延長で能登半島地震が発生したと考えられている。ただし、余震域南西部の地震については陸上の観測点から離れているために、系統的に震源の深さが変化している可能性があり、今後海底地震計の記録を用いた震源決定結果で検討する必要がある。

能登半島地震に伴う地震活動は本震-余震型で推移しており、気象庁によると M4 以上の余震の積算数は6月18日現在、1993年能登半島沖地震、2000年鳥取県西部地震、2005年福岡県西方沖の地震より多いが、1995年兵庫県南部地震よりは少なく、2004年新潟県中越地震と比べると約1/3である¹⁾（図1.2.1-4）。

図1.2.1-5に気象庁一元化震源データによる余震分布の時間変化を示す。なお、地震直後は検知能力が低くなっていること（小さな地震は検知されていないこと）に注意を要する。なお、能登半島で起こる微小地震の下限の深さは概ね10~14kmであり^{16), 17)}、能登半島地震の余震の深さの下限も12~13kmであるため、15kmより浅い地震のみを図示している。図1.2.1-5を見ると、時間が経過するにつれて余震域が拡大していることが分かる。本震後1時間では余震域は平面図上では、長さ約20km、幅10kmの矩形領域で近似できる。本震後6時間では余震域は小さなギャップを挟んで南西に拡大し全体では長さ約25kmとなるが、余震の集中域は長さ約20kmの範囲である。本震後12時間では、余震域は明瞭なギャップを挟んで北東側に拡大し、余震域の全長は約30kmとなり、北東部では最大余震の1つが発生している。本震後1日間ではもう1つの最大余震が発生した南西端に余震域は少し延びており、余震域の全体の長さは約35kmである。本震後7日間では余震域の中央部の北側と南西部の南側でも地震が起こり始め、1ヶ月間では微小な地震が多いものの、中央部の北側にさらに余震が広がっていることが分かる。この余震の時空間分布の特徴から、平松¹⁸⁾は中央部が本震の震源断層であると考えている。

Toda¹⁹⁾は海岸隆起を説明する断層モデルを用いて周辺の逆断層（走向50度、傾斜角55度、すべり角115度、計算深度10km、有効摩擦係数0.4）にかかる静的応力変化（クーロン応力変化）を計算し、これらの余震の拡大域は本震の発生により地震発生を促進させる応力変化が生じた領域に対応していることを示している（図1.2.1-6）。2007年6月22日3時34分には能登半島地震

の震源域から 30km ほど離れた羽咋沖で M4.6 の地震が発生し、羽咋市で震度 4 を観測した。この地震について能登半島地震による静的応力変化を計算すると、断層運動を促進する領域に対応しており、能登半島地震の広義の余震であると考えられる。

能登半島地震による静的応力変化が周辺の活断層に及ぼす影響についても Toda¹⁹⁾により報告されている(図 1.2.1-7)。周辺活断層の断層面の傾斜角については、55 度から 65 度としている。能登半島地震による邑知潟断層帯以南の陸上活断層への影響は活動を促進させるものであるが、その大きさは大気圧の 1/10 以下である。それに対し、能登半島地震の震源断層の西側延長部には大きな応力変化があり、前述の余震活動の活発化と関連している。また、その南に南北に延びる 2 条の海底活断層にも活動を促進させる応力変化があったと推定している。

1. 2. 2 発震機構

(1) 本震の発震機構解

能登半島地震の発震機構については、P 波初動の押し引き分布を用いた P 波初動解や長周期地震波の解析によるモーメントテンソル解が気象庁、防災科学技術研究所、U.S. Geological Survey (USGS)、Harvard 大学などから報告されている。表 1.2.2-1 に各機関で得られているモーメントテンソル解の best double couple の値を示す。どの機関の結果でもモーメントテンソル解はほぼ逆断層成分が卓越するメカニズムとなっている。地震モーメントの値についても、USGS は 9.1×10^{18} Nm (モーメントマグニチュード (Mw) 6.6)、気象庁は 1.13×10^{19} Nm (Mw 6.6)、防災科学技術研究所は 1.36×10^{19} Nm (Mw 6.7)、Harvard 大学は 1.38×10^{19} Nm (Mw 6.7) とほぼ同じ結果になっている。余震分布から判断すると、北東-南西方向を走向として南東落ちで傾斜する節面が断層面であることが分かる。

P 波初動解とモーメントテンソル解に注目すると、これらは少々異なっていることが見てとれる。気象庁¹⁾によると P 波初動解は右横ずれ成分に富み、震源断層に対応する節面の傾斜も 79 度と鉛直に近いのに対し、モーメントテンソル解では逆断層成分に富んでおり、震源断層に対応する節面の傾斜は 50 度と緩やかになっている(図 1.2.2-1)。同じ傾向は防災科学技術研究所²⁾による P 波初動解とモーメントテンソル解でも確認できる。

このような P 波初動解とモーメントテンソル解の差異は断層面でのずれが始まった際(初期破壊)のメカニズムと断層面上での大きなずれ(主破壊)の領域でのメカニズムの差異を表していると考えられる。図 1.2.1-3 に見られるように本震震源位置下部では余震が鉛直に近い分布をしている。東京大学地震研究所²⁰⁾は、この鉛直な余震分布と地震波形上で確認されている初期フェイズの解析結果から、本震震源位置下部の鉛直の断層面で右横ずれのすべりが起こり、そのすべりによる応力変化により、上部の主破壊を起こした断層面でのすべりを誘発した可能性があるとして報告している。

(2) 余震の発震機構解

図 1.2.2-2 に気象庁¹⁾により報告されている最大余震のモーメントテンソル解を示す。3月25日18時11分に発生した北東端の最大余震は逆断層型のメカニズムであり、3月26日7時16分に発生した南西端の最大余震は横ずれ型のメカニズムである。図 1.2.2-3 は防災科学技術研究所 F-net Project による広帯域地震波形を用いたメカニズム解析²¹⁾の結果を用いた3月31日までの余震のモーメントテンソル解を示している。なお、信頼性が高い解を選ぶために品質が85以上の解に限定している。全体的に主圧力軸は東西から北西—南東方向でそろっており、逆断層型または横ずれ型のメカニズムが多い。余震分布の方向が変化する余震域南西部で横ずれ型のメカニズム、余震域の中央部と北東部では逆断層型のメカニズムが多い分布をしている。これらのメカニズムの空間的な差異と1.2.1項で述べた余震分布の走向変化やギャップの存在から、本震の震源断層に相当するのは余震域の中央部であり、北東部と南西部は本震の断層とは異なるセグメントである可能性が考えられる¹⁸⁾。

1.2.3 測地学的断層モデル

(1) GEONET (GPS データ) に基づく断層モデル

1.1.節で述べたように、能登半島地震に伴う地殻変動はGPSや「だいち」、潮間帯生物の分布を用いて測定されており、その結果を用いて断層モデルが推定されている。

国土地理院²²⁾はGEONETで観測された能登半島地震による地殻変動データに基づく断層モデルを報告している。矩形断層を仮定して解析を行い、断層の走向は55度、断層の大きさは長さ21.2km、幅13.9kmで、南東落ちで傾斜する(傾斜角63度)右横ずれを含む逆断層(すべり角137度)であることを明らかにした(図1.2.3-1)。この断層面の形状は余震分布や産業技術総合研究所地質調査総合センター⁵⁾の地質図に記載されている海域の南東落ちで傾斜する断層と整合的である。上端部の深さは1.2km、すべり量は1.65mである。剛性率として30GPaを仮定すると、上記の断層面の大きさとすべり量から求められる地震モーメントは $1.5 \times 10^{19} \text{Nm}$ (Mw 6.7)である。断層面は海域と陸域の両方にわたっているが、その上端で陸域にかかっている部分はわずかである。図1.2.3-2と図1.2.3-3に示すように、GPSで観測された能登半島地震に伴う地殻変動はこの断層モデルにより良く再現されている。

(2) 海岸隆起量に基づく断層モデル

産業技術総合研究所活断層研究センターは地震直後の3月26日から4月にわたり主に輪島市から志賀町にかけての海岸を調査し、各港湾における地震後の海面とカキ等の分布上限高度との差を計測し、検潮所および電子基準点がある輪島港付近の計測値と比較することで、地震による地殻の上下変位を検出した⁹⁾。能登半島西岸の42地点および東岸の3地点で上下変位を測定し、輪島市門前町鹿磯付近から志賀町風戸付近に至る約20km区間の海岸線で最大約40cmの隆起を確認した(図1.2.3-4)。隆起は門前町剣地付近で最大となり、これより北側では急激に、南側では緩やかに隆起量は小さくなり、非対称の背斜状のパターンを示している。隆起域の北側の深見から

皆月にかけての海岸では 6cm の沈降を報告している。片川・ほか⁴⁾の F14 断層の位置や気象庁の余震分布を参考に断層面の長さや幅を決め、USGS のモーメントテンソル解の走向、傾斜角、すべり角を採用し、断層面上端の深さとすべり量を海岸隆起量からフォワードモデルにより推定した。図 1.2.3-5 に海岸線の上下変位量の分布を説明する震源断層モデルを示す。この解析による断層モデルのパラメータは長さ 14.5km、幅 12.5km、上西端の位置東経 136.61 度、北緯 37.23 度、上端の深さ 2km、走向 58 度、傾斜角 60 度、すべり角 117 度、すべり量 1.2m である⁹⁾。剛性率を 30GPa とすると地震モーメントは 6.5×10^{18} Nm (Mw 6.5) となり、断層面の長さが短めに設定されていることもあって他の結果と比べると地震モーメントはやや小さめの値となっている。

海岸の隆起・沈降量の調査は金沢大学によっても産業技術総合研究所活断層研究センターとは独立になされている²³⁾。以下にその結果を詳しく述べる。金沢大学では4月から5月にかけて能登半島北岸および西岸の珠洲市・輪島市沿岸から志賀町に至る約60kmの範囲の海岸線29地点で隆起量調査を行った(図1.2.3-6)。さらに、被害が少なかった地域では、住民の聞き取り調査も併せて実施した。潮間帯上限付近に生息する藻類やカキ類および潮下帯上限付近に生息するアラメやホンダワラ、および潮上帯下限付近に分布する地衣類など、潮間帯、潮下帯、および潮上帯生物の海水面からの比高分布を測定した。測定された比高は珠洲市長橋町において観測された潮位を基準として、東京湾平均海水面からの比高(標高)を算出し、地震による隆起量がほぼゼロであると考えられる高屋港と狼煙港におけるカキ類の分布上限の標高の平均値との差を求め隆起量とした(正の値は隆起量、負の値は沈降量)(図1.2.3-7 (a))。

調査地点の南端近い志賀町赤住、および北端近い皆月での沈降量と隆起量は、それぞれ-5cm、および 1cm であった。このことから、断層運動に伴う地盤変動の南限および北限はこれらの地域付近であると考えられる。一方、調査地域の中部に位置する門前町赤神付近での隆起量は 43cm と観測地点の中で最大となった。赤住から赤神までの地域では連続的で緩やかな地盤の隆起が観察された。これに対し、赤神以北では鹿磯付近で急激な隆起量の減少が見られ、鹿磯漁港から深見港間でほぼゼロとなり、門前町深見では隆起量が負に転じた(図 1.2.3-7 (a))。これらのことから、赤神付近に軸を持ち北に傾倒したドーム状非対称背斜状の変動パターンが考えられる。この変動パターンは国土地理院²⁴⁾による水準測量によっても確認されている。なお、本調査で隆起量の最大値を記録した赤神付近から笹波付近までの隆起量が 20cm を超える地域の住民は、海岸線の後退を認識していたが、これより南方の隆起量が 10cm 以下程度の地域の住民は地殻の変動に関する認識は皆無であった。

Hiramatsu et al.¹⁰⁾は上記の海岸隆起量と GEONET による能登半島周辺域の 16 地点の地殻変動データ(図 1.2.3-6; 図 1.2.3-7(b)(c))を用いて断層モデルの推定を行った。断層モデルの推定の際には、半無限均質弾性体中の矩形断層および断層面上での一様なすべりを仮定し、断層位置、断層面の大きさ(幅と長さ)、すべり方向、すべり量をパラメータとした。推定された断層モデルの走向は 58 度、傾斜角は 53 度と余震分布と一致しており、すべり角は 139 度と右横ずれを伴う逆断層型の断層運動を示し、地震波の解析から得られた発震機構解とも一致する。断層面上

端の深さは 1.5km、南西上端の位置は東経 136.59 度、北緯 37.21 度である。断層面の大きさは 18.6km×14.5km で、すべり量は 1.3m である。剛性率を 30GPa とすると、地震モーメントは 1.1×10^{19} Nm (Mw6.6) であり、モーメントテンソル解で得られている値とも一致している。陸域にかかっている断層面上端はわずかであり、陸域で明瞭な地表地震断層が確認されていないことと調和的である。この断層モデルから計算される地殻変動量は観測された海岸線の隆起量や GPS による変位量と良く一致する (図 1.2.3-7)。

図 1.2.3-8 に推定された断層モデルと気象庁による本震後 1 日間の余震分布、活断層研究会²⁵⁾、片川・ほか⁴⁾、産業技術総合研究所地質調査総合センター^{5), 26)}により報告されている活断層と地質断層の分布を示す。なお、片川・ほか⁴⁾の F8～F10 は活断層研究会²⁵⁾の活断層の定義を満たさないため削除されている。前述のように、余震分布のギャップや走向の変化から、余震域は 3 つの領域、北東、中央、南西に分けることができる。断層モデルは中央の領域に対応しており、中央領域は本震直後から余震活動が活発であることから、この領域が能登半島地震の震源断層であると考えられる。したがって、片川・ほか⁴⁾の F14 と F15 が震源断層に相当すると考えられる。断層モデルは陸域にもわずかにかかっており、F14 の北東延長上には地質断層がある。

余震域の周辺には桑塚地塊と猿山地塊の 2 つの地塊構造がある^{27), 13)}。桑塚地塊はさらに 3 つの地塊に細分されるが、推定された断層モデルと余震分布から判断すると、本震の破壊は桑塚地塊西部の IVb 地塊および IVa 地塊で発生したと考えられる。片川・ほか⁴⁾の F14～F16 は南東側が隆起する B 列傾動地塊山地の北西縁をなす断層であり、F14 地塊と F15 地塊は F16 地塊に対しても隆起している。この B 列傾動地塊は地質構造的に陸域の傾動地塊山地である桑塚地塊をはじめとした奥能登丘陵に対応することが考えられる⁴⁾。実際、震源断層と対応する IVb 地塊の海成段丘面 M1 の高度は北端の剣地で最も高く 59m、南にいくにつれ緩やかに低くなり南端の富来で 19m となる。ここで述べた特徴は、能登半島西海岸での隆起量調査結果や断層モデルから予測される隆起パターン (図 1.2.3-9) と良く一致する。Hiramatsu et al.¹⁰⁾では、能登半島地震のような地震の繰り返しが上記の地塊構造や海成段丘の高度分布の形成に部分的に寄与したと考えている。

(3) 干渉合成開口レーダー (SAR) データに基づく断層モデル

能登半島地震では陸域観測技術衛星「だいち」(宇宙航空研究開発機構)が 2 月 23 日と 4 月 10 日に観測した合成開口レーダー (PALSAR) データを用いた干渉合成開口レーダー (SAR) による解析結果から、震源域周辺の陸域における地殻変動分布が求められている^{28), 6)} (図 1.2.3-10)。

国土地理院の解析結果によると、最も隆起量の大きな場所は、輪島市門前町付近であり、およそ 35cm の隆起が見られる。これまでの GPS 連続観測と干渉 SAR の解析結果を総合すると、震源断層の北東端の位置は GPS データのみから求められたものと比べて水平方向に南に約 1 km の場所に推定されている。矩形断層の上端の深さ、走向、傾斜角および大きさ (幅 20km×長さ 34.5km) を拘束し、断層面上のすべり分布を推定した結果、すべりは海域の浅い部分に集中し、3m を超えるすべりがあったことを報告している⁶⁾ (図 1.2.3-11)。この断層モデルにより干渉 SAR 解析結果

が良く再現されていることが分かる(図 1.2.3-10)。また、この観測結果は国土地理院²⁴⁾による水準測量の結果とも整合的である。図 1.2.3-12 に水準測量の路線、図 1.2.3-13 に水準測量によって得られた上下変動を示す。

また、京都大学防災研究所と防災科学技術研究所は共同で「だいち」の合成開口レーダーの SAR 干渉解析を行い、地殻変動から推定した断層モデルを発表している。Fukushima et al.⁷⁾は余震分布を利用して断層面の走向と位置を拘束し、長さ40km、幅 24kmで2×2kmに分割した小領域におけるそれぞれのすべりベクトルと、断層面の傾斜角・すべり領域の上端の深さを推定した(図 1.2.3-14)。その際 GEONET による地殻変動データも併用している。最大すべり量が推定された領域におけるすべり角は、115度であり、F-net や気象庁によるモーメントテンソル解^{2), 1)}と調和的である。1mを超える大きなすべり量が推定された領域は、震源の直上から南東方向かつ浅部に向かって伸びており、震源直上で最大のすべり量(1.4m)が得られている。図1.2.3-14の青丸は、4月10日までに発生した余震の震源を断層面に投影したものであり、余震はすべり量の大きな領域およびその周辺で概ね発生しているように見える⁷⁾。

1. 2. 4 地震学的断層モデル

(1) 遠地実体波の解析による震源過程

近年では、大地震の発生後速やかに、IRIS-DMC(<http://www.iris.edu/>)において公開されている広帯域地震波形記録を取得し、遠地実体波を用いた震源過程の解析が行われている。能登半島地震でも気象庁や筑波大学、地震研などにより解析が行われている。しかし、南半球の観測点では他の地震の波形と重なっているために、使用できる観測点に偏りが生じ、遠地実体波を使用して推定されたすべり量分布の信頼性はあまり高くないことが指摘されている^{29), 30)}。

気象庁²⁹⁾は余震分布などから走向が 60 度、南東落ちで傾斜する傾斜角 60 度の 1 枚の矩形の断層面を想定し、震源過程の解析を行っている。その結果からは、本震の震源の付近ですべり量が大きく、本震から 1 日以内に発生したマグニチュード 3.0 以上の余震もその付近に多く発生していることが分かる(図 1.2.4-1)。

八木³⁰⁾も暫定的な結果ではあるが、遠地実体波を用いて地震時の断層面上のすべり分布を求めている。図 1.2.4-2 に解析に使用した観測点の分布を示す。解析結果を図 1.2.4-3 に示す。走向、傾斜角、すべり角はそれぞれ、47 度、51 度、115 度、地震モーメントは 1.4×10^{19} Nm (Mw 6.7)、西北西-東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ成分を含む逆断層型の地震で、破壊は深さ約 8km から始まり、北東方向かつ地表に向かって約 20km 伝搬している。最大すべり量は約 1.6m で、浅部でのすべり量が大きい。破壊継続時間は約 14 秒である。すべり分布の地表への投影図を図 1.2.4-4 に示す。

山中・ほか³¹⁾の解析結果もほぼ同様に、横ずれ成分を含む逆断層型のメカニズムを示している(図 1.2.4-5)。走向、傾斜角、すべり角はそれぞれ、60 度、72 度、120 度、破壊継続時間は約 10 秒、断層面積は 20km×10km、最大すべり量は 3m、地震モーメントは 1.44×10^{19} Nm (Mw 6.7)

である。波形の合い具合や余震分布から断層面は北東-南西走向の立った面であると報告している。すべり分布の地表への投影図を図 1.2.4-6 に示す。

(2) 近地強震波形の解析による震源過程

遠地実体波を用いた解析では破壊過程の詳細を知ることが難しい能登半島地震ではあるが、能登半島周辺の近地強震波形を用いた解析からは詳細な破壊過程が産業技術総合研究所や防災科学技術研究所などによって推定されている。

Horikawa⁸⁾は防災科学技術研究所のK-NET及びKiK-netで収録された強震波形を用いて震源過程の解析を行った。仮定した速度構造が実際のものとずれていることによる影響を小さくするため、震央距離が小さい(70 km 以下)観測点のみを使用している(図 1.2.4-7)。加速度の原記録に 0.1-1 Hz のバンドパスフィルターを通した後、数値積分を 2 度行い変位波形とし、P 波の立ち上がりから 30 秒間の波形を解析用のデータとした。京都大学防災研究所地震予知研究センターの北陸地震観測所において微小地震の震源決定に使用している P 波速度構造を元にして地質構造³²⁾や密度構造³³⁾、ボーリングデータを参考に観測点により異なる水平成層構造を仮定し、理論波形を合成している。S 波速度は $V_p/V_s=1.73$ を仮定している。解析には断層を小断層(1km×1km)に分割し、各小断層のすべり量と破壊開始時刻を同時に求める非線形波形インバージョン法を使用している。破壊開始点は気象庁の一元化震源による震源位置である。本震発生後 1 時間以内の余震分布から、断層の長さを 22 km、幅を 20 km と設定している。断層面上端の深さは約 0.7km である。発震機構は、USGS と防災科学技術研究所の F-Net のモーメントテンソル解を参考に、余震分布と傾斜方向が調和的な節面を採用した(図 1.2.4-8)。走向と傾斜角はそれぞれ 58 度、60 度であり、すべり角は断層面上で一様に 135 度としている。

Horikawa⁸⁾により得られたすべり分布および破壊開始時刻の分布、モーメント解放率を図 1.2.4-9 に示す。平均的なすべり量は 0.77m、最大すべり量は 2.7m、地震モーメントは 1.1×10^{19} Nm (Mw6.6)である。図 1.2.4-9 (a)に星印で示した破壊開始点付近から浅部に広がる大きなアスペリティがあり、破壊開始点の北東深部にもすべり量と空間的な広がりが小さいアスペリティが推定されている。大アスペリティでの応力降下量は 16MPa、小アスペリティでの応力降下量は 12MPa 程度である。Horikawa⁸⁾では、この 2 つのアスペリティの間はすべり量が非常に小さく、負の応力降下量を示すため、セグメント境界が存在している可能性を考えている。また、この 2 つのアスペリティの間では破壊伝播速度が遅いことが見て取れ(図 1.2.4-9 (b))、この領域は破壊強度が大きいバリアーであったと考えている。すべり分布を地図上に表示したものを図 1.2.4-10 に示す。大アスペリティは海域に、小アスペリティは輪島市門前町の南東付近に位置する。また、陸側にあたる浅部では、大きなすべりが生じておらず、地表調査で地震断層による顕著な変状が見つかっていないことと調和的である。能登半島地震の震源断層に対応する断層として片川・ほか⁴⁾の F14 と F15 があるが、大アスペリティの西端は片川・ほか⁴⁾の F15 と F16 断層の境界付近に位置する。Horikawa⁸⁾は、この大アスペリティが F14 と F15 の深部延長に対応すると考え、大アスペ

リティの東端は海岸付近に位置することから、F14 は陸域には延びないと推察している。図 1.2.4.2-9 (c)のモーメント解放率の時刻歴を見ると、破壊は 6 秒ほどで終了していることが分かる。モーメント解放の最初で最大のピークは 2 秒付近に見られる。5 秒付近で再度ピークが見られるのは、小さい方のアスペリティの破壊に伴うピークである。観測された波形と合成波形との比較を図 1.2.4-11 に示す。ISK006 や CCB で見られるように総じて大アスペリティの理論波形に対する寄与は大きい。一方、小アスペリティからの距離が近い断層面東側の観測点では、ISK005 と ISK004 で 2 つの孤立的な波が見られるように、小アスペリティの寄与が大きくなる⁸⁾。

暫定的な結果ではあるが青井・関口³⁴⁾によっても、K-NETとKiK-netの断層近傍の9観測点の強震動波形記録を用いた震源過程の解析結果が報告されている。データは加速度強震波形に0.1から1.0Hzのバンドパスフィルターをかけ、積分することにより得られた速度波形のS波部分11秒間(S波到達時刻の1秒前から10秒後まで)である。インバージョンに使用する断層面は、メカニズムはF-netのモーメントテンソル解、破壊開始点はHi-netの再検測による震源位置(北緯37.24度、東経136.65度、深さ11km)、大きさは余震分布の広がりを参考に長さ36km、幅24kmとしている(図1.2.4-12)。図1.2.4-13に青井・関口³⁴⁾によって推定されたすべり分布を、図1.2.4-14に観測波形と合成波形の比較を示す。断層面全体での地震モーメントは 1.06×10^{19} Nm (M_w 6.6)であり、モーメントテンソル解や測地学的断層モデルによる値と調和的である。すべり量は破壊開始点の上部やや北東側で大きく2m程度に達する。図1.2.4-15は推定されたすべり分布を地図上に投影したのである。余震はすべり量の小さな領域で起こっているように見え、震源上方の浅部のすべり量の大きな領域は海域下に位置している。しかし、この結果はあくまでも暫定的なものであり、今後改訂される可能性があることに注意されたい。

1. 2. 5 震源域周辺の地下構造

(1) 三次元速度構造

近年では稠密な余震観測データを用いて、震源域の詳細な三次元速度構造を推定し、地下の不均質構造と震源断層の形状や破壊の開始点の関係について議論が行われている。能登半島地震の震源域周辺の三次元地震波速度構造として、Kato et al.¹¹⁾の結果を紹介する。解析に用いた観測点は震源域の中心から半径70km以内にある2007年能登半島地震合同余震観測グループによる61点の3成分臨時観測点(平均間隔2km)、防災科学技術研究所・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所の13点の定常観測点および歪集中帯合同観測グループの5点の臨時観測点である(図1.2.5-1)。解析に用いた地震のデータは気象庁一元化震源データの3月25日から4月18日の余震の内P波とS波の読み取り値がそれぞれ15個と10個以上ある971個の余震である(図1.2.5-1)。Mikumo et al.³⁵⁾の一次元速度構造とHirata and Matsuura³⁶⁾の震源決定プログラムを用いて初期震源位置を決定し、走時データおよび走時差データを用いてdouble-difference トモグラフィ³⁷⁾により三次元地震波速度構造を推定している。なお、初期速度構造はMikumo et al.³⁵⁾の構造で、 $V_p/V_s = 1.73$ を仮定している。

Kato et al.¹¹⁾によって得られたP波速度構造を図1.2.5-2、 V_p/V_s を図1.2.5-3に示す。なお、これらの図には測線から ± 1.5 km以内の余震が図示されている。震源域の北西浅部の下盤側には低速度域、南東部の上盤側には高速度域が存在しており、余震はこの速度境界付近に分布することが分かる。すなわち、本震はこの速度境界上で発生したことが考えられる。震央から北東側3kmの北西-南東断面図では北西に約50度で傾斜する浅い余震群が見られ、低速度域と高速度域の境界に分布している。この速度境界の浅部延長部は既知の地質断層Fb³⁸⁾の位置に一致する。従って、北西傾斜の余震分布と速度境界は、この地質断層の深部形状を現していると考えられる。余震域の北東端の深さ5km以深に存在する震源断層近傍の高速度域は本震の破壊に対してバリアとして機能した可能性が指摘されている³⁹⁾。

図1.2.5-4はKato et al.¹¹⁾により示された地震波速度構造の地質学的解釈である。震源断層の上盤と下盤の間の速度コントラストは10kmの深さまで延びている。上盤のやや高い V_p/V_s 比をもつ高 V_p 領域は溶岩や年代の古い花崗岩や変成岩である。地質断層Fbは北西に傾斜する浅い速度境界に一致し、上盤の高 V_p 領域の北端はこの断層によって規制されている。下盤の低 V_p (< 5 km/s)領域浅部の高 V_p/V_s 領域は日本海拡大時に形成された地溝上の堆積物に相当する。下盤深部の低 V_p/V_s 領域は石英に富んだ花崗岩と変成岩であると解釈される⁴⁰⁾。地質学的研究からは地殻の短縮は中新世初期に始まり、現在まで継続し、それにより伸張応力場において形成された正断層が再活動したことが知られている⁴¹⁾。したがって、能登半島地震の本震の断層は、新潟県中越地震と同じく、インバージョンテクトニクスによって再活動した断層であると解釈している。上盤と下盤の速度コントラストは南西から北東へ延び、陸域では活断層はないが、トモグラフィの結果からは震源域深部での北東-南西方向の大きな構造境界の存在が示唆される。この速度境界の方向は日本海の拡大軸の方向と概ね平行である。本震震源とその下の余震の鉛直分布域は低 V_p/V_s かつ低 V_p 領域である。このような領域は水に満ちた高アスペクト比の間隙の存在によって説明され⁴²⁾、これが破壊の開始点になった要因とKato et al.¹¹⁾は考えている。次に述べるように、本震震源下部の領域における水の存在は、MT探査によって本震震源の下には伝導的な層が検出されていること¹²⁾からも支持される。

(2) 広帯域MT観測による比抵抗構造

Yoshimura et al.¹²⁾は、能登半島北部において4月4日から5月1日にかけて大学連合により行われた総計26地点の広帯域MT観測結果について報告している。震源断層の走向方向に平行で本震震央上を通る1測線と震源断層の走向方向に垂直な4測線においてTMモードをOgawa and Uchida⁴³⁾のインバージョンプログラムにより解析し、二次元比抵抗構造を推定した。その結果、本震震源の下にはボウル状の形をした伝導体が存在し、余震域の東端に広がるように見えること、本震震源が位置する余震の中央部と最大余震の1つが発生した北東部との間の余震のギャップがあるところに高比抵抗体が存在すること、最大余震はこの高比抵抗体の縁辺部で発生していること、という特徴が明らかとなった。Yoshimura et al.¹²⁾は、能登半島地震の震源域は火山フロントから離

れていることや Kato et al.¹¹⁾によるトモグラフィ解析との比較から、本震震源下部の伝導体は流体に富む領域を表していると解釈している。また、余震域のギャップに存在する高比抵抗体は固着しているセグメントを表している可能性を述べている。比抵抗構造と震源断層の関係の詳細については三次元での比抵抗構造解析の結果が必要ではあるが、比抵抗構造の水平方向不均質が断層面上でのすべり分布を制約している可能性を示唆している。

(3) 重力異常

Honda et al.¹⁴⁾は能登半島における既存の重力測定データをコンパイルし、能登半島の詳細な重力異常図を作成した。まとめられた重力データは金沢大学⁴⁴⁾、北陸電力(未公開)、産業技術総合研究所⁴⁵⁾、国土地理院⁴⁶⁾、西南日本重力グループ⁴⁷⁾および2005年から2006年にかけて行われた稠密測定結果⁴⁸⁾である。海域については衛星アルティメトリーと船舶による測深データを基に作成された重力データ⁴⁹⁾を用いている。既存測定点の数は約13000点になり、平均して陸域においては2平方kmに1点の割合で測定点が分布する(図1.2.5-5)。ブーゲー異常の算出には金沢大学の計算ルーチン⁴⁴⁾を用い、50mDEMを用いた地形補正⁵⁰⁾を施した。仮定密度は通常用いられる2670 kg/m³である。また、地殻浅部の密度不均質に着目するため、広域的な重力傾向面を最小二乗フィッティングにより3次曲面で近似し取り去った。

Honda et al.¹⁴⁾によって得られたブーゲー異常図を図1.2.5-6に示す。能登半島の地質学的特徴の一つは基盤岩を直接覆う第三紀以降の地層であり、それらの密度差が大きいことから、ブーゲー異常分布は近似的に基盤岩深度の分布を表している。図1.2.5-6から直線的に連続するブーゲー異常の急変帯があることが分かる。邑知平野周辺より南部では主に平野と山地の境界に急変帯が分布している。急変帯が位置するところには構造線の存在が知られており、邑知平野両縁部や砺波平野と宝達山地との境界には活断層が存在する。それに対して、邑知平野より北部では邑知平野周辺などに見られるような規模の大きな急変帯は見られない。門前と輪島とを結ぶ線の北西側のブーゲー異常は南東側に比べて小さい傾向がある。これは基盤花崗岩上面が北西側では南東側に比べて深くなっていることを示しており、基盤花崗岩中に北東-南西方向、南東側隆起の古い構造線が伏在する可能性を示唆している。

図1.2.5-7には太田・ほか²⁷⁾による地塊構造の境界線がブーゲー異常図上に引かれている。桑塚地塊(KT)と鉢伏地塊(HB)は比較的高い重力異常、猿山地塊(SY)は比較的低い重力異常により認識できるが、鉢伏地塊と宝立地塊(HR)の境界は不明瞭である。桑塚地塊は猿山地塊に比べて高重力異常を示し、基盤岩の深さについて言えば桑塚地塊のほうが浅いことになる。余震はこれらの地塊のうち、桑塚地塊と猿山地塊上に広がっている。

Honda et al.¹⁴⁾は測地学的に観測された能登半島地震による地殻の隆起や断層モデルから予想される隆起が桑塚地塊内に限られていること^{6), 9), 10), 28)}、近地強震波形データに基づくすべり量分布⁸⁾も桑塚地塊内でのすべり量が大きく、猿山地塊の浅部ではすべり量が非常に小さいことから、本震の破壊が桑塚地塊内に限定されている、すなわち地塊構造に本震の破壊が規制されたと

推測している。

謝辞

本報告では気象庁による一元化震源データおよび防災科学技術研究所 F-net Project による広帯域地震波形を用いたメカニズム解析結果を使用した。産業技術総合研究所活断層研究センターの堀川晴央博士と遠田晋次博士，栗田泰夫博士，防災科学技術研究所の青井 真博士と小澤 拓博士，東京大学地震研究所の酒井慎一准教授と加藤愛太郎博士，名古屋大学環境学研究科附属地震火山・防災研究センターの山中佳子准教授，筑波大学大学院生命環境科学研究科の八木勇治准教授，京都大学防災研究所の吉村令慧博士と福島 洋博士，北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センターの本多 亮博士には図や投稿論文のプレプリントを提供して頂いた。また，一部の図の作成には GMT⁵¹⁾を使用した。以上，記して感謝します。

参考文献

- 1) 気象庁 (2007), 災害時地震・津波速報 平成 19 年(2007 年)能登半島地震, 気象庁, 41pp.
- 2) 防災科学技術研究所 (2007), 2007/03/25 能登半島地震, 防災科学技術研究所 (<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/ното070325/>).
- 3) S. Sakai, A. Kato, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa and the group for the joint aftershock observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake (2007), Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation, submitted to *Earth Planets Space*.
- 4) 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉澤 宏・三橋 明・河野芳輝・衣笠善博 (2005), 能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成, *地学雑誌*, 114, 5, 791-810.
- 5) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2007), 2007 年能登半島地震「能登半島の地質」, 地質調査総合センター (<http://www.gsj.jp/jishin/ното/ното1.html>).
- 6) 国土地理院 (2007), 平成 19 年(2007 年)能登半島地震について, 第 173 回地震予知連絡会, 国土地理院資料 (<http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/JIS/173/image173/016-017.pdf>).
- 7) Fukushima, Y., T. Ozawa, and M. Hashimoto (2007), Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from PALSAR radar interferometry and GPS data, submitted to *Earth Planets Space*.
- 8) Horikawa, H. (2007), Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, Earthquake, submitted to *Earth Planets Space*.
- 9) Awata, Y., S. Toda, H. Kaneda, T. Azuma, H. Horikawa, M. Shishikura and T. Echigo (2007), Coastal deformation associated with the 2007 Noto Hanto earthquake, central Japan, determined by uplifted and subsided intertidal organisms, submitted to *Earth Planets Space*.

- 10) Hiramatsu, Y., K. Moriya, T. Kamiya and M. Kato (2007), Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from coseismic deformation obtained by the distribution of midlittoral and infralittoral organisms and GPS, submitted to *Earth Planets Space*.
- 11) Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa and Group for the aftershock observations of the 2007 Noto Hanto Earthquake, Three-dimensional velocity structure in the source region of the Noto hanto Earthquake in 2007 imaged by a dense seismic observation: Rift structure related to the opening of the Japan Sea, submitted to *Earth Planets Space*.
- 12) Yoshimura, R., N. Oshiman, M. Uyeshima, Y. Ogawa, M. Mishina, H. Toh, S. Sakanaka, H. Ichihara, I. Shiozaki, T. Ogawa, T. Miura, S. Koyama, Y. Fujita, K. Nishimura, Y. Takagi, M. Imai, R. Honda, S. Yabe, S. Nagaoka, M. Tada and T. Mogi (2007), Preliminary results of urgent magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (M6.9), central Japan, submitted to *Earth Planets Space*.
- 13) 太田陽子・平川一臣 (1979), 能登半島海成段丘とその変形, 地理学評論, 52, 169-188.
- 14) Honda, R., Y. Hiramatsu, Y. Kono, and H. Katagawa (2007), Gravity anomalies and the geologic block structures in and around the aftershock area of the 2007 Noto Hanto Earthquake, accepted, *Earth Planets Space*.
- 15) Ito, K. and H. Wada (2002), Observation of microearthquakes in the Atotsugawa fault region, central Honshu, Japan: --Seismicity in the creeping section of the fault, Seismic Process Monitoring, Ogasawara, H., T. Yanagidani and M. Ando, (ed.), A.A. Balkema Publishers, Lisse, Netherland, 229-243.
- 16) 平松良浩・河野芳輝・山崎晴雄・片川秀基 (2007), 邑知潟断層帯の隆起山地における微小地震活動, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会講演予稿集, S144-P009.
- 17) 平松良浩・和田博夫 (2007), 能登半島南部で発生した 2006 年 M3.8 の地震は眉丈山断層帯の深部延長上で発生したのか?, 地震, 第 2 輯, 印刷中.
- 18) 平松良浩 (2007), 平成 19 年能登半島地震:地震活動とメカニズム, 地球科学, 61, 243-253.
- 19) Toda, S. (2007), Coulomb stresses imparted by the 25 March 2007 Mw=6.6 Noto-Hanto, Japan, earthquake explain its butterfly distribution of aftershocks and suggest a heightened seismic hazard, submitted to *Earth Planets Space*.
- 20) 東京大学地震研究所 (2007), 2007 年能登半島地震の初期破壊過程について, 第 172 回地震予知連絡会, 東京大学地震研究所資料
(<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/noto20070325/yochiren/coco5.html>).
- 21) 福山英一・石田瑞穂・D.S. Dreger・川井啓廉 (1998) オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震, 第 2 輯, 51, 149-156.
- 22) 国土地理院 (2007), 平成 19 年(2007 年)能登半島地震に伴う地殻変動 (第 2 報), 国土地

- 理院(<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007/0328.htm>).
- 23) 守屋和佳・神谷隆宏・加藤道雄・山本真也・菅谷勝則・平松良浩・石渡明 (2007), 潮間帯および潮下帯生物の海面比高分布に基づく能登半島地震に伴う地殻隆起量の推定, *日本地球惑星科学連合2007年大会講演予稿集*, Z255-P023.
 - 24) 国土地理院 (2007), 平成19年(2007年)能登半島地震に伴う水準測量結果(速報値)について -地震による大きな地殻変動を把握-, 国土地理院 (<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2007/0711.htm>).
 - 25) 活断層研究会 (1991), 「新編 日本の活断層-分布と資料-」, 東京大学出版会, 437pp.
 - 26) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2005), 20万分の1日本シームレス地質図データベース 2005年12月8日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
 - 27) 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1976), 能登半島の活断層, *第四紀研究*, 15, 109-128.
 - 28) 宇宙航空研究開発機構 (2007), 平成19年(2007年)能登半島地震に関する 陸域観測技術衛星「だいち」による観測の結果について, 宇宙航空研究開発機構 (http://www.jaxa.jp/press/2007/04/20070412_daichi_j.html).
 - 29) 気象庁 (2007), 「平成19年(2007年)能登半島地震」の震源過程と余震分布, 「平成19年(2007年)能登半島地震」の特集, 気象庁 (http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2007_03_25_noto/shingen_katei.pdf).
 - 30) 八木勇治 (2007), 2007年3月25日能登半島沖の地震, 筑波大学大学院生命環境科学研究科八木研究室 (http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press_HP/yagi/EQ/20070325/).
 - 31) 山中佳子・中道治久・大久保慎人・藤井巖・奥田隆 (2007), 2007年能登半島地震余震空白域の謎にせまる - 波形解析によるすべり分布/強震計と広帯域地震計の同時観測 -, *日本地球惑星科学連合2007年大会講演予稿集*, Z255-P013.
 - 32) 鮎野義夫・三浦 静・藤井昭二 (1992), 北陸の丘陵と平野, *アーバンクボタ*, No. 31, 64 pp.
 - 33) 須藤洋和・北口善啓・山本和弘・河野芳輝 (2004) 能登半島南部の重力異常と基盤構造 重力異常と活断層, 地震活動との関係, *地震*, 第2輯, 58, 363-377.
 - 34) 青井 真・関口春子 (2007), 近地地震動記録による能登半島地震の震源インバージョン(暫定版), 防災科学技術研究所 (<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/k-net/topics/noto070325/>).
 - 35) Mikumo, T., H. Wada, M. Koizumi (1988), Seismotectonics of the Hida region, central Honshu, Japan, *Tectonophysics*, 147, 95-119.
 - 36) Hirata, N. and M. Matsu ura (1987), Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 50-61.
 - 37) Zhang, H. and C.H. Thurber (2003), Double-difference tomography: The method and its

- application to the Hayward fault, California, *Bul. Seismol. Soc. Am.*, 93, 1875-1889.
- 38) 東京大学地震研究所 (2007), 震源域周辺の地質学的背景, 東京大学地震研究所 (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/noto20070325/20070325satow2.html>).
 - 39) 東京大学地震研究所 (2007), 2007年能登半島地震震源域の地震波速度構造, 第173回地震予知連絡会資料, 地震予知連絡会 (<http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/JIS/173/image173/012-013.pdf>).
 - 40) Carmichael, R.S. (1982), Handbook of physical properties of rocks, edited by R.S. Carmichael, CRC press.
 - 41) Okamura, Y., M. Watanabe, R. Morijiri and M. Satoh (1995), Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea, *The Island Arc*, 4, 166-181.
 - 42) Takei, Y. (2002), Effect of pore geometry on VP/VS: From equilibrium geometry to crack, *J. Geophys. Res.*, No. B2, 10.1029/2001JB000522.
 - 43) Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996), A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, 126, 69-76.
 - 44) 河野芳輝・古瀬慶博 (1989), 10万分の1日本列島重力異常図, 東京大学出版会, pp 87.
 - 45) 地質調査所 (編) (2000), 日本重力 CD-ROM, 数値地質図 P-2, 地質調査所.
 - 46) 国土地理院 (2002), 重力データ検索, 国土地理院 (http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/grv_search/gravity.pl).
 - 47) The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001), Gravity Measurements and Database in Southwest Japan, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), *Bull. Nagoya University Museum, Special Rept.*, No. 9.
 - 48) 河野芳輝・本多 亮・浜田昌明 (2006), 能登半島中部の重力異常. *日本地震学会 2006年度秋季大会予稿集*, D58.
 - 49) Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell, Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science*, 277, 1957-1962, 1997.
 - 50) 本多 亮・河野芳輝 (2005), 日本列島周辺の海陸統合50Mメッシュ地形データの作成とそれを用いた海陸重力地形補正, *測地学会誌*, 51, 33-44.
 - 51) Wessel, P. and W.H.F. Smith (1998), New improved version of the Generic Mapping Tools Released, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 79, 579.

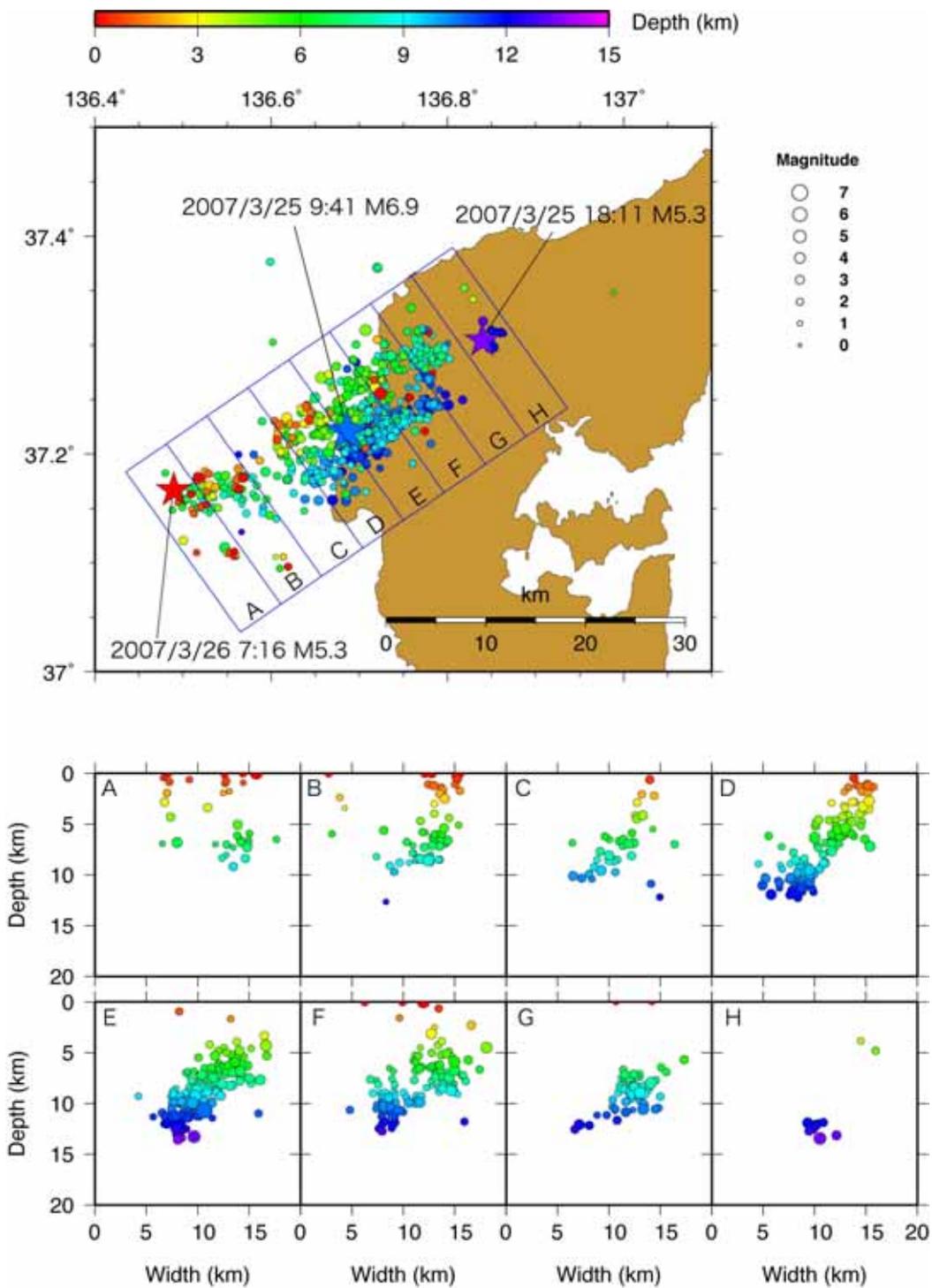


図 1.2.1-1

気象庁一元化震源データによる本震後1日間の余震分布(平面図と鉛直断面図)。平面図上の星印は本震と最大余震の震央位置を表す。

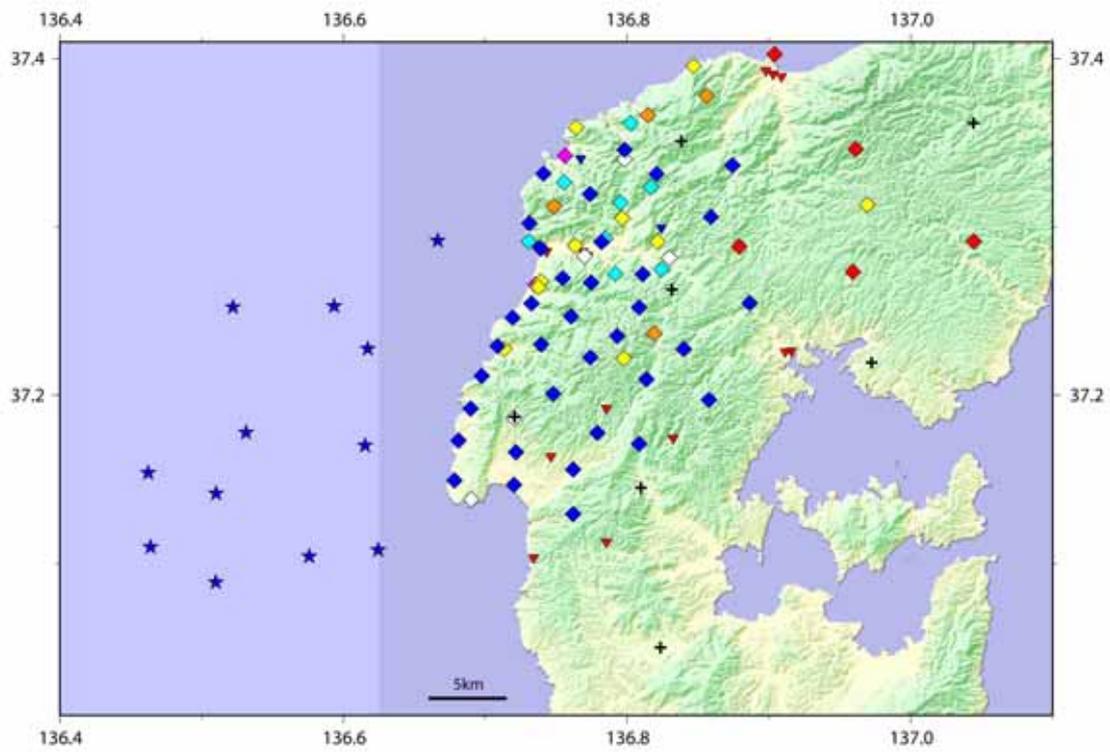


図 1.2.1-2

2007 年能登半島地震合同余震観測グループによる地震観測点（菱形，星印）と定常観測点（十字印）の分布³⁾。

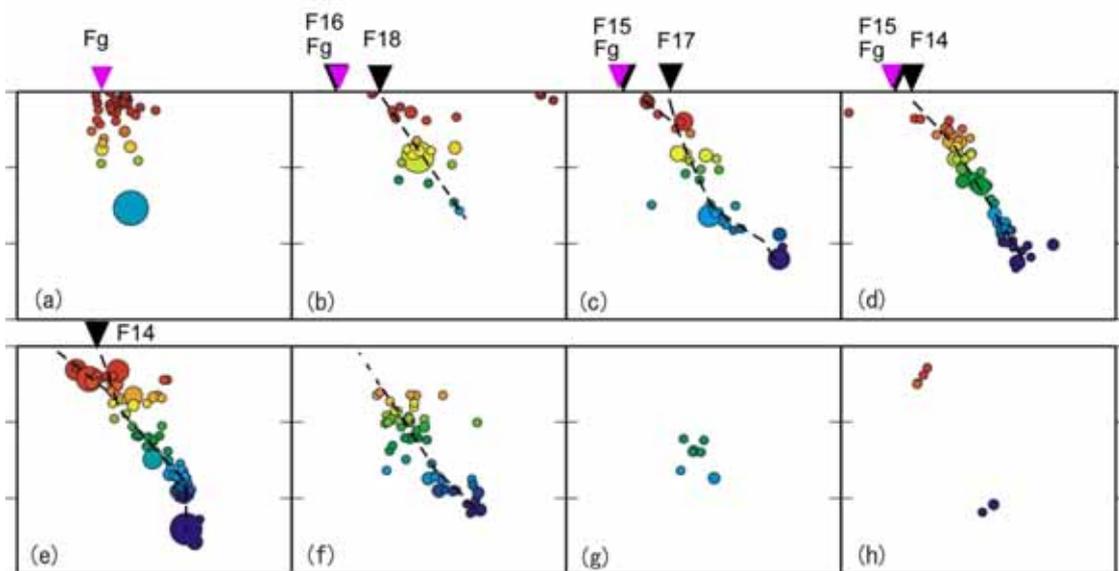
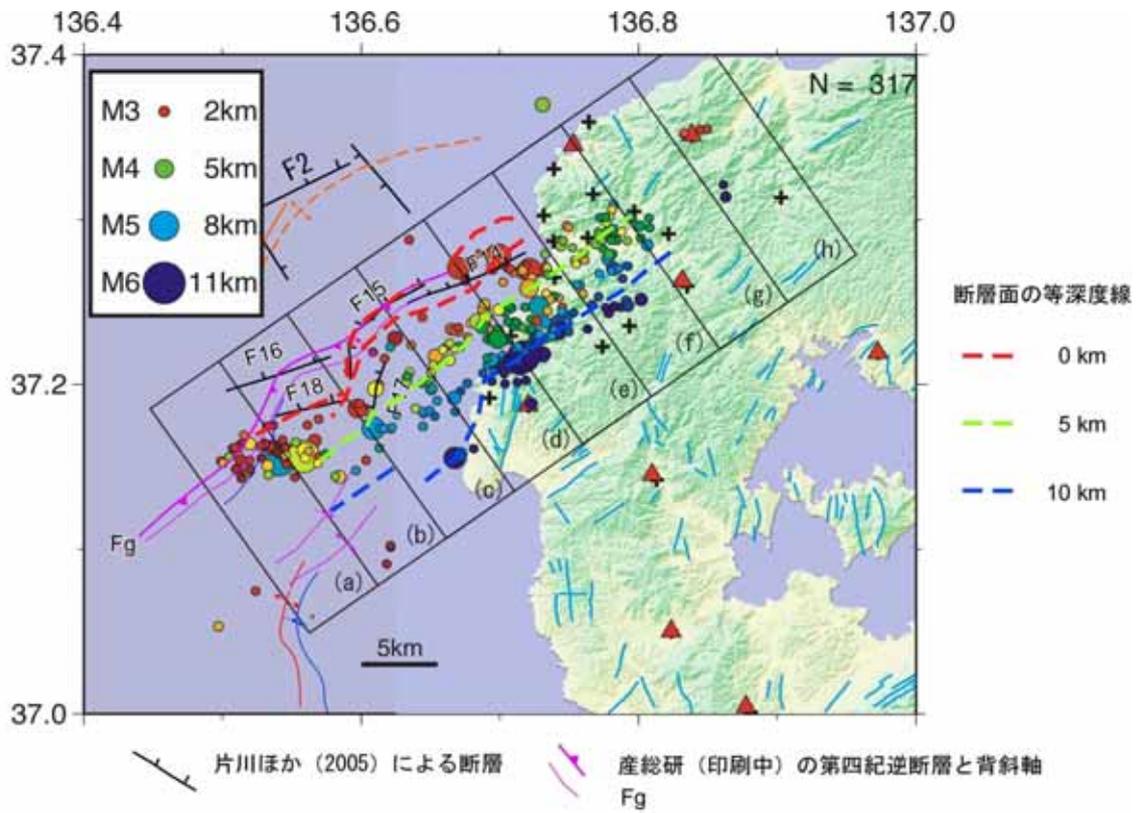


図2 南西方向から見た緊急震源 (2007/3/25 22:40 - 3/29 10:50) と活構造の断面図

図 1.2.1-3

余震分布と震源域周辺の活構造との関係³⁾。

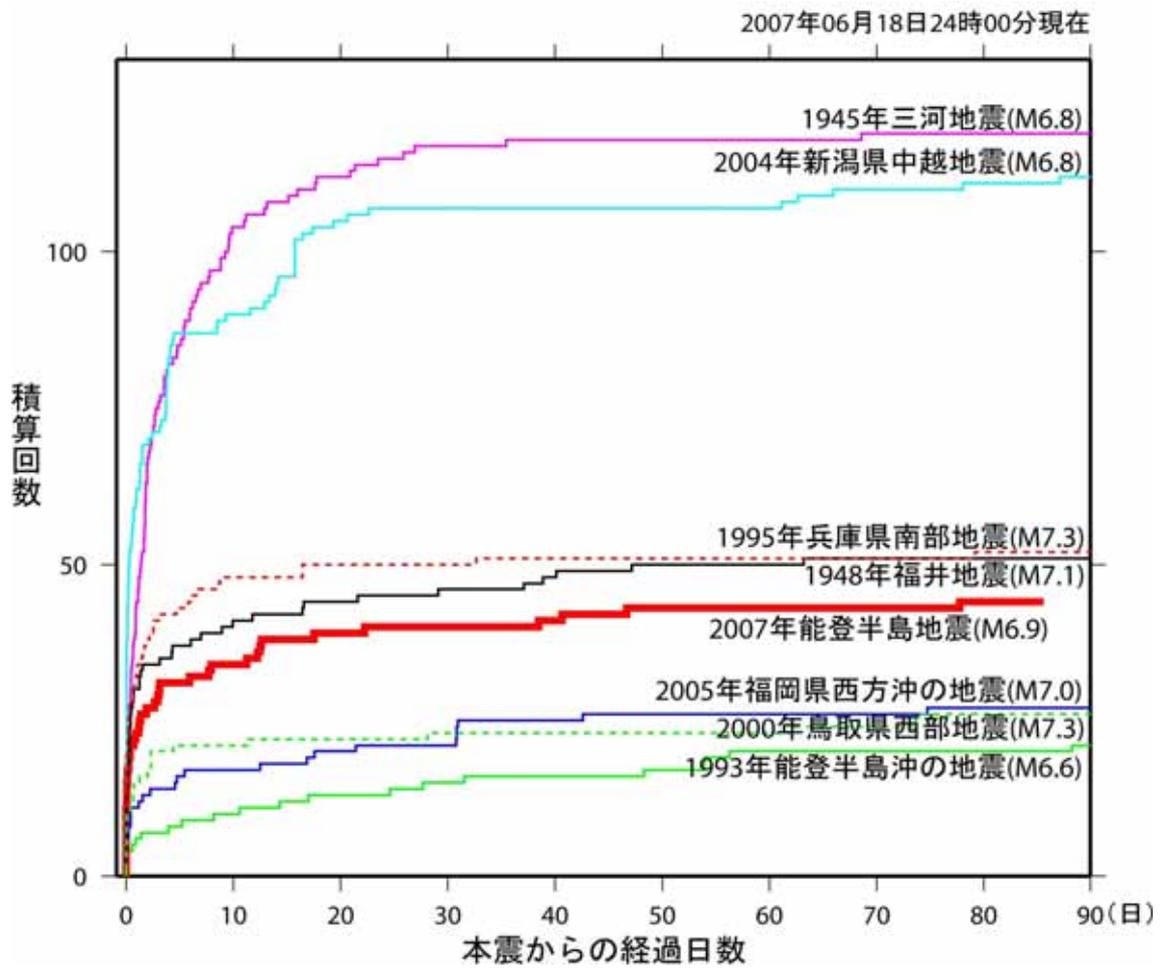


図 1.2.1-4

マグニチュード(M)4以上の余震の積算回数の時間変化の比較¹⁾。

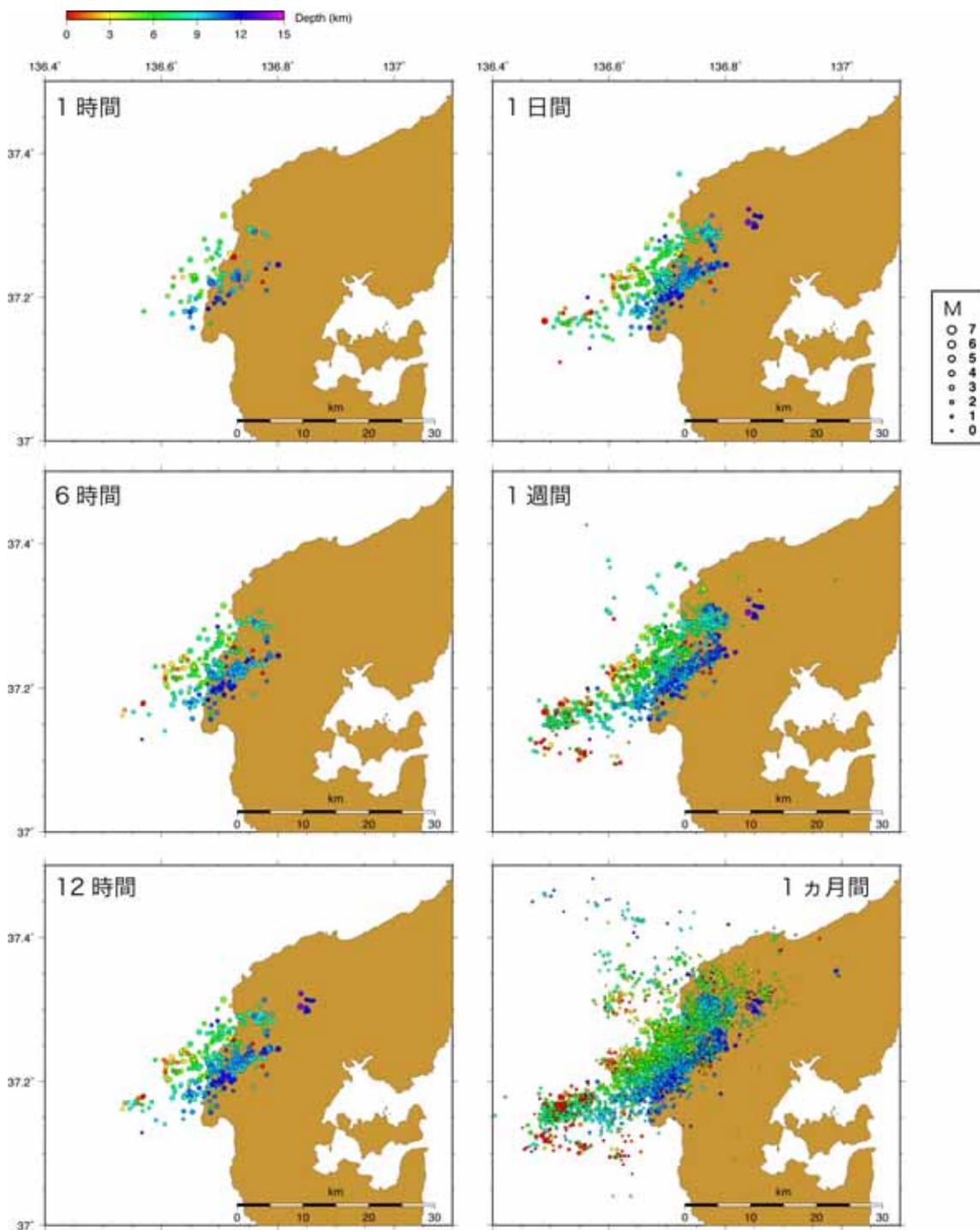


図 1.2.1-5
気象庁一元化震源データによる余震分布の時間変化 .

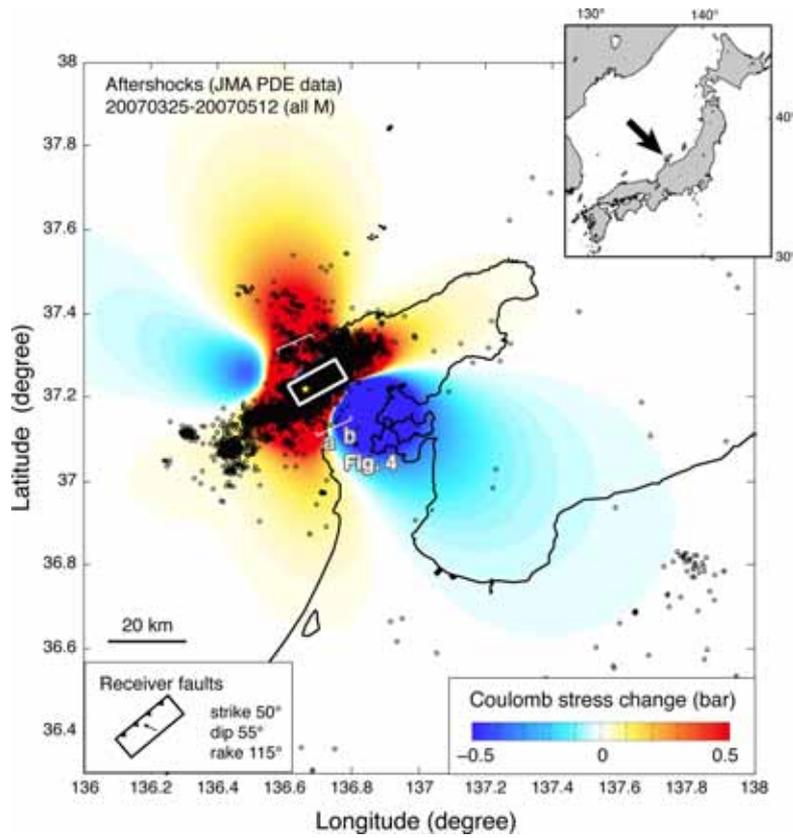


図 1.2.1-6
能登半島地震による静的
応力変化(クーロン応力変
化)と余震分布¹⁹⁾。

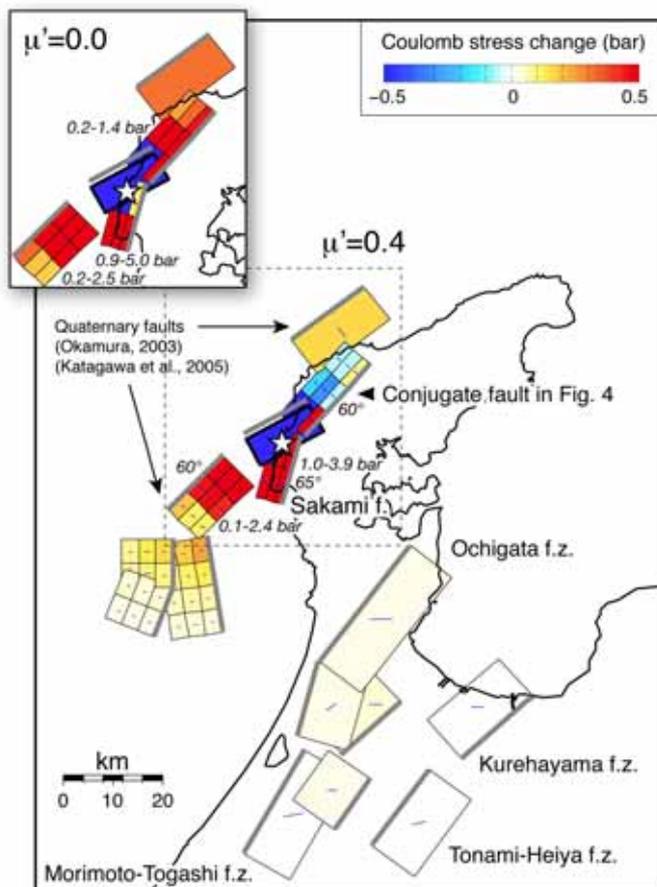


図 1.2.1-7
能登半島周辺の活断層(帯)
における能登半島地震による静的
応力変化(クーロン応力変化)¹⁹⁾。

	断層面解1			断層面解2		
	走 向	傾 斜	すべり角	走 向	傾 斜	すべり角
	(度)	(度)	(度)	(度)	(度)	(度)
気象庁	53	50	140	171	60	48
防災科学技術研究所	58	66	132	173	48	34
USGS	58	60	117	193	40	52
Harvard 大学	64	45	124	182	55	61

表 1.2.2-1

各機関によって報告されているモーメントテンソル解の best double couple パラメータ . USGS のモーメントテンソル解は <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/> による . Harvard 大学のモーメントテンソル解は <http://www.globalcmt.org/> による .

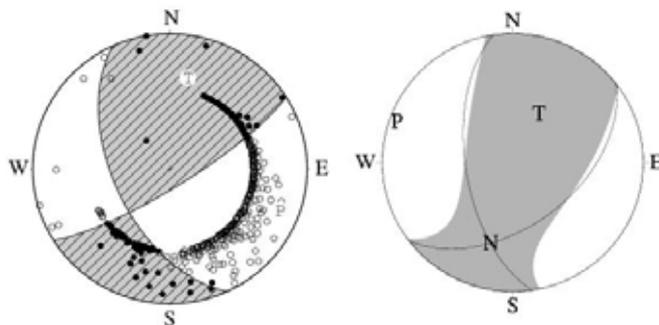


図 1.2.2-1

気象庁による能登半島地震のP波初動解(左)とモーメントテンソル解(右)(下半球投影)¹⁾ .

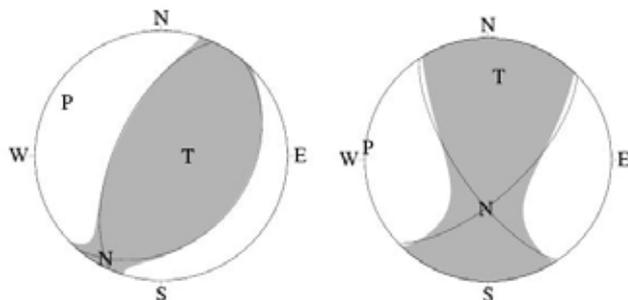


図 1.2.2-2

気象庁による能登半島地震の最大余震のモーメントテンソル解(下半球投影)¹⁾ . (左)2007年3月25日18時11分の地震 , (右)2007年3月26日7時16分の地震 .

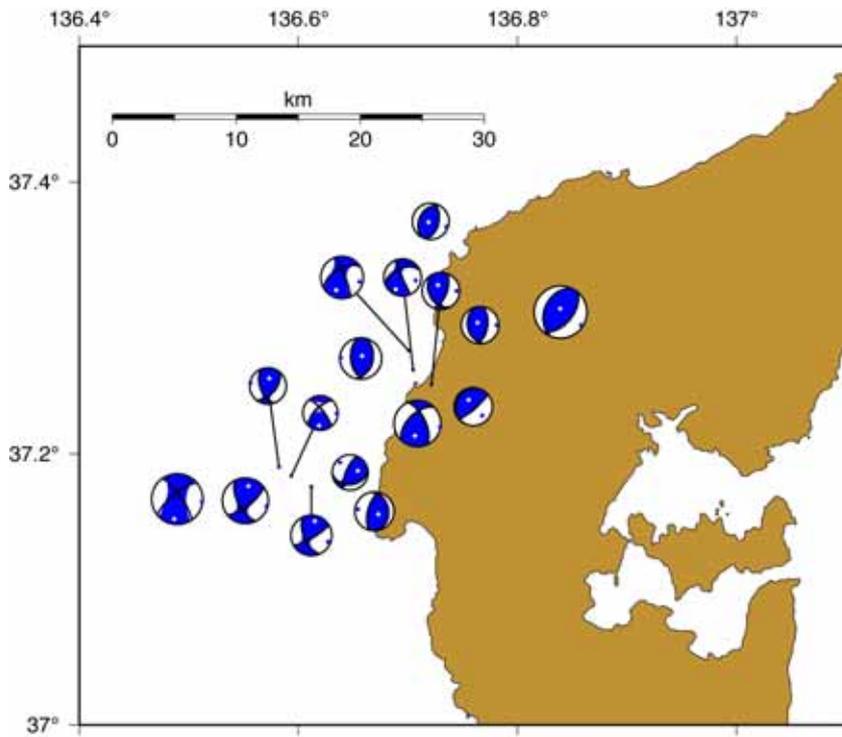


図 1.2.2-3 F-net データ²¹⁾による能登半島地震の余震(3月25日~3月31日)のモーメントテンソル解(品質 85 以上, 下半球投影)の分布¹⁸⁾.

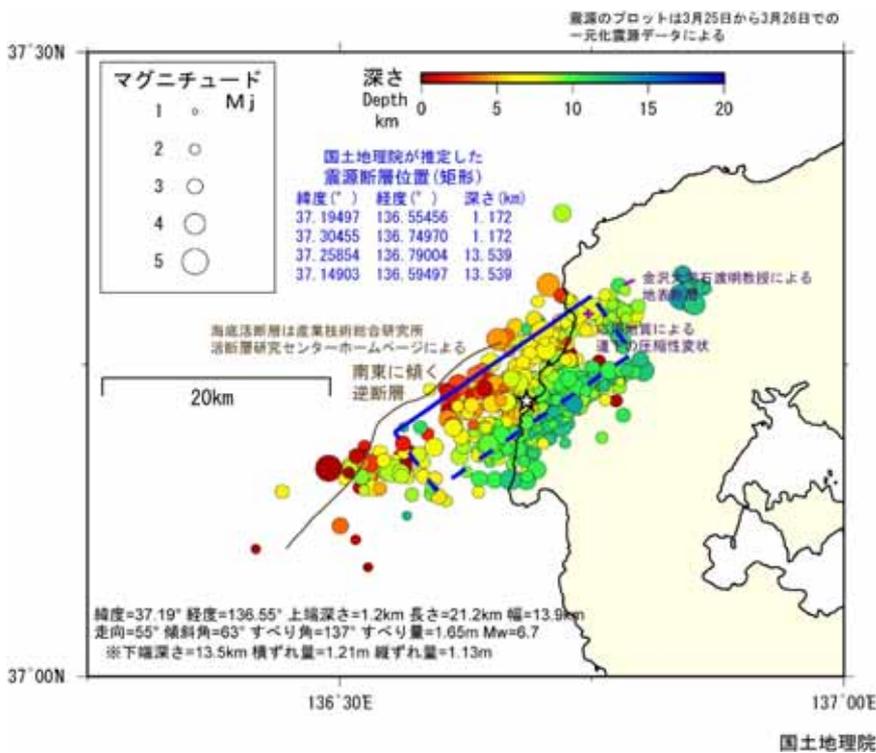


図 1.2.3-1

GEONET で観測された地殻変動データから推定された断層モデルと気象庁による余震分布と海底の活断層との比較²²⁾.

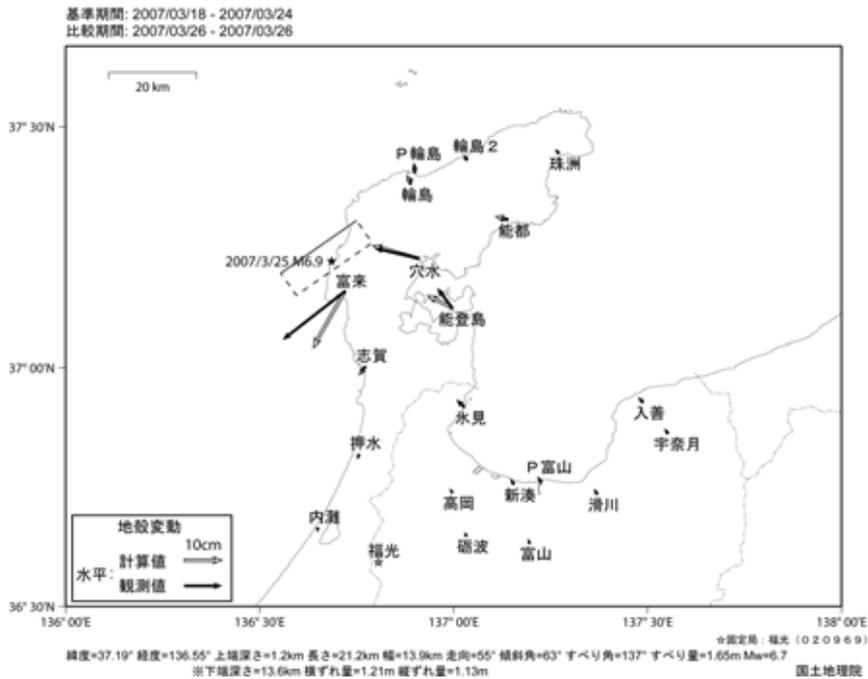


図 1.2.3-2

GEONET で観測された水平方向の地殻変動（黒矢印）と断層モデルによる計算値（白矢印）との比較²²⁾。

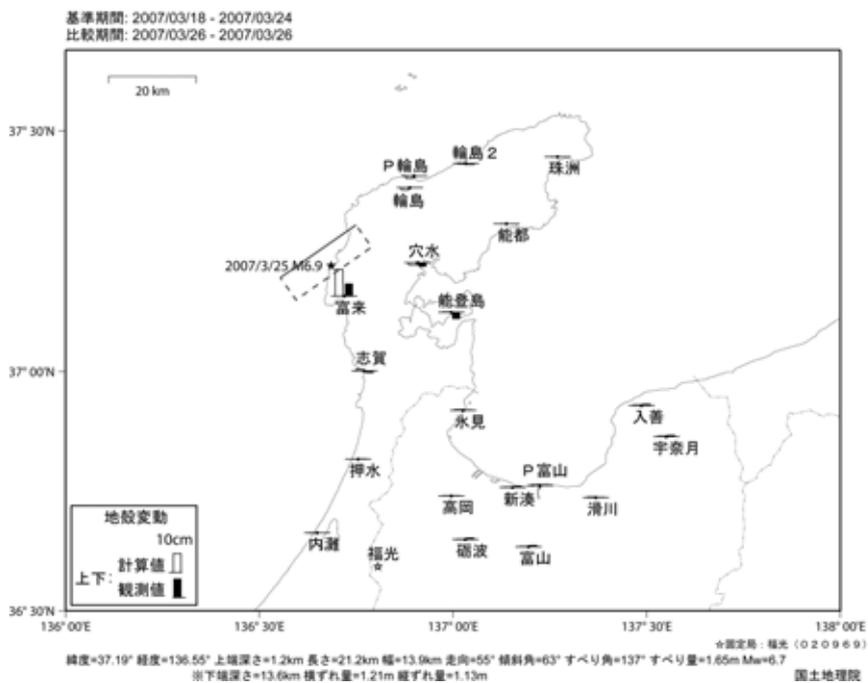


図 1.2.3-3

GEONET で観測された上下方向の地殻変動（黒矢印）と断層モデルによる計算値（白矢印）との比較²²⁾。

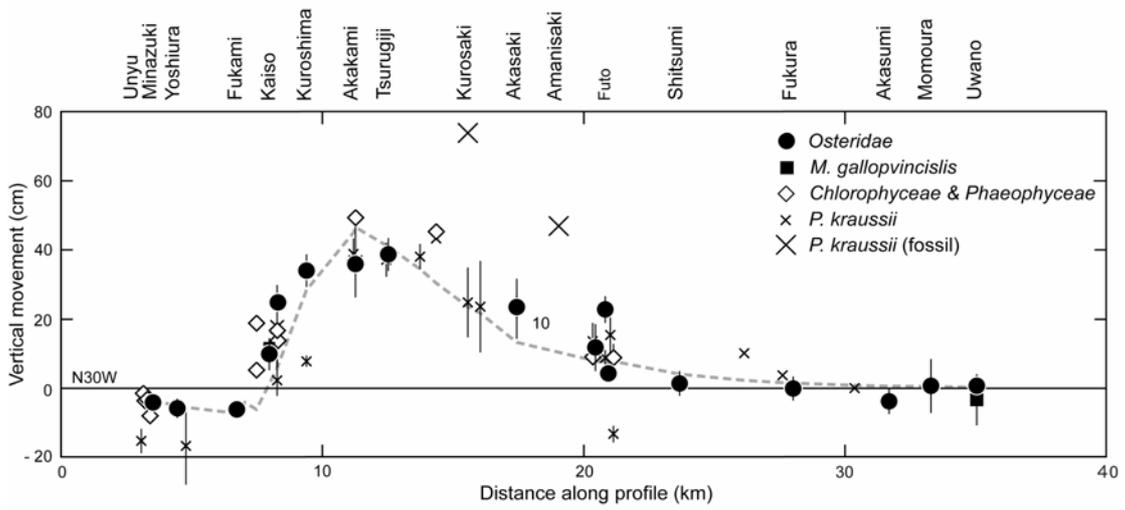


図 1.2.3-4

N30° W 方向の測線上に投影した上下変位量（海岸隆起量）⁹⁾。破線は図 1.2.3-5 に示す断層モデルによる計算値を投影したものである。

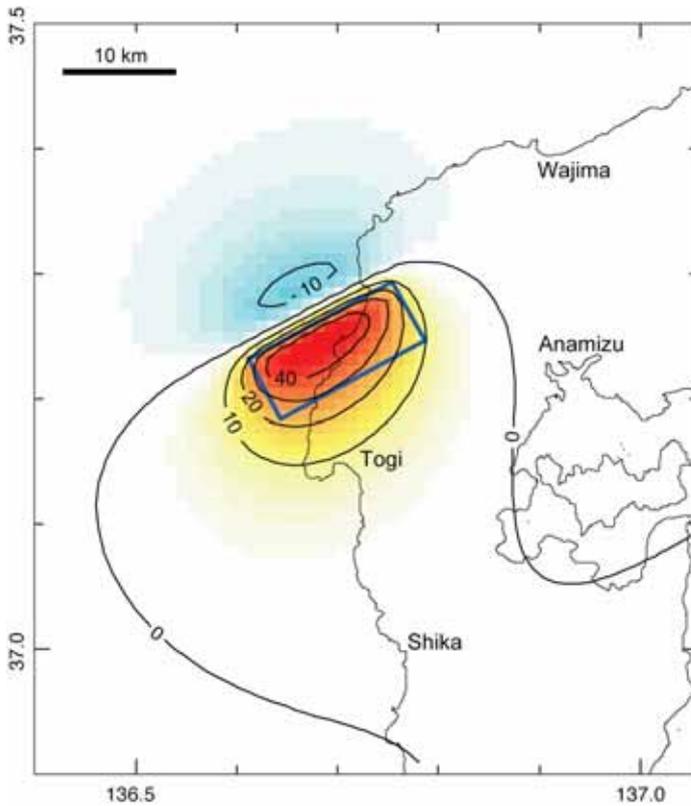


図1.2.3-5

図1.2.3-4のデータから推定された断層モデルによる上下変位量⁹⁾。青線は断層端の地表投影位置を示す。コンター間隔は10cmである。

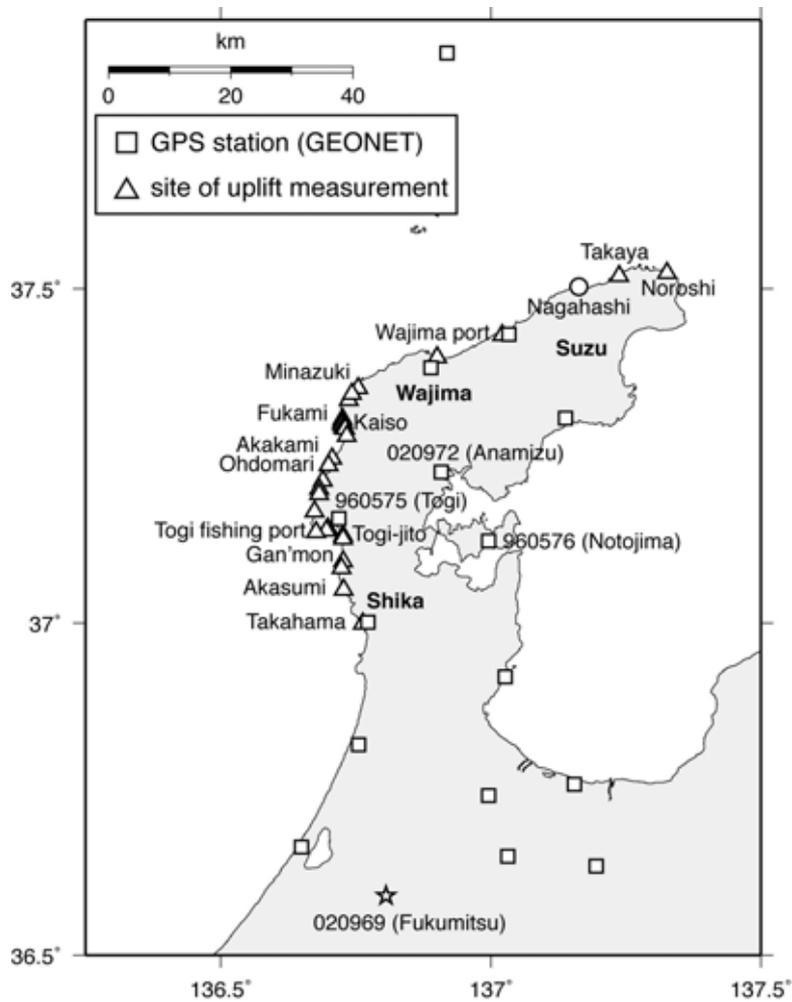


図1.2.3-6

金沢大学による海岸隆起調査地点(三角)と断層モデル推定の際に用いた GEONET 観測点(四角). 丸印は潮位の基準点である珠洲市長橋町の潮位計の位置を示す¹⁰⁾.

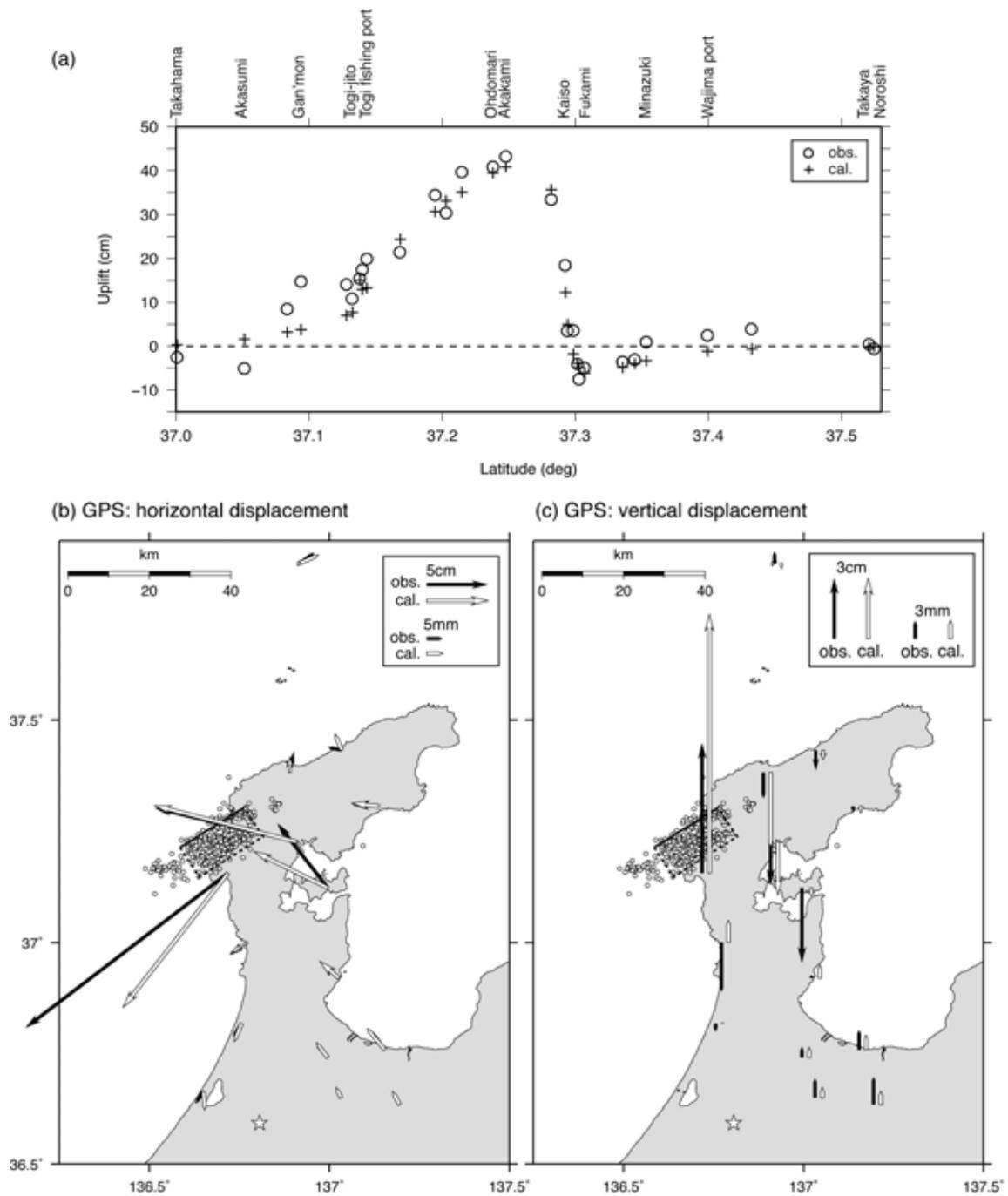


図 1.2.3-7

観測された地殻変動と断層モデルによる計算値との比較¹⁰⁾。(a) 海岸隆起量 (丸印: 観測値, +印: 計算値), (b) 水平方向の地殻変動 (黒矢印: 観測値, 白矢印: 計算値), (c) 上下方向の地殻変動 (黒矢印: 観測値, 白矢印: 計算値)。

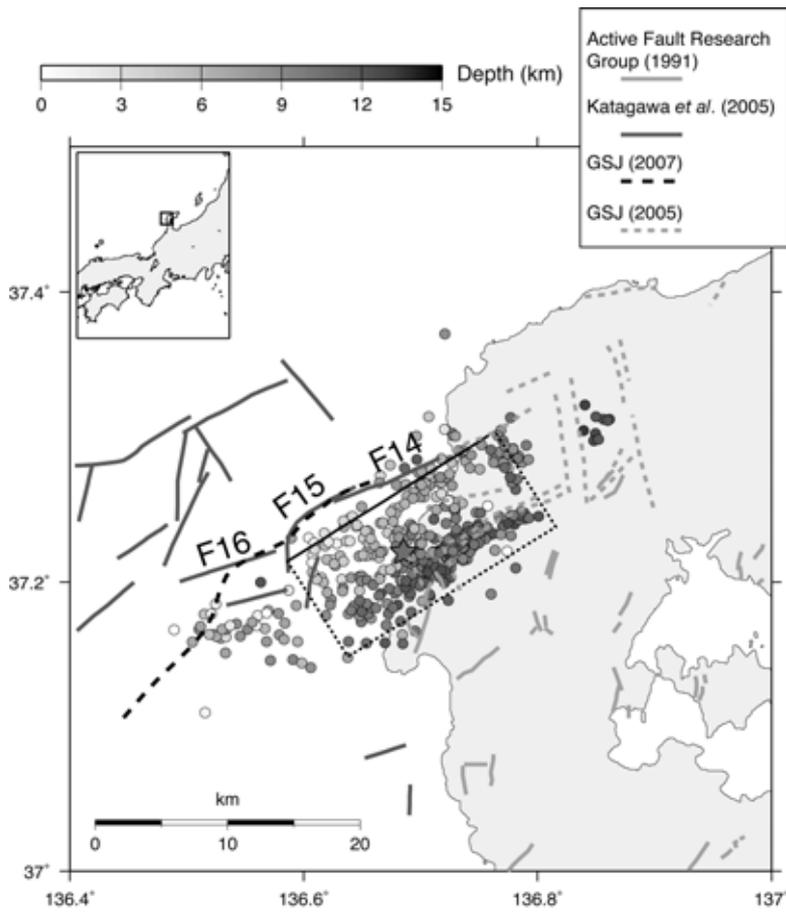


図 1.2.3-8
 金沢大学によって推定された断層モデルの位置と余震，活断層^{4),5),25)}，地質断層²⁶⁾の分布との比較¹⁰⁾。

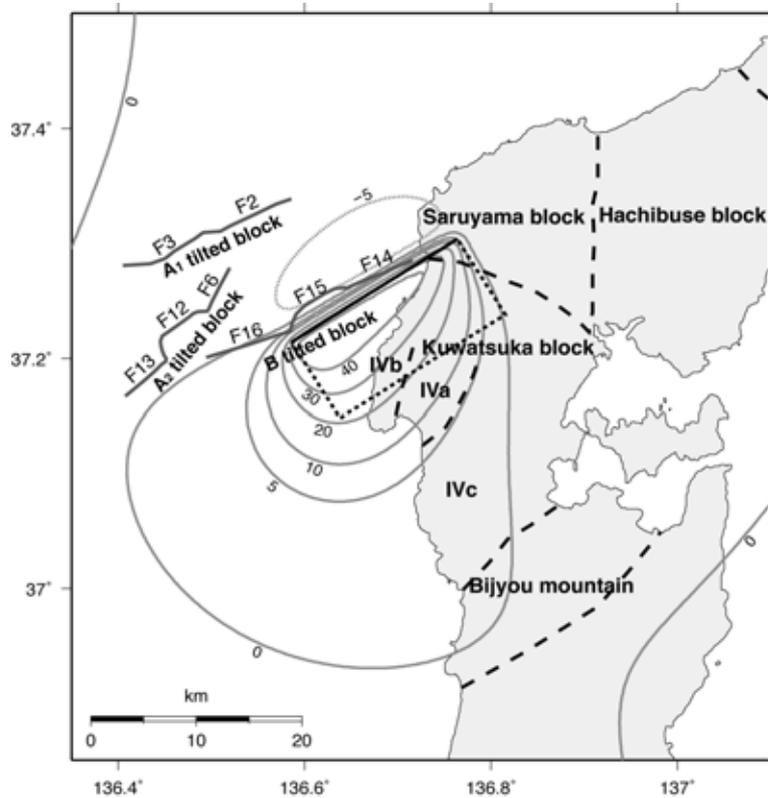


図 1.2.3-9
 金沢大学による断層モデルから計算された隆起量分布と地塊構造¹⁰⁾。

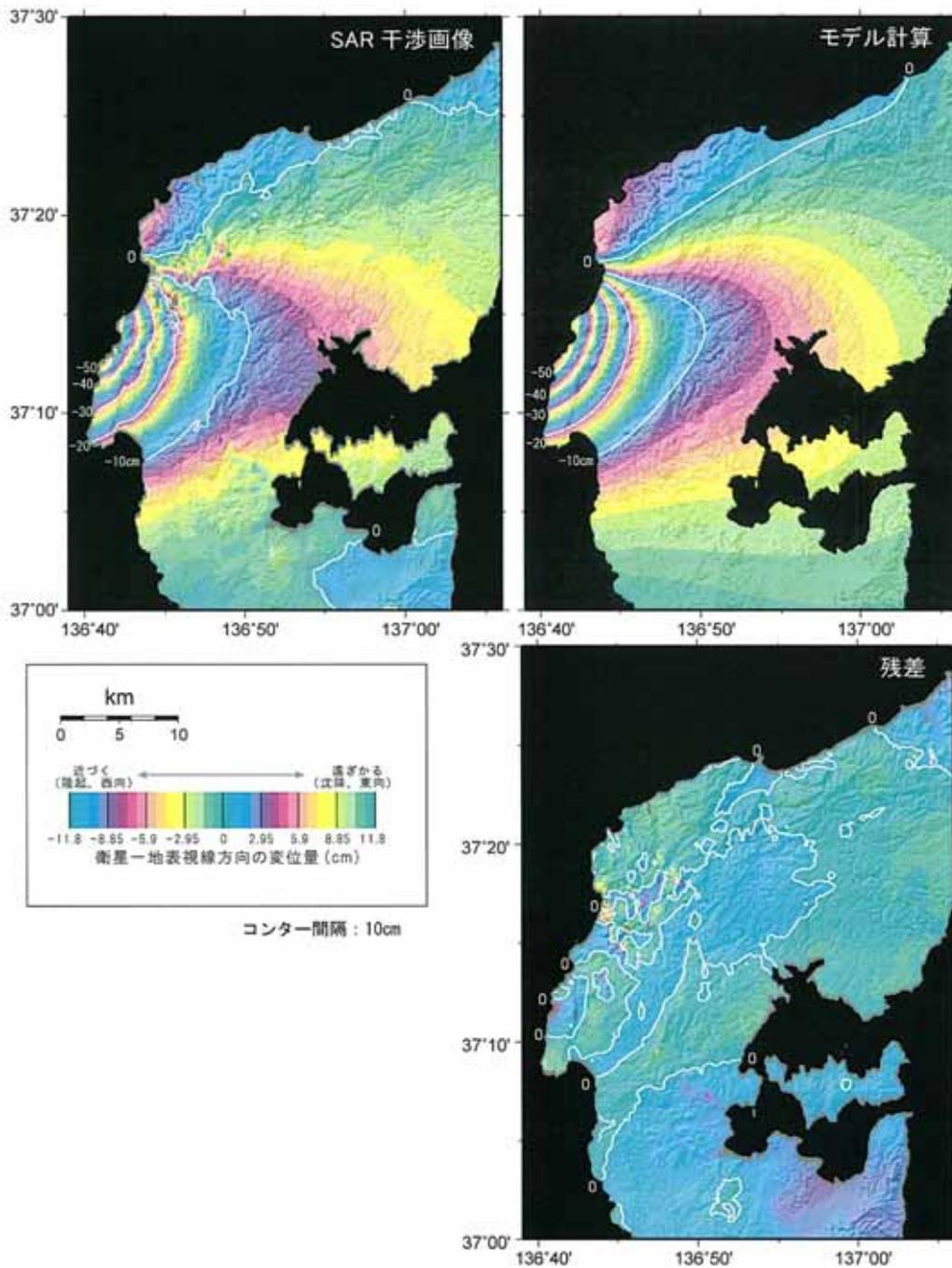


図 1.2.3-10

「だいち」合成開口レーダー (PALSAR) データを用いた干渉合成開口レーダー (SAR) の解析による地殻変動分布図⁶⁾。

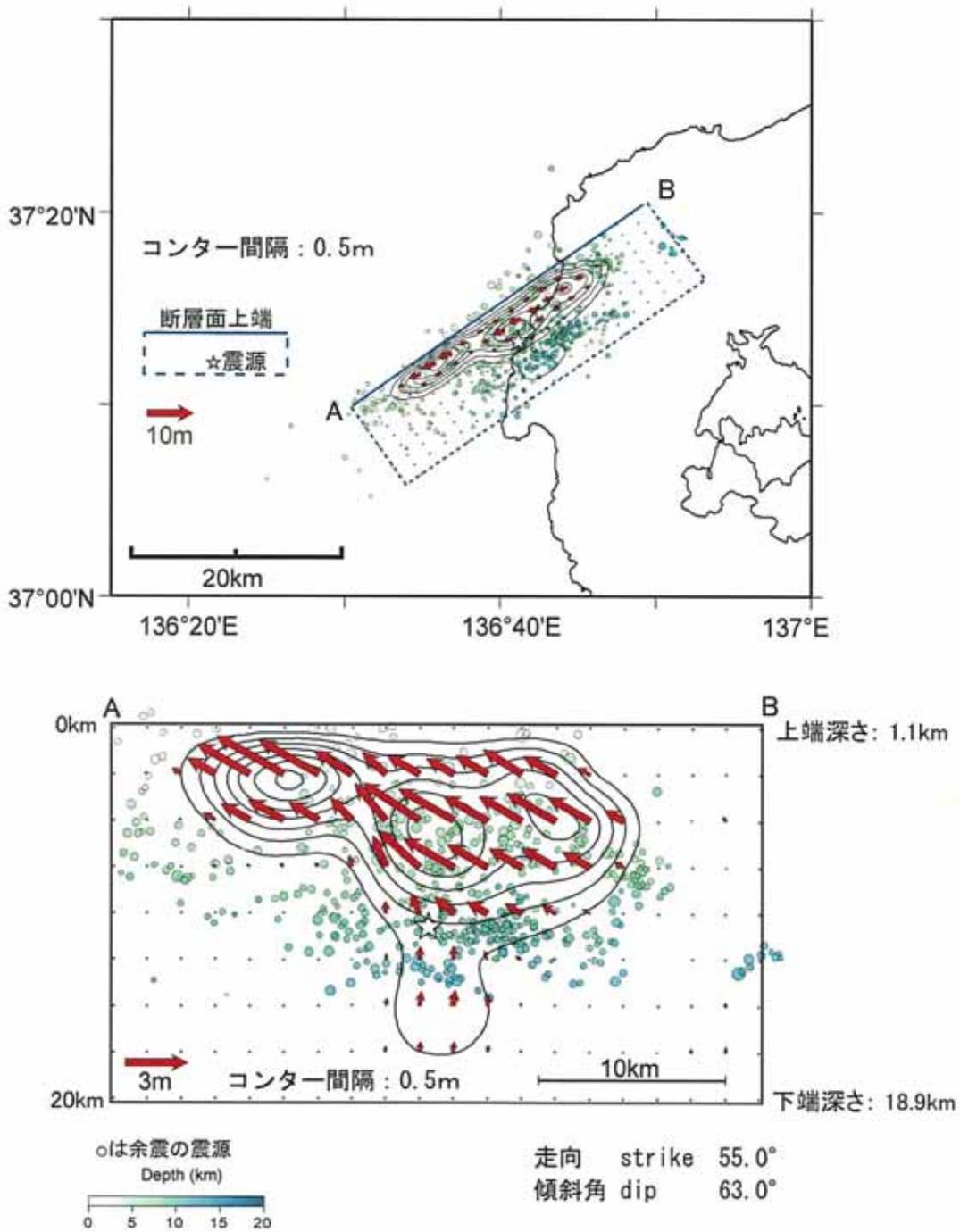


図 1.2.3-11

干渉合成開口レーダー (SAR) の解析から推定された震源断層面上のすべり分布 (暫定)⁶⁾ .



図 1.2.3-12

国土地理院による水準測量路線図²⁴⁾。

水準測量(高精度三次元測量)変動図(輪島地区)

自) 石川県輪島市

至) 石川県羽咋市

資料 2-1

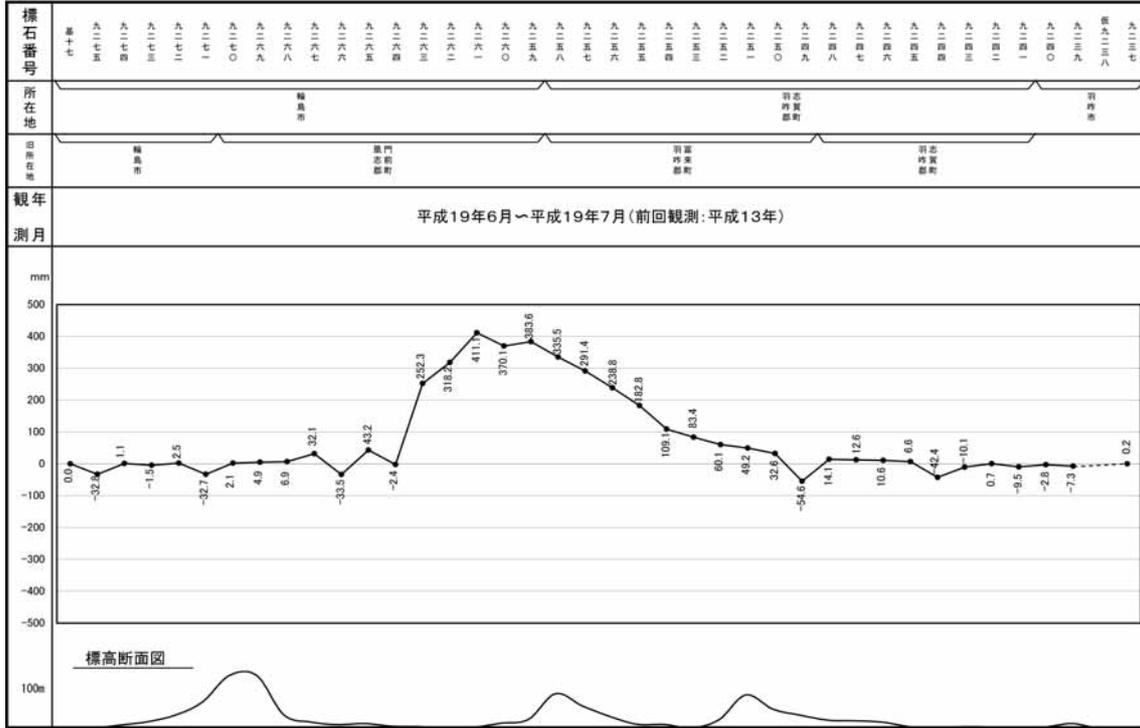


図 1.2.3-13

国土地理院による水準測量変動図(輪島地区)²⁴⁾。

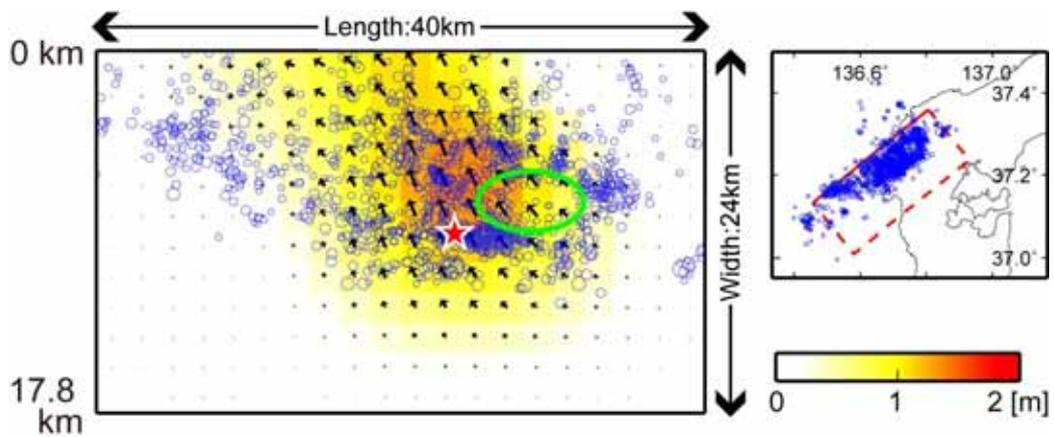


図1.2.3-14

干渉合成開口レーダー (SAR) の解析から推定されたすべり分布⁷⁾。(左) 断層面上のすべり分布。青丸印は、余震の震源を断層面に投影した位置を示す。(右)断層すべりを推定した領域(赤破線)。青丸は余震の震央。

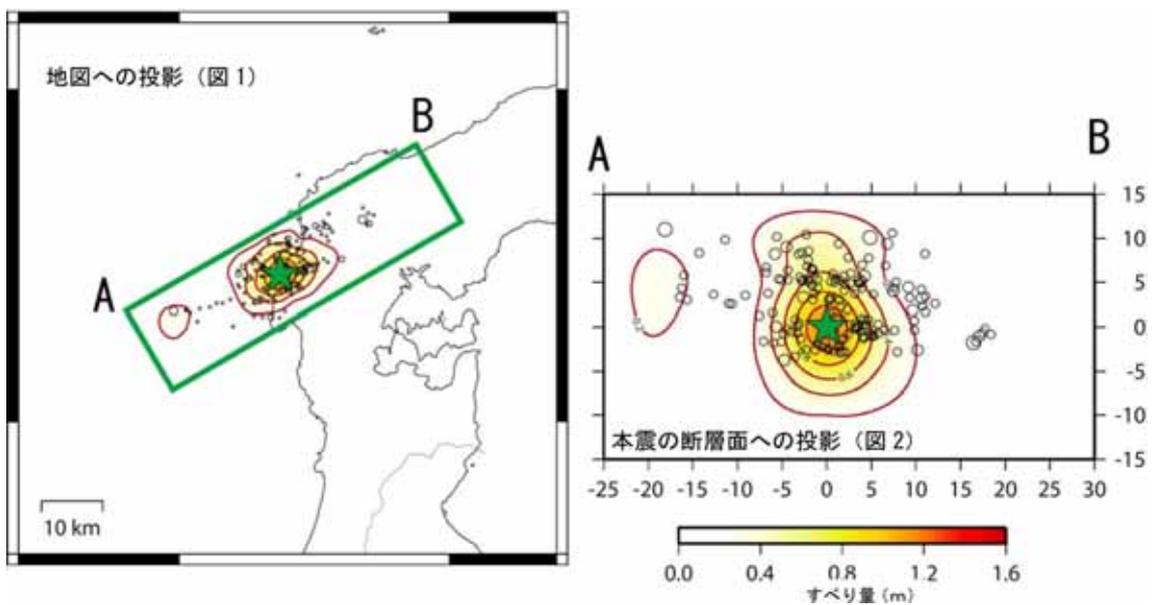


図 1.2.4-1

気象庁による遠地実体波の解析から推定されたすべり分布²⁹⁾。地図への投影(図1)と本震震源位置の断層面への投影(図2)。



図 1.2.4-2

八木による遠地実体波の解析に使用された観測点の分布³⁰⁾.

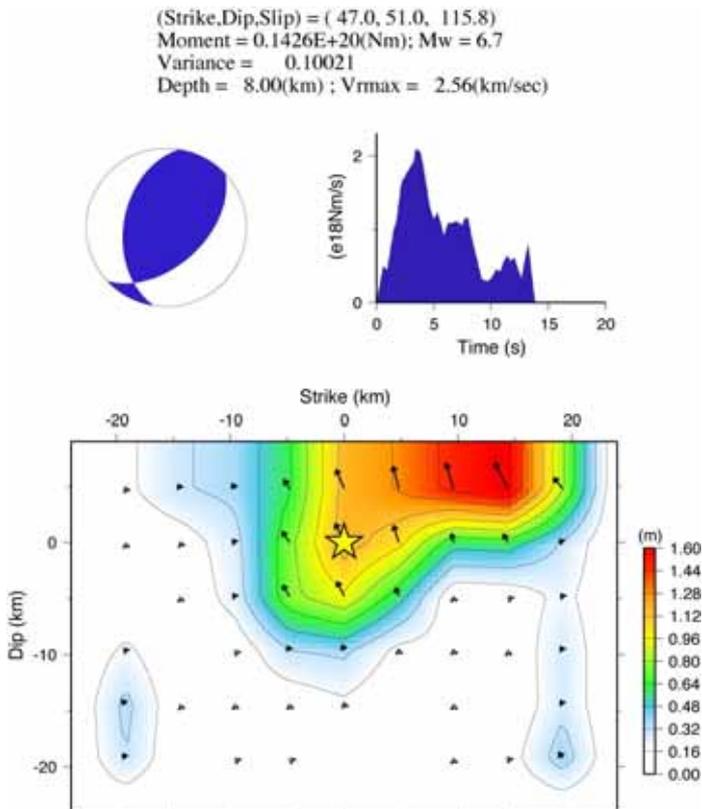


図 1.2.4-3

八木による遠地実体波の解析から推定されたメカニズム解，モーメント解放率の時刻歴および断層面上のすべり分布³⁰⁾.

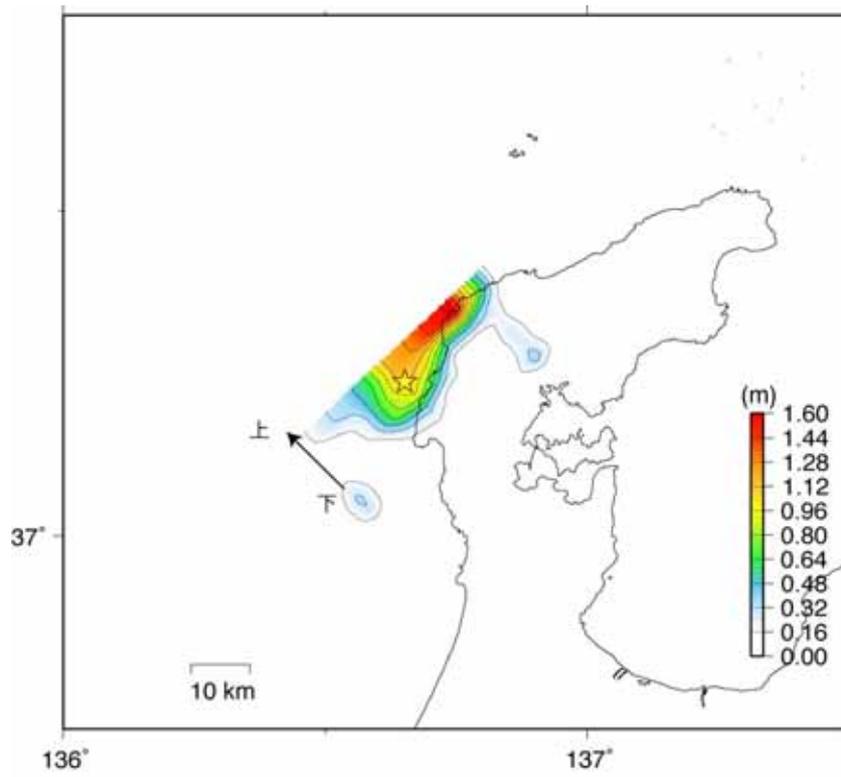


図 1.2.4-4

地表に投影されたすべり分布³⁰⁾。星印は本震の震央を示す。

NOTO 07/03/25
 MO = 0.209E+20 NM MW = 6.81
 H = 6.0KM VAR. = 0.2817

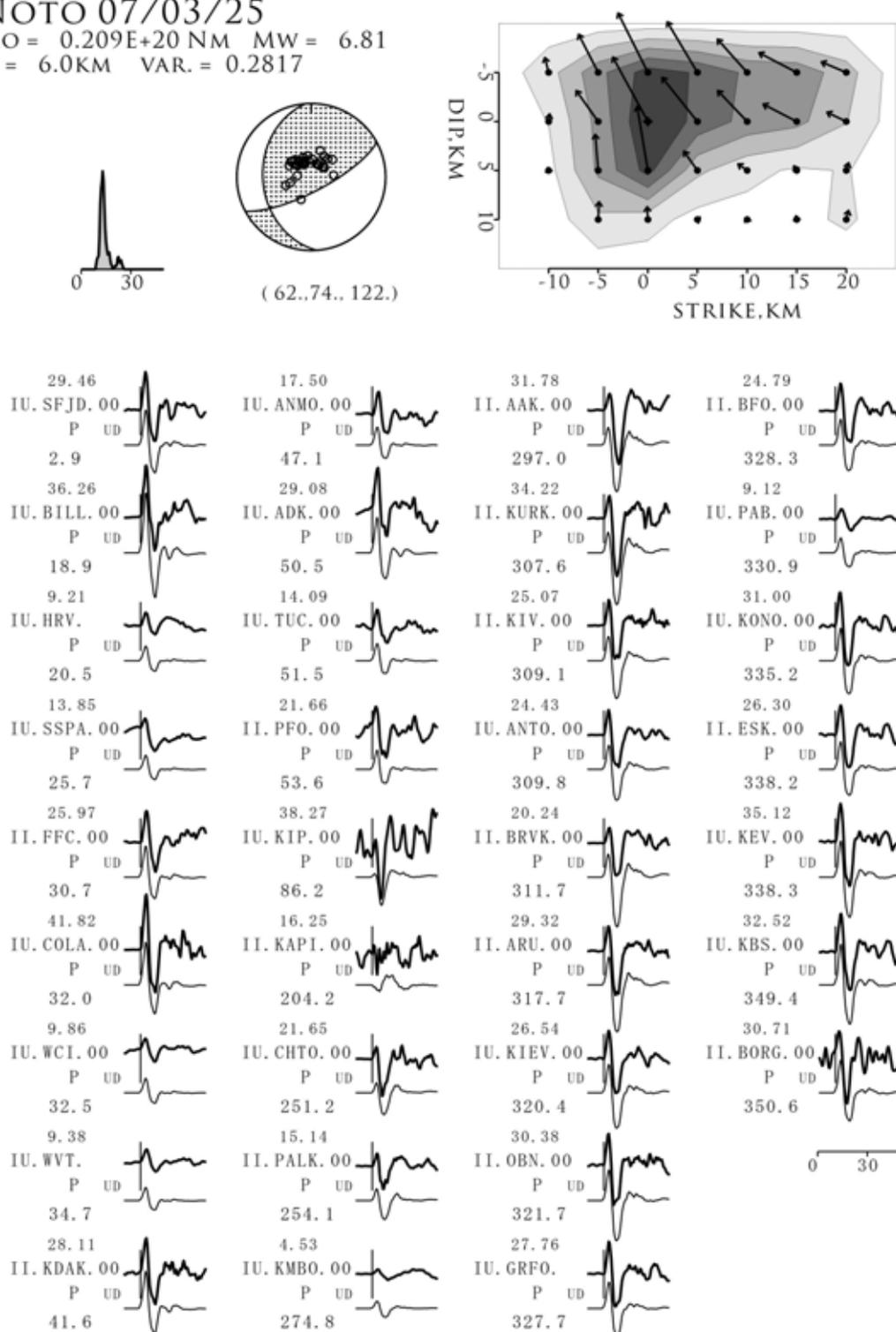


図 1.2.4-5

山中・ほかによる遠地実体波の解析から推定されたモーメント解放率の時刻歴，メカニズム解，断層面上のすべり分布および観測波形と理論波形の比較³¹⁾。

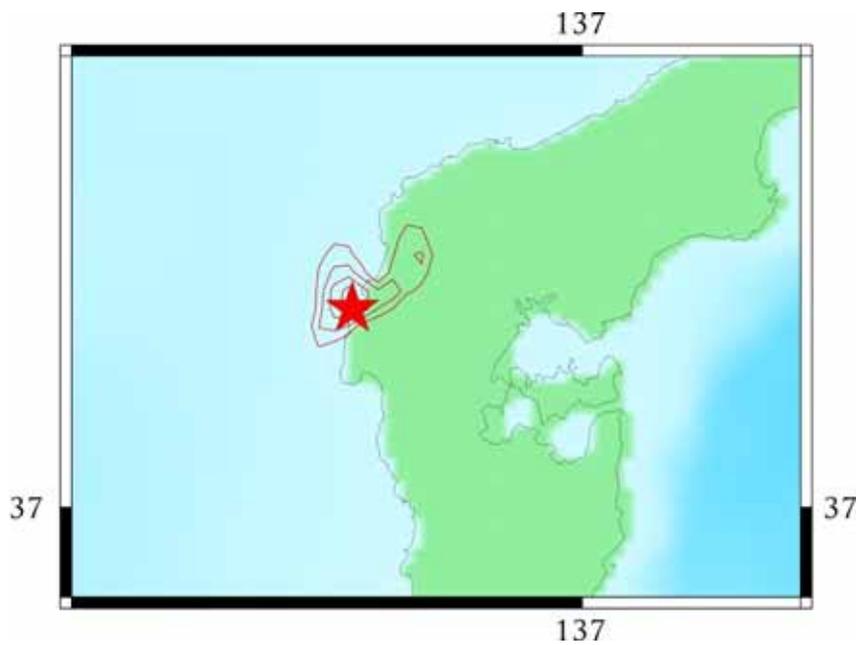


図 1.2.4-6
地表に投影されたすべり分布³¹⁾。

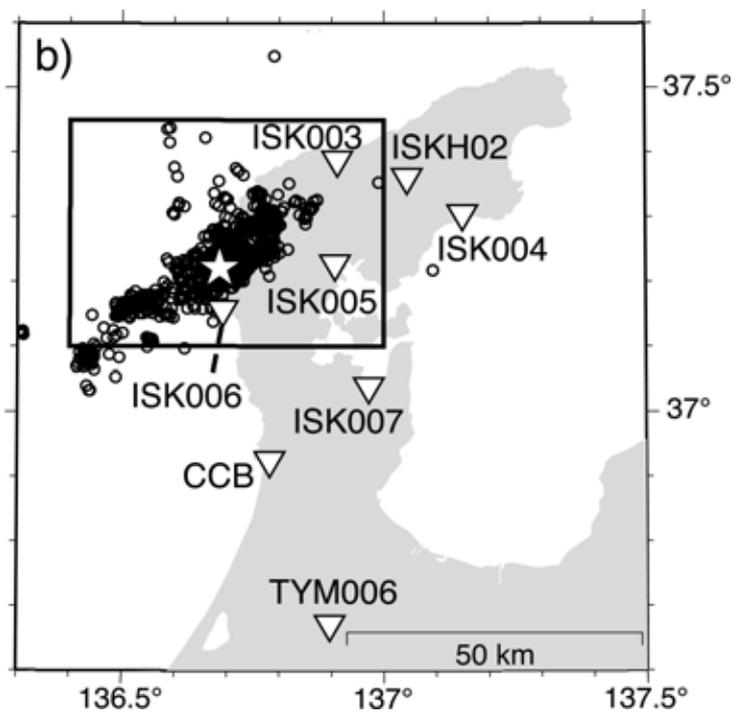


図 1.2.4-7
能登半島地震の本震震央（星印），2007 年 5 月末までに発生した M2.5 以上の余震（丸印）と解析に使用した観測点分布（逆三角印）⁸⁾。

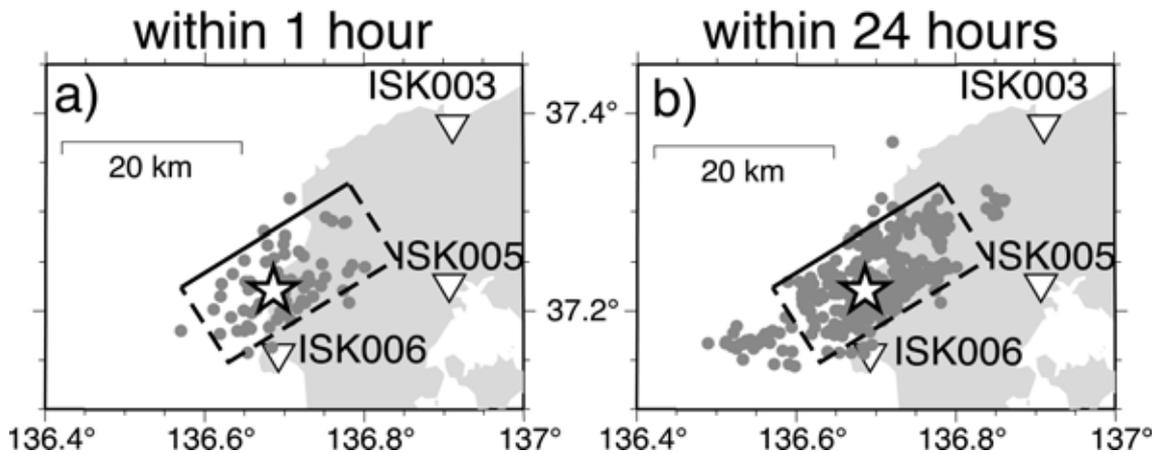


図1.2.4-8：余震分布(灰色丸印: $M > 2.5$)と仮定した矩形断層(破線, 上縁のみ実線)の位置⁸⁾。観測点の位置(逆三角印)と本震の震央(星印)も示す。(a) 本震発生後1時間以内に発生した余震, (b) 本震発生後24時間以内に発生した余震を表示。

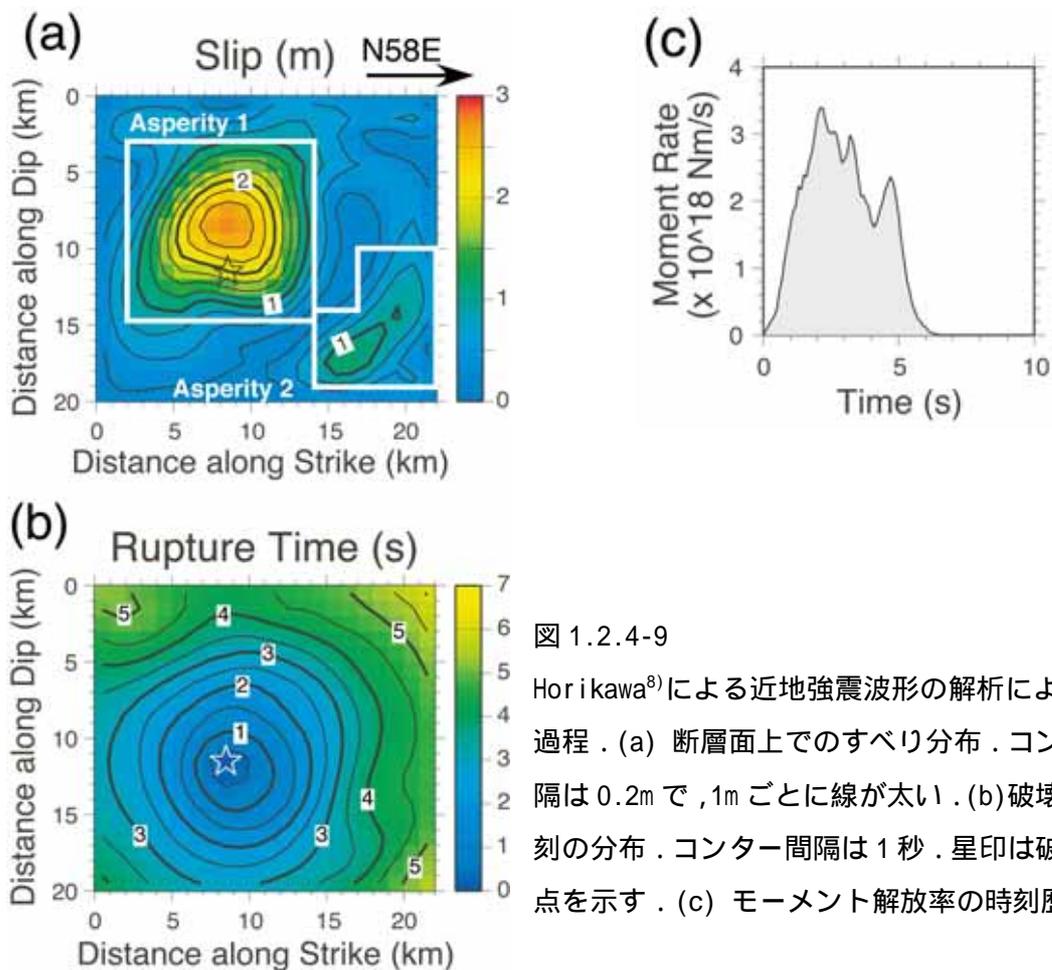


図 1.2.4-9

Horikawa⁸⁾による近地強震波形の解析による震源過程。(a) 断層面上でのすべり分布。コンター間隔は0.2mで, 1mごとに線が太い。(b) 破壊開始時刻の分布。コンター間隔は1秒。星印は破壊開始点を示す。(c) モーメント解放率の時刻歴。

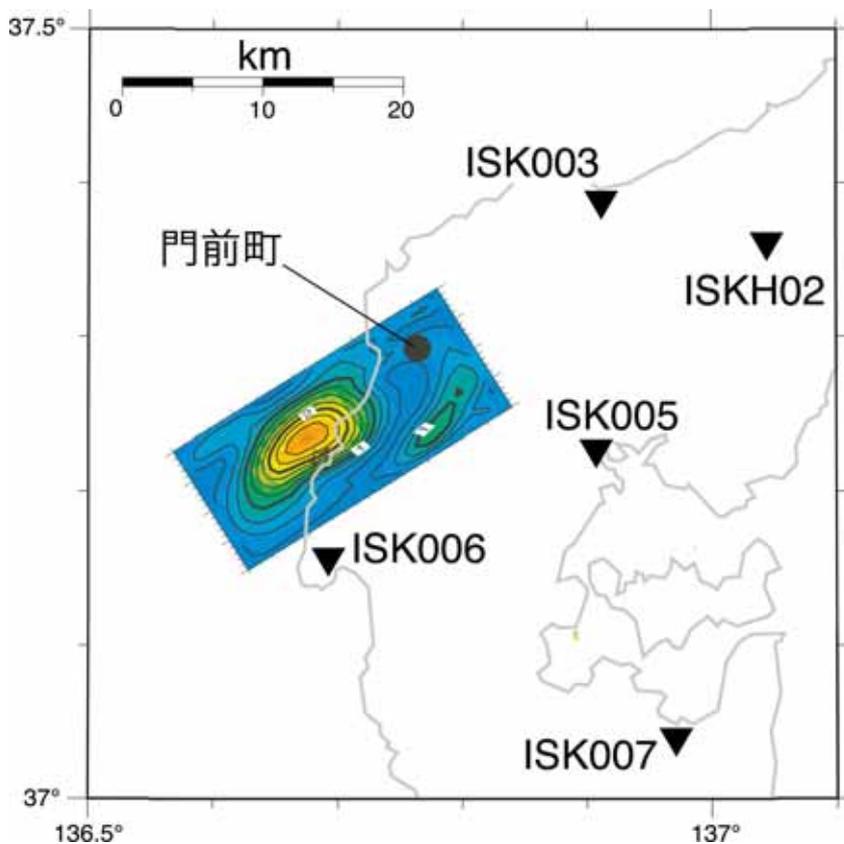


図 1.2.4-10

地表に投影されたすべり分布⁸⁾。

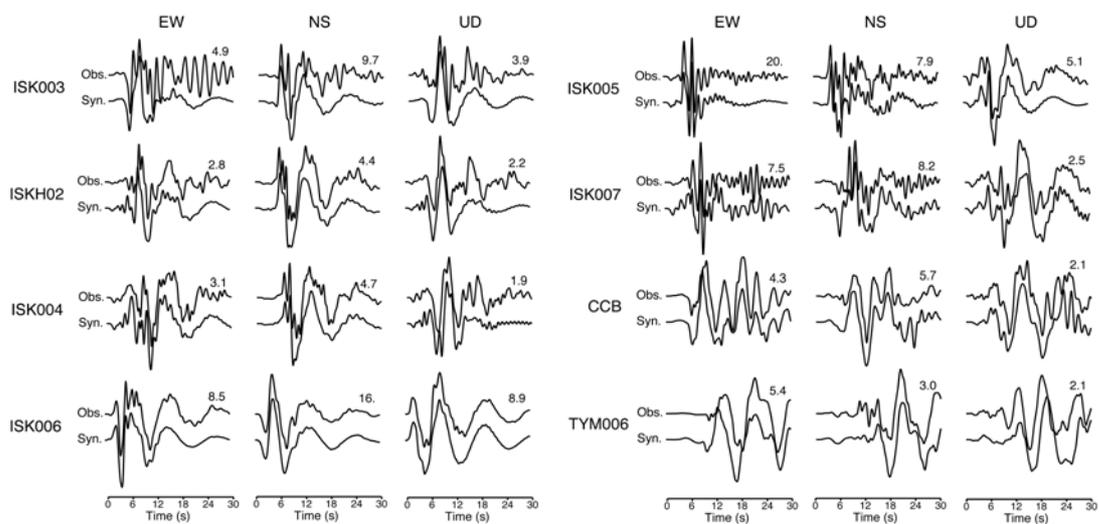


図 1.2.4-11

観測波形（実線）と合成波形（破線）との比較．数字は最大振幅（単位は cm）を表す⁸⁾。

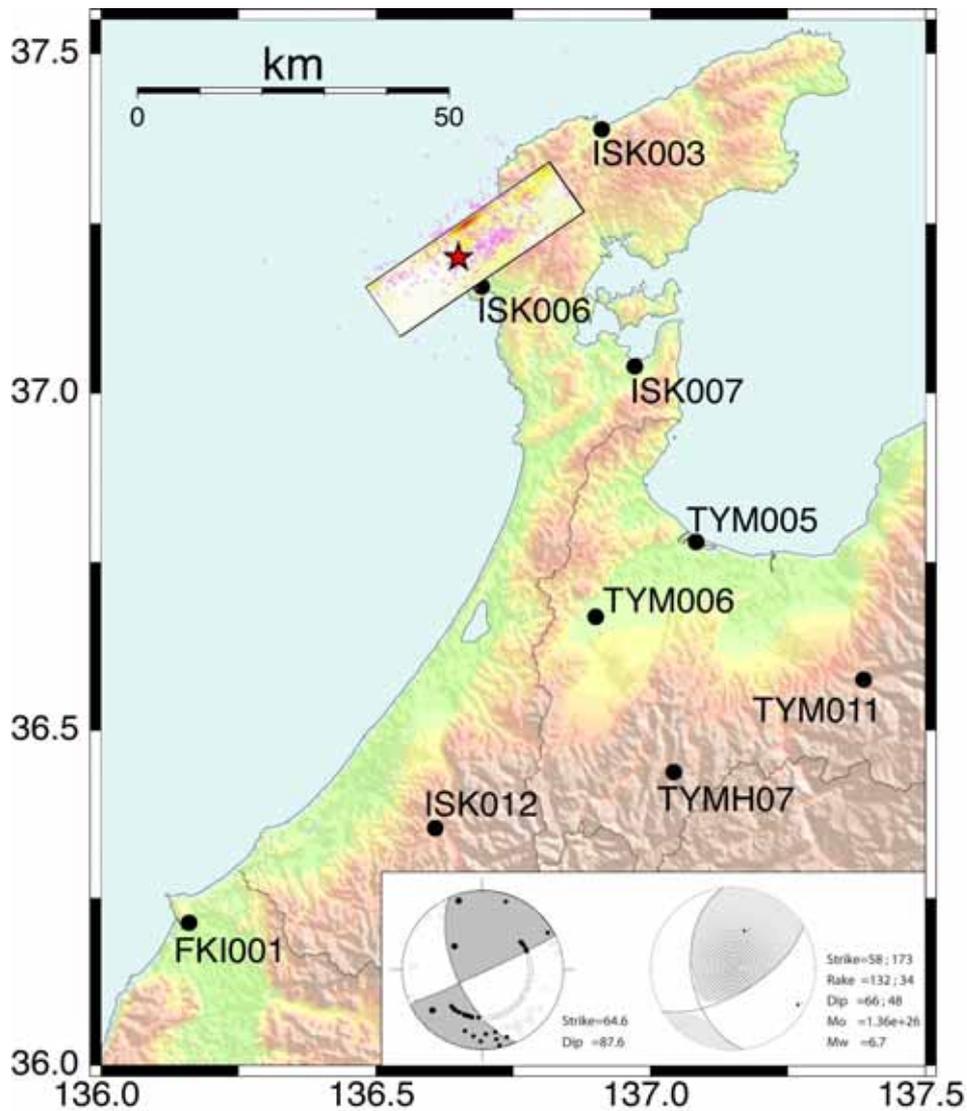


図1.2.4-12

青井・関口³⁴⁾による近地強震波形の解析に用いられた観測点の分布図．長方形はインバージョン解析に用いた断層モデルの地表への投影，星印は破壊開始点を示す．赤丸は，Hi-netの再検測による本震後約24時間の余震分布．震源メカニズムはF-netのモーメントテンソル解および，Hi-netのP波初動解による．

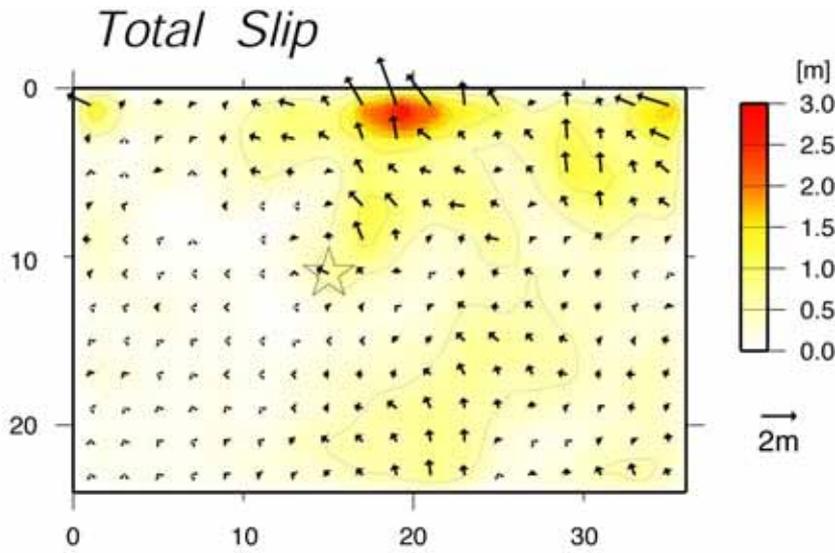


図1.2.4-13

インバージョン解析により推定された断層面上のすべり分布³⁴⁾。星印は破壊開始点を示す。

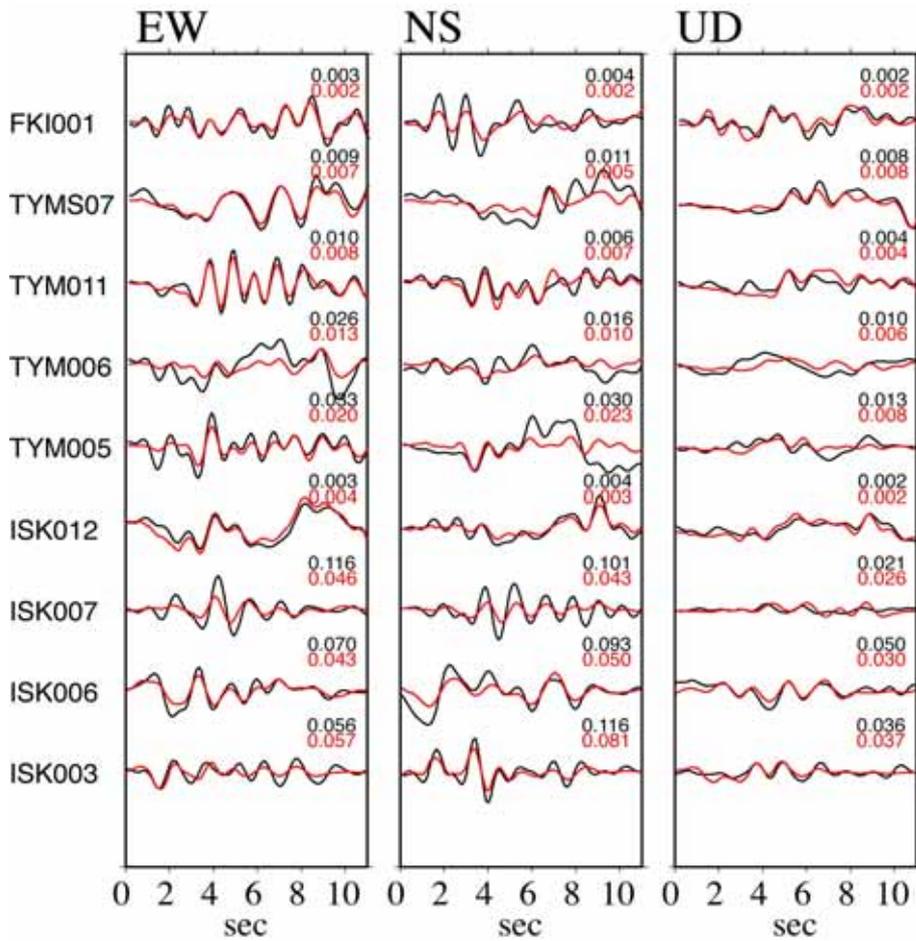


図1.2.4-14

観測波形と合成波形の比較³⁴⁾。黒線と赤線はそれぞれ観測波形と合成波形を示す。

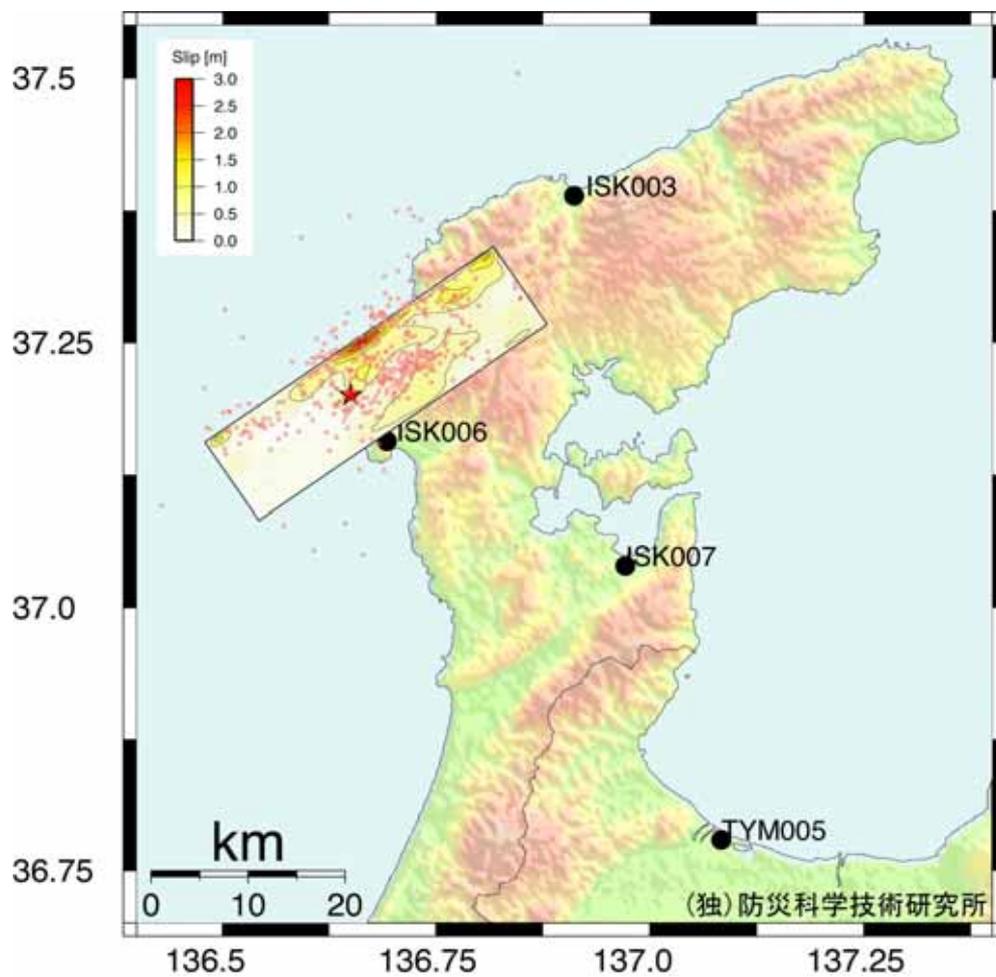


図1.2.4-15

インバージョン解析により得られたすべり分布の地表投影³⁴⁾。ピンクの点はHi-netの再検測による本震後約24時間の余震分布，星印は破壊開始点を示す。黒丸は解析に用いた観測点の一部。

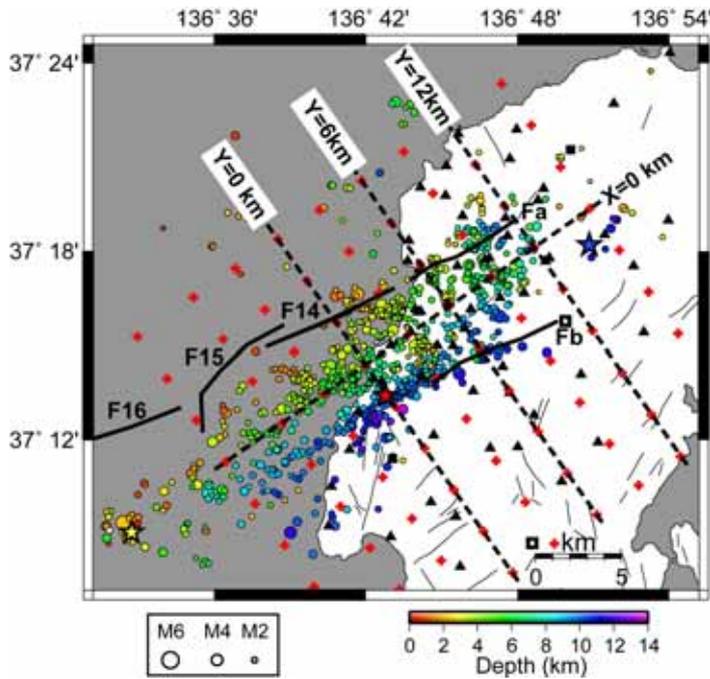


図 1.2.5-1
double-difference トモグラフィにより再震源決定された余震の震央分布 (丸印) と本震と最大余震の震央位置 (星印), 活断層分布 (太線と細線), トモグラフィ解析のグリッド (十字)¹¹⁾.

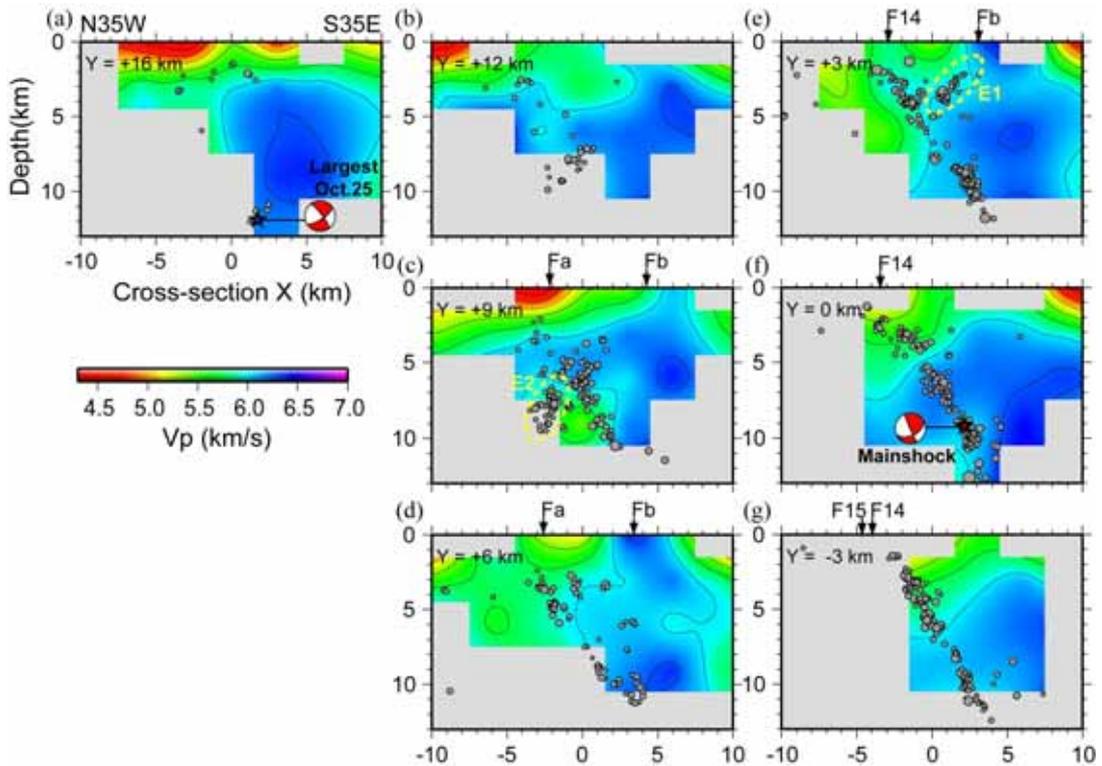


図 1.2.5-2
Kato et al.¹¹⁾により double-difference トモグラフィ解析から推定された P 波速度構造と各測線から ± 1.5 km 以内の余震分布. 矢印 (Fa, Fb, F14, F15) は各断層の地表でのおよその位置を示す.

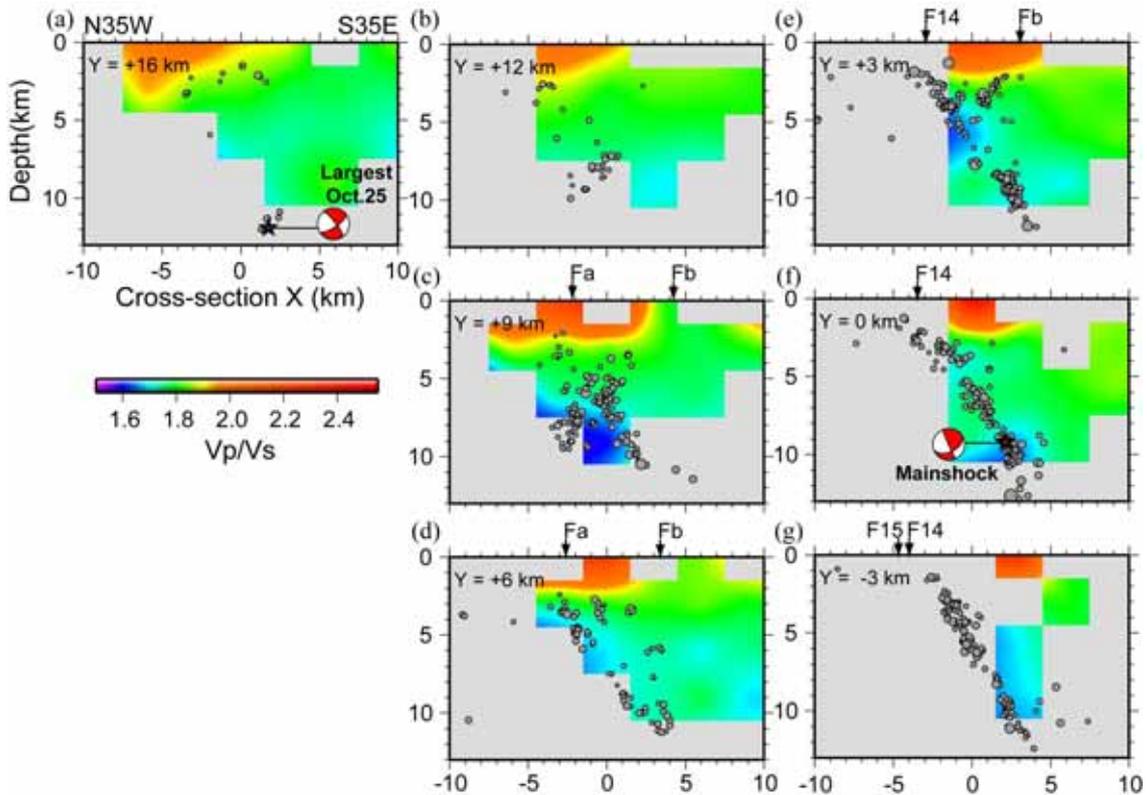


図 1.2.5-3

Kato et al.¹¹⁾により double-difference トモグラフィー解析から推定された V_p/V_s 構造と各測線から ± 1.5 km 以内の余震分布．矢印は各断層 (Fa, Fb, F14, F15) の地表でのおよその位置を示す．

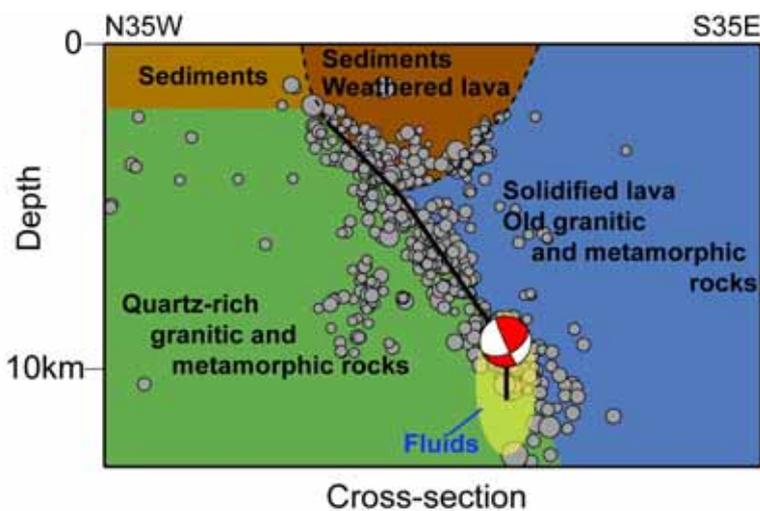


図 1.2.5-4

double-difference トモグラフィーの結果に基づく能登半島地震震源域の不均質構造の概念図¹¹⁾．実線は余震分布から推定された本震の断層面．破線は double-difference トモグラフィーの結果より推定された断層．F-net により決定されたモーメントテンソル解が示されている．

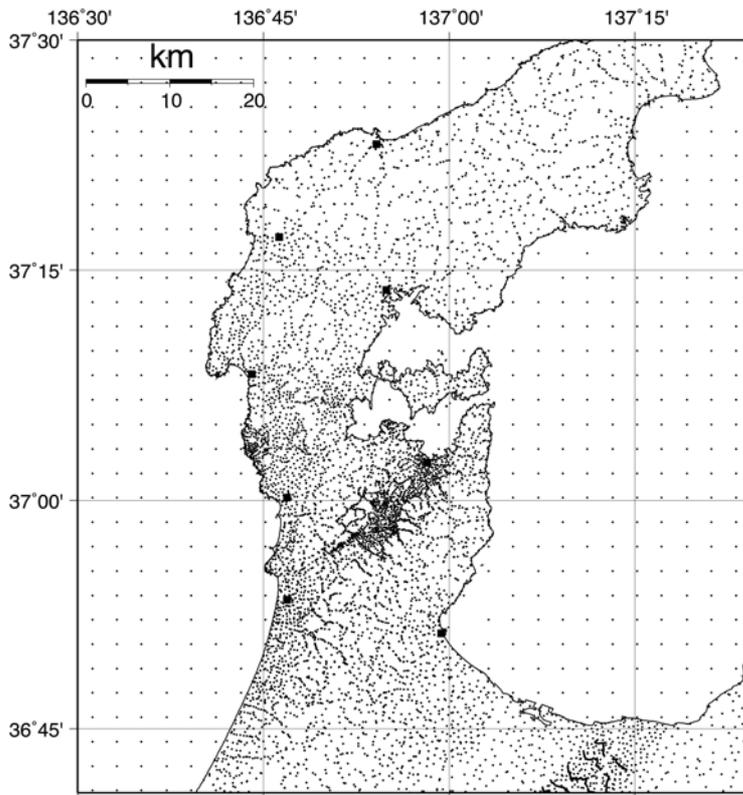


図 1.2.5-5
能登半島における重力測定点
の分布図¹⁴⁾。

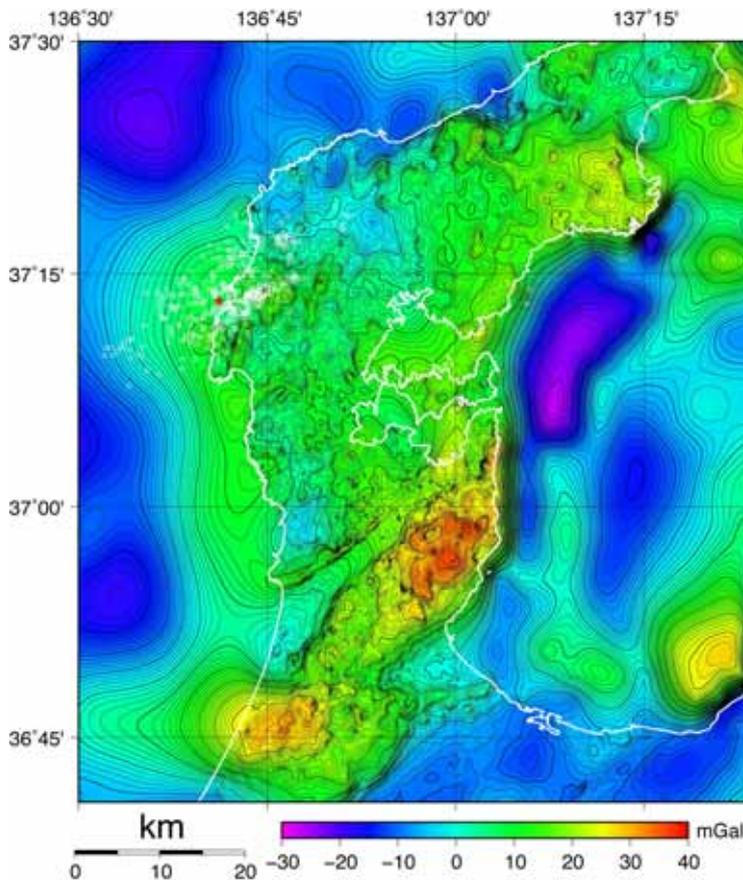


図 1.2.5-6
Honda et al.¹⁴⁾による長波長
成分を除去した能登半島の
ブーゲー異常図。

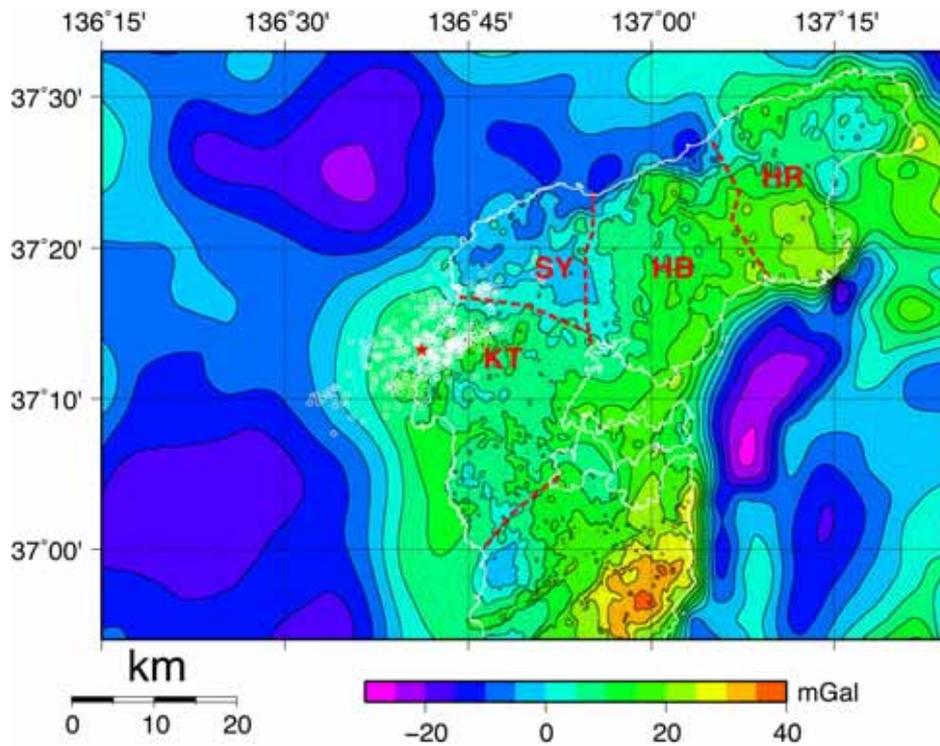


図 1.2.5-7

奥能登地域におけるブーゲー異常図と地塊境界（HR: 宝立地塊, HB: 鉢伏地塊, SY 猿山地塊, KT: 桑塚地塊）の対応¹⁴⁾。地塊境界は太田・ほか²⁷⁾による。白丸は気象庁一元化震源データによる能登半島地震の2007年3月25日の余震。