

5/17 保安院打合せ

(案)

原子力安全基準専門部会 耐震指針検討分科会
基本ワーキンググループ 第3回議事次第

1. 日時：平成14年5月31日（金）13時30分～17時00分
2. 場所：虎ノ門三井ビル2階原子力安全委員会会議室
3. 議題： (1) 各種知見等の整理について
(2) その他
4. 配布資料

震基W第3-1号 基本WGにおける作業項目及び論点について（案）

震基W第3-2号 内的事象の安全水準について

震基W第3-3号 海外における地震PSAの動向

説明者：Nupec 蛭田 又 坂上

原子力安全基準専門部会
耐震指針検討分科会地震・地震動WG 第2回会合
議 事 次 第

1. 日 時 平成14年6月3日(月) ^{10:00} 13時30分^{12:00} ~ 17時00分
2. 場 所 虎ノ門三井ビル2階 原子力安全委員会第1, 第2会議室
3. 議 題 (1) 各種知見等の整理について
 (2) その他
- 近藤先生説明
5/21 (X) 11:00~
4. 配布資料
- 震施W第2-1号 前回コメント整理
- 震施W第2-2号 設計地震動を超える地震動に関する論点整理(仮)
- 震施W第2-3号 S1S2地震動の定義(仮)
- 震施W第2-4号 鳥取県西部地震の評価について 説明 電中研
- 震施W第2-5号
- 震施W第2-6号

地震動WG宿題事項等と対処について

事務局

宿題事項等	対処	作業者
基本ワーキンググループで基本的考え方を決めて、それを受けて地震・地震動ワーキンググループで検討する。		
地震・地震動に関する現在の調査研究の到達点に関しては、このワーキンググループで整理して、それを基本ワーキンググループに伝える。	基準地震動をどう考えるか、また基準地震動の算定法に関する現在の到達点について、ワーキンググループとしてコンセンサスを整理していく必要がある。	
「地質調査に関する基本的要求事項」は基準地震動策定に当たり重要	作業方針震施（W1-3）の見直しを要す。	
地震随件事象については、施設ワーキンググループとも深い関係がある。	施設WGでの検討課題へ	
基本ワーキンググループの方で、設計の基準とする地震動とプラントの安全性というのがどういう関係にあるのかということ整理する必要があるのではないかと？	基本WGでの検討	
基準地震動に対する考え方整理（コメント多数）	論点の整理メモ作成→事務局（博田メモ）作成 第2回会合議題	事務局、保安院
S2というものがどういう意味を持っているのどの程度のリスクを目指したものかと言うことをまず明確にしない限り、ちょっと議論が進まない。	S1、S2地震動の概念整理 第2回会合議題	事務局
現行のS1、S2の概念整理。相違点と定義はどうあるべきかを議論したい。		
B・Cクラスの安全性についても考え方を整理しておく必要がある。		
○原子力施設の耐震安全性に関してS ₁ 地震動の果たしている役割とは何か？		
ほかの国でも2つの地震動を設定している例が多いが、それぞれについて、どういう必要性があって2つの地震動が設定されているのか資料をまとめて欲しい。	次々回以降対応	保安院経由で電力NUPECで作成できないか？
今まで使われてきた「解放基盤表面」を国際的に持ち出しても十分理解が得られるような言葉で置き換えたい。	今後検討	
今どのぐらい活断層とかというのはわかっているのかというところを、具体的に整理していただきたい	保安院委託等の紹介、 鳥取県西部地震の評価（第2回会合議題）	保安院経由事業者等
えない断層をどう評価するというのは非常に重要な問題で、直下地震のことにも直結する重要な問題である。		
たまたま地表に出てこない断層だったら、最大どれだけの可能性があるのか、そういうものを想定したらどれだけの大きさのものになるかといった具体的な資料なしには整理はできないので、事務局が作業していただけるものではないかということ...		
震震W第1-3号「地震・地震動WGにおける作業イメージ」という図の表題は、WG内で検討する項目の関係については、まとめられていないので、変えたほうがいい。		
WG内で検討する項目は、相互に関連が深く、議論の進め方に工夫が必要である。進め方については、事務局と調整したい。		
○活断層に関する議論をするには委員のメンバーが不足する。	委員の追加（6/3は部外協力者扱い）	事務局

震源が特定できない地震の地震規模と
活断層評価手法について

平成 14 年 6 月

目 次

はじめに	1
第1部 伏在断層による地震の評価	1-1
1-1. はじめに	1-1
1-2. 国内の M6.5 以上の内陸地震と地表地震断層について	1-1
1-3. 米国カリフォルニア州の地震について	1-4
1-4. まとめ	1-7
引用文献	1-7
第2部 2000 年鳥取県西部地震の評価	2-1
2-1. はじめに	2-1
2-2. 断層地形が不明瞭となる要因と地表への現れ方	2-2
(1)断層地形が不明瞭となる要因	2-2
(2)活断層の地表への現れ方	2-3
1) 解析的な検討	2-4
2) 実験的な検討	2-4
(3)不明瞭な活断層に関するまとめ	2-10
2-3. 不明瞭な活断層を対象とした活断層調査手法の高度化 ...	2-11
1) リニアメント判読基準	2-11
2) 地質構造の形成過程に関する検討事例	2-12

3) 物理探査等による地下構造調査の事例	2-13
4) まとめ	2-19
2-4. 鳥取県西部地震の取り扱い	2-20
(1) 山陰地方中国山地の活断層	2-20
1) 活断層の地域性	2-20
2) 山陰地方の地形的特徴	2-21
(2) 鳥取県西部地震の調査結果	2-24
1) 最近の地震活動	2-25
2) リニアメント調査	2-26
3) 地質構造形成過程	2-27
4) 反射法地震探査	2-28
2-5. まとめ	2-30
引用文献	2-31
第3部活断層の評価について	3-1
3-1. はじめに	3-1
3-2. 地質調査について	3-1
3-3. 鳥取県西部地震を踏まえた断層活動性及び地震規模調 査の提案	3-6
引用文献	3-8

< 図 表 >

第 1 部

図 1-1	地震検討フロー図	1-11
図 1-2	鳥取県西部地震	1-15
図 1-3-1	秋田県仙北地震	1-16
図 1-3-2	空中写真判読(宮城県北部)	1-17
図 1-3-3	秋田一山形地域活構造図(秋田仙北)	1-18
図 1-3-4	表層地質図「大曲・刈和野」(秋田仙北)	1-19
図 1-4-1	宮城県北部地震	1-20
図 1-4-2	空中写真判読(宮城県北部)	1-21
図 1-4-3	1/20 万土木地質図(宮城県北部)	1-22
図 1-4-4	(宮城県北部)	1-23
図 1-5	長野県西部地震	1-24
図 1-6	カリフォルニア州で発生した主な地震	1-25
表 1-2	地表地震断層が出現しなかったとされる米国カリフォルニア州の4地震について(案)	1-26
図 1-7	Coalinga 地震	1-27
図 1-8	Loma Prieta 地震	1-28
図 1-9	Petrolia 地震	1-29
図 1-10	Northridge 地震	1-30

第 2 部

図 2-1-1	鳥取県西部地震の評価フロー図	2-35
図 2-2-1(a)	福井地震時の変動と地割れ帯の分布	2-36
図 2-2-1(b)	福井平野の模式的な東西断面	2-36
図 2-2-2	郷村断層に沿う生野内－高橋間の地形	2-37
図 2-2-3	伏在断層による地震動と断層破壊の特徴	2-38
図 2-2-4	aftershock distribution, determined by Sibutani et. al (2001), associated with the simulated cracks.	2-39
表 2-2-1	正, 逆断層断層模型実験結果	2-40
図 2-2-5	基盤の横ずれ断層変位に伴う地盤表面のせん断の 発達過程模式図	2-41
図 2-2-6	Successive vertical sections perpendicular to shear direction showing fault geometries visualized by CT scans (Case B, basement displacement =18 mm)	2-42
図 2-2-7(a)	Mechanical basis for the observed wrench fault pattern.	2-43
図 2-2-7(b)	Schematic explanation for the different Riedel shear orientation in the three experimental cases.....	2-43
表 2-3-1	活断層の認定・分類の比較	2-44
表 2-3-2	「新編 日本の活断層」の活断層確実度と「土木学会リ ニアメント判読基準」の比較(案)	2-46
表 2-3-3	リニアメント判読基準(案)	2-47

表 2-3-4	地形要素ごとの判読基準(案)	2-48
図 2-3-1	柏崎平野及びその周辺における地形・地質構造の概要	2-49
図 2-3-2	石動・宝達山地及び周辺の地質図	2-50
図 2-3-3	奈良盆地東縁断層の位置図	2-51
図 2-3-4	奈良盆地東縁断層の反射断面	2-52
図 2-3-5	帯解断層通過地点における S 波反射断面とボーリング結果	2-53
図 2-3-6	帯解断層通過位置におけるトレンチ壁面のスケッチ	2-53
図 2-3-7	金田湾における調査位置図及び断層位置図	2-54
図 2-3-8	Line3 における音響反射断面	2-55
図 2-3-9	Line5 における音響反射断面及び断層付近の断面図	2-55
図 2-3-10	金田湾断層と比較対照されたトレンチ壁面に見られた横ずれ断層の形態	2-55
図 2-3-11	遠州断層系付近の海底地形図	2-56
図 2-3-12	遠州断層系の音響地殻断層面	2-57
図 2-3-13	測線インデックスマップ	2-58
図 2-3-14	芦屋断層を横切る反射法地震探査測線(GS-2)の震度断面と解釈図	2-58
図 2-3-15	布引断層長田山断層を横切る反射法地震探査測線(GS-4)の震度断面と解釈図	2-58

図 2-4-1	日本の活断層区区分例(その1)	2-59
図 2-4-2	日本の活断層区区分例(その2)	2-60
図 2-4-3	山陰地方のM6.5以上の地震(700年~2000年10月)	2-61
図 2-4-4	日本列島の地体構造区分図	2-62
表 2-4-1	地体構造区別の断層数・断層長・地震数および分布密度	2-63
図 2-4-5	日本列島とその周辺海域の水平歪速度分布	2-64
図 2-4-6(1)	山陰地方の震源近傍のリニアメント判読範囲図	2-65
図 2-4-6(2)	山陰地方の震源近傍のリニアメント比較図(鳥取県西 部地震, 鳥取地震, 北但馬地震, 北丹後地震)	2-66
図 2-4-6(3)	山陰地方の震源近傍のリニアメント比較図(島根県西部)	2-67
図 2-4-7	1989~1990年及び1997年の地震活動.....	2-68
図 2-4-8	平成12年鳥取県西部地震の本震及び余震分布.....	2-69
図 2-4-9	鳥取県西部地震余震域周辺のリニアメント判読図	2-70
図 2-4-10	断層露頭分布図	2-71
図 2-4-11	久住付近のリニアメント判読図と断層露頭のトレンチ位 置図	2-72
図 2-4-12	久住断層露頭のスケッチ	2-72
図 2-4-13	久住のトレンチ壁面(N面)スケッチ	2-73
図 2-4-14	久住のトレンチ壁面(S面)スケッチ	2-73

図 2-4-15	反射法地震探査の測線	2-74
図 2-4-16	反射断面解釈図(Line-B)	2-75
図 2-4-17	反射断面解釈図(Line-2)	2-76
図 2-4-18	射断面解釈図(Line-1)	2-77

第 3 部

図 3-1	地質調査の流れ	3-9
図 3-2	音波探査及び関連検討事項による海底断層活動性 検討の流れの例	3-10
表 3-1	断層調査に用いられる物理探査法	3-11
表 3-2	反射法地震探査に用いる震源の種類と一般的特徴 .	3-12
図 3-3	断層活動性調査の流れ	3-13
図 3-4	断層活動性及び地震規模調査の流れ	3-14

はじめに

内陸地震は、地形や地質の特徴から、震源及び地震規模が推定できる大規模な地震（活断層地震）と震源が特定できない地震（バックグラウンド地震）に区分できると考えられる。一般的には、活断層あるいは地表地震断層と地震規模の関係について、「M6.8～M7.1 では震源断層が地表に達する場合と達しない場合とがあり、M7.2 以上では地表に達することが分っている。よってM6.8 未満の地震については、活断層から情報を得ることは困難であり、M6.8～M7.1 の地震については、活断層から情報が得られないこともあると考えられる。なお、過去のM6.5 以上の地震については、活断層の多い地域の方が起こり易いことが分っている。」（文部省測地学審議会）等とされている。また、平成12年10月に発生した鳥取県西部地震（M7.3）については、既存の活断層マップにその存在が示されていないこと、明瞭な地表地震断層が現れなかったこと等が問題として指摘されている。

一方、原子力発電所の耐震設計においては、耐震設計上考慮すべき大規模な内陸地震を引き起こす可能性のある活断層は、繰り返し活動してきており、このような活断層については、一般的に地表に

断層が認められたり、その活動の結果が地表付近の地形又は地質構造に何らかの痕跡が認められることから、「原子力発電所の地質、地盤に関する安全審査の手引き」（原子炉安全専門審査会 1978）等に基づき行われる、文献調査、空中写真判読、地表地質調査等により内陸地震の規模は適切に評価することができるとし、その上で、規模が小さな地震については地表に明瞭な痕跡を残さない場合もあるとの知見を踏まえて、設計用限界地震の対象として、M6.5の直下地震を考慮することとしている。

そこで、本資料では、これまでに発生した内陸地震と活断層の関係に関する調査結果をとりまとめ、活断層調査及び評価手法と対比することにより、原子力発電所の耐震設計において考慮すべき、震源が特定できない地震の評価に資することを目的とする。

具体的には、第1部において、国内外において内陸部の浅いところで発生したとされているM6.5以上の地震について、文献調査、空中写真判読、地表地質調査等に基づく検討結果をとりまとめ、第2部においては、震源が特定できない地震を評価する上で重要課題である、2000年（平成12年）鳥取県西部地震に関する活断層調査結果について報告する。最後に、第3部において、これまでに原子力発

電所の立地の際，実務として行われてきた活断層調査についてとりまとめるとともに，第1部・第2部の検討結果及び最新の調査手法等を踏まえて，地形的に不明瞭な場合にも適用可能な新たな活断層調査法について検討した。

第 1 部

伏在断層による地震の評価

1-1. はじめに

内陸地震は地表地震断層から震源及び地震規模を評価することができる地震と震源が特定できない地震に区分できると考えられている。

武村(1998)は、M6.8 から M6.5 の地震では、地表に断層が現れたり現れなかったりするが、地表地震断層の出現率は 1885 年以降の内陸地震で 50%程度であると述べている。

2000 年 10 月に発生した鳥取県西部地震(M7.3)については、従来顕著な活断層が知られていなかった地域で発生した地震であり、震源を特定できない地震の最大規模をいくつに設定するかが議論されている。

このため、国内について 1885 年以降に内陸で発生した M6.5 以上の地震のうち震源が深さ 20km 以浅の比較的浅い地震について、地震の規模と地表地震断層との関係について検討した。対象となる地震は 34 個であったが、余震と考えられているもの、地表地震断層が明確に出現したもの等を除き、検討対象として表に示す 10 個を選定した(図 1-1)。さらに、米国カリフォルニア州の地震のうち $M_j > 6.8$ (気象庁マグニチュード)で地表地震断層が現れていなかった4つの地震についても検討対象とした(図 1-6)。

1-2. 国内の M6.5 以上の内陸地震と地表地震断層について

震源規模及び震源位置は通常 1885 年から 1925 年については宇津(1982,1985)に, 1926 年以降については気象庁カタログ(1982)に基づいており, 宇津(1982,1985)に示されている値は宇津(1979)にその根拠が示されている。これらの文献及びその他に地震規模及び震源位置について検討されている文献を収集した。

主に, 断層モデル及びメカニズム解について取りまとめ震源断層の概要を把握し, また, 被害分布, 余震分布及び微小地震と活断層との関係等について整理した。

検討結果は表 1-1 に示す通りである。

北但馬地震(M6.8)はリニアメントが判読できる部分の一部に地震断層が出現したものと推定され, 庄内地震(M7.0), 江濃地震(M6.8), 西埼玉地震(M6.9), 北美濃地震(M7.0), 岐阜県中部地震(M6.6)については, 起震断層の存在が推定された。

秋田仙北地震(M7.1), 宮城県北部地震(M7.0)及び長野県西部地震(M6.8)については, 文献調査では地震と起震断層との関係が不明であったため, さらに空中写真判読及び現地踏査を実施した。また, 鳥取県西部地震(M7.3)については, 文献調査, 空中写真判読, 現地踏査に加えバイブロサイス地震探査も実施している。

検討結果をまとめると以下のようなになる。

① 鳥取県西部地震(M7.3)

鳥取県西部地震においては, 明瞭な地表地震断層は確認されなかつ

たものの、震源付近には余震分布から推定される地震断層に平行して、左横ずれのセンスをもつリニアメントが断続的ながら20km程度判読でき、これらのリニアメントに沿って複数箇所の断層露頭が発見されており、西伯町久住地区の断層露頭では第四紀後期の活動性が確認された。また、バイブロサイズ地震探査の結果からは、今回の地震の余震分布域及びリニアメントの分布域とほぼ一致する領域で複数の断層面が認められ、これらの断層面は過去に繰り返し同様の地震が発生したことを示唆している。さらに、今回の地震の震源付近は10年ほど前から群発地震が発生しているなど最近においても地震活動が活発であり、これらの地震活動は今回の一連の調査で明らかとなった断層の活動性を裏付けるものである(図1-2)。

鳥取県西部地震については、引き続き、関係各種機関の調査結果も踏まえながら検討を進めている。

② 秋田仙北地震(M7.1)

秋田仙北地震の震源周辺地域において規模の大きい断層としては、滝ノ沢太平山断層が推定される。また、秋田仙北地震は、滝ノ沢太平山断層等の活動によるものであることが示唆されている。さらに、同断層に対応してリニアメントが判読されることなどから、この断層の第四紀後期における活動の可能性が考えられ、その長さは23kmと評価される(図1-3-1～図1-3-4)。

③ 宮城県北部地震(M7.0)

宮城県北部地震の震源周辺地域において、断続的ではあるが、一関市西方から石越町愛宕に至る間に鮮新統の西上がりの撓曲構造が認められ、その位置に断層が想定される。また、1900年の宮城県北部地震(M7.0)は、同撓曲構造が活撓曲である可能性があることなどから、本撓曲の活動によるものである可能性がある。さらに、空中写真判読によるリニアメントは撓曲構造とほぼ対応し、その活動は後期更新世に及ぶものと考えられることから、安全評価上、撓曲構造が確認された一関市西方から石越町に至る約 20km 以上と評価される(図 1-4-1～図 1-4-4)。

④ 長野県西部地震(M6.8)

空中写真判読により本震震央南方に見とめられた4条のDランク及び2条のEランクリニアメントは、地表踏査の結果、いずれも震源断層による変位地形ではなく、地質構造、地層境界等を反映したものと判断される。

本地震は活火山である御岳山から約 10km の至近距離に震央が位置し、本地震発生前の 1976 年に群発地震が、1979 年に御岳山が噴火しており、火山活動と地震との間に関連がある可能性も否定できないが、活断層との関係については不明である(図 1-5)。

1-3. 米国カリフォルニア州の地震について

カリフォルニアの地震のうち、震源域あるいはその近傍で観測記録が得られている主な18地震を選択した(図 1-6)。そのうち、 $M_w > 6.4$ ($M_j > 6.8$)で地表地震断層が現れなかった Coalinga 地震, Loma Prieta 地震, Petrolia 地震, Northridge 地震の 4 つについて検討した結果を以下に示す。

① Coalinga 地震

Coalinga 地震の発生前に地震規模を評価するためには、地震前の空中写真判読、詳細地形・地質調査、物理探査等により、Coalinga 背斜の規模を特定し、これに基づき地震規模を評価することが考えられる。Coalinga 付近の地質構造によれば、Coalinga 背斜の長さは約 26km 程度と読みとれる。したがって、上述の調査により活褶曲としての Coalinga 背斜から地震規模評価が可能である(図 1-7)。

② Loma Prieta 地震

Loma Prieta 地震の発生前に地震規模を評価するためには San Andreas 断層の評価が考えられ、この地域でも San Andreas 断層は地形的に非常に明瞭であるので、評価可能と考えられる。ただし、San Andreas 断層は長大であるため、震源の位置が問題になると考えられる。米国では、1906 年の San Francisco 地震の地震断層の南部に割れ残しがあり、また、過去の地震データからも Loma Prieta 地域に地震空白域があることが指摘されていた。この空白域はまさに Loma Prieta 地

震の震源域に一致していることから、地震前に地震規模を評価することは可能であったと考えられる。さらに、隣接して分布する Zayante 断層、Sargent 断層の長さがこの地震の震源域の規模と同等であることから、これらの断層を評価することによって地震規模が想定されることも考えられる(図 1-8)。

③ Petrolia 地震

Petrolia 地震については、この地震以前に沈み込み域のプレート境界地震として多数の地震が発生しており、地震前にこれらの歴史地震から、地震規模の評価は可能と考えられる。ただし、角度が低角であるため、震央が陸域となる。横ずれ型の余震に関しても、海域に完新世に活動したとされる Mendocino 断層等があり、海底調査等により評価可能と考えられる(図 1-9)。

③ Northridge 地震

Northridge 地震の発生前に地震規模を評価するためには、活褶曲を評価することが考えられるが、Northridge 地震の地域では活褶曲帯が長く続くため困難と考えられる。詳細な地形・地質調査を行えば Northridge 地震と同規模の 1971 年の San Fernand 地震の地震断層を評価することとなる。この地震断層の北西側に連続して Northridge 地震の震源断層とは共役の関係にある Santa Susana 断層が分布している。これらは山地と低地の境界に位置し、構造的に同様の断層と考えられ

るため、包括して評価することが考えられる。その場合、合計の長さは約 40km となる(図 1-10)。

1-4. まとめ

1885 年以降に内陸で発生した M6.5 以上の比較的浅い地震について、文献調査、空中写真判読、地表踏査等を実施し、地表地震断層との関係について検討を行った。

検討の結果、長野県西部地震(M6.8)については活断層との関連が不明であったが、その他の地震については活断層あるいは活撓曲との関連が確認できた。

なお、鳥取県西部地震については、引き続き検討をすすめている。

引用文献

武村雅之(1998):日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—,地震,2,51,211-228

宇津徳治(1982):日本付近の M6.0 以上の地震および被害の地震の表(1885 年~1980 年),地震研究所彙報,57,401-463

宇津徳治(1985):日本付近の M6.0 以上の地震および被害の地震の表(1885 年~1980 年)—訂正と追加,地震研究所彙報,60,639-642

宇津徳治(1979):1885 年~1925 年の日本の地震活動,地震研究彙報,54,253-308

気象庁(1982):改訂日本付近の主要地震の表(1926 年~1960 年),地

震月報別冊 6

U.S. Geological Survey Professional Paper 1487, The Coalinga, California, Earthquake of May 2, 1983

Stein, R.S., and King, G.C.P., Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California, earthquake: Science, v.224, no. 4651, p. 869-872, 1984

California Department of Conservation Division of Mines and Geology Special Publication 66, The 1983 Coalinga, California, Earthquakes, 1983

Zigler, J.L., Wentworth, C.M., and Bartow, I.A., Structure Contour Map of the Kreynhagen Formation and Cretaceous strata in the Coalinga Area, Fresno and Kings Counties, California, 1986

McClpin, J.P., Paleoseismology, ACADEMIC PRESS

C.H.シヨルツ、地震と断層の力学、古今書院、1993

Yeats, R.S., Sieh, K., and Allen, C.R., The Geology of Earthquakes, OXFORD UNIVERSITY PRESS, 1997

Namson, J.S., and Davis, T.L., Seismically active fold and thrust belt in the Sam Joaquin Valley, central California, Geological Society of America Bulletin, v. 100, p.257-273, 1988

U.S. Geological Survey Circular 1045, Lessons Learned from the Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989

U.S. Geological Survey, The Loma Prieta Earthquake of October 17, 1989,

1989

U.S. Geological Survey Professional Paper 1551-C, the Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989-Landslide, 1998

U.S. Geological Survey Open-File Report 91-618, 1991

U.S. Geological Survey Professional Paper 1515, The San Andreas Fault System, California, 1990

Yeats, R.S., Sieh, K., and Allen, C.R., The Geology of Earthquakes, OXFORD UNIVERSITY PRESS, 1997

衣笠善博、サンフランシスコ(ロマプリエタ)地震、地質ニュース,432, 7-17, 1990

安藤雅孝、ロマプリエタ地震の震源過程、土と基礎, 38-11 (394) , 511, 1990

Oppenheimer, D., Beroza, G., Carver, G., Dengler, L., Baton, J., Gee, L., Gonzalez, F., Jayko, A., LI, W.H., Lisowski, M., Magee, M., Marshall, G., Murray, M., McPherson, R., Romanowicz, B., Satake, K., Simpson, R., Somerville, P., Stein, A, and Valentine, D., The Cape Mendocino, California, Earthquakes of April 1992: Subduction at the Triple Junction, 1993

Yeats, R.S., Sieh, K., and Allen, C.R., The Geology of Earthquakes, OXFORD UNIVRSITY PRESS, 1997

U.S. Geological Survey Professional Paper 1515, The San Andreas Fault System, California, 1990

California Department of Conservation Division of Mines and Geology, the
Northridge, California, Earthquake of January 1994, Special Publication
116, 1995

U.S. Geological Survey, USGS Response to an Urban Earthquake
Northridge '94, Open-File Report 96-263, 1996

McClain, J.P., Paleoseismology, ACADEMIC PRESS

Yeats, R.S., Sieh, K., and Allen, C.R., The Geology of Earthquakes,
OXFORD UNIVERSITY PRESS, 1997

朱牟田善治・大友敬三・遠田晋次・井上大榮、1994 年ノースリッジ地震に
よる電力設備の被害と復旧、電力中央研究所報告:u94022, 1994

ノースリッジ地震災害調査団、1994 年ノースリッジ地震災害調査速報、
(社)日本建築学会、1994

Huftile, G.J., and Yeats, R.S., Deformation Rates across the Placerita
(Northridge Mw=6.7 Aftershock zone) and Hopper Canyon Segments of
the Western Transverse Ranges Deformation Belt, Bulletin of the
Seismological society of America. Vol. 86, No. 18, pp.s3-s18, 1996

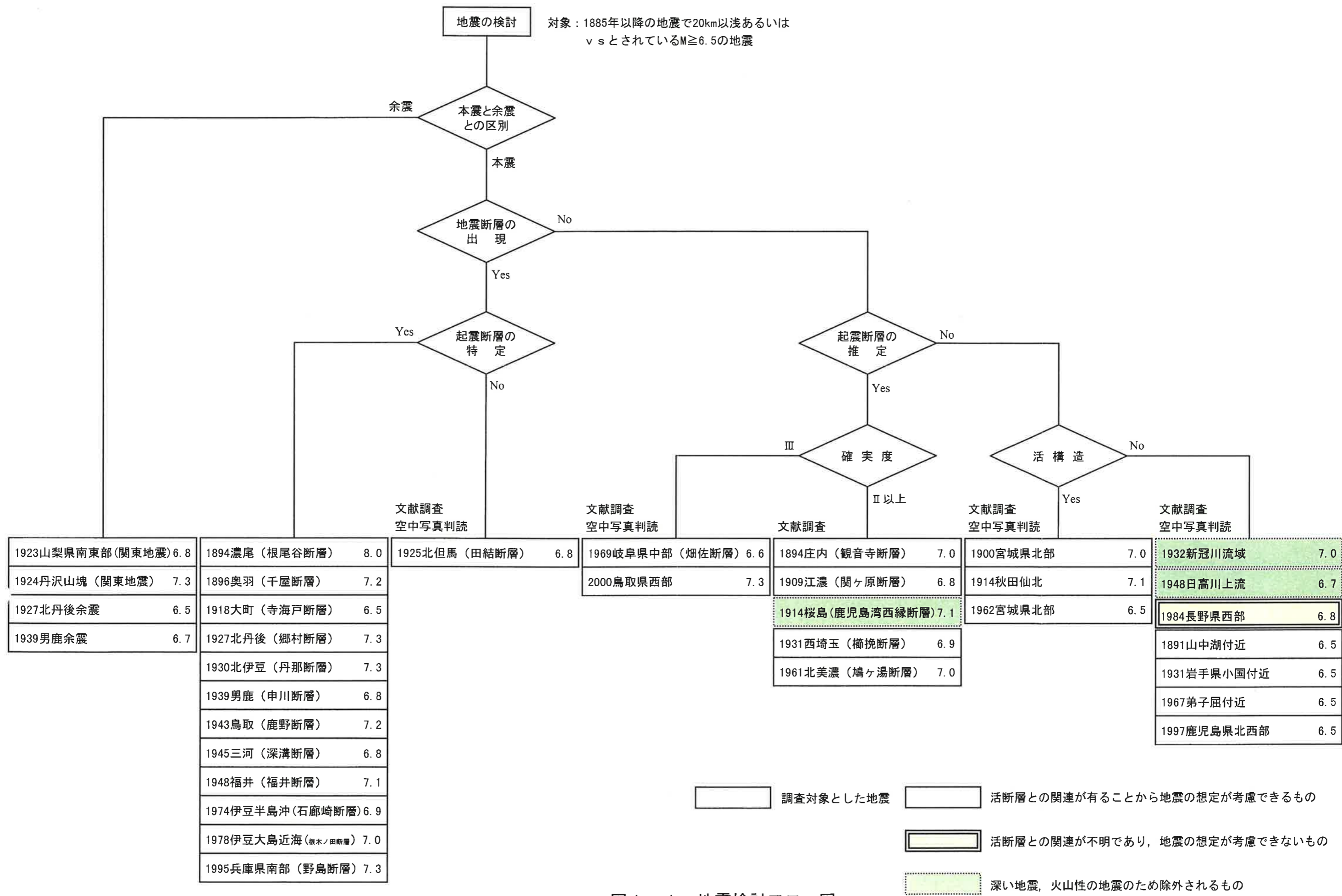


図1-1 地震検討フロー図

表1-1 活断層調査結果一覧表(1/3)

地震名	発生年月	M	深さ(km)	断層モデル メカニズム解	余震分布,被害分布,微小地震分布との対応	文献活断層		リニアメント			地表踏査結果他	まとめ	
						确实度	長さ(km)	ランク	長さ(km)	文献活動断層との対応		総括	地質調査で事前に評価できる断層パラメータ
1 鳥取県西部	2000/10	7.3	10	N28°W/86°W 長さ20km 幅10km 左横ずれ 滑り量1.4m 滑り角7° M _w 6.6 上端1km (国土地理院) 注)地震後の解析による	北西-南東方向,約20km間に分布する 1989~1990及び1997に今回の地震の震源域とほぼ一致する地域で群発地震あり	記載なし		C,D	約20km (地形的に横ずれが不明瞭な部分まで含めると23km)	文献断層は示されていない	今回の地震活動を示す断層露頭は確認されていないが,リニアメント沿いにNW-SE方向の構造運動による断層露頭を数カ所で確認。 リニアメント直下にあたる久住地点において第四紀後期の活動が認められる断層露頭を確認。 最新活動年代は概ねAD800-1200年 水力発電所の導水路内(地下200m)で地震断層と見られる基盤の変位を確認。 パイロサイズ地震探査によって横ずれ断層で特徴的に見られるフラワー構造をリニアメントに対応する位置で確認。	<p>確実に言えること</p> <ul style="list-style-type: none"> 左横ずれの活断層を示唆するCランクのリニアメントが3条,断続的に10km程度判読できる。 リニアメント直下の久住地区,金山地区で断層露頭が認められる。 断層露頭に左横ずれの鏡肌が認められる。 <p>議論の余地が残されるもの</p> <ul style="list-style-type: none"> Dランクのリニアメントを含めると23km程度でM7クラスの地震規模が想定されるが,Cランクのリニアメントだけでは10km程度となり,M7.3の地震規模は想定できない。 	<p>走向: NW-SE 長さ: 約20km, (max,23km) センス: 左横ずれ断層 傾斜角: 約80°W ~約70°E(地下10km程度で収斂)</p>
2 秋田仙北	1914/3	7.1	vs	なし	震央位置より南に向かって微小地震が分布する	滝ノ沢太平洋山断層 II~III 21 極楽寺-七曲峠断層(松田1990) - 15		C,D	23	判読されたリニアメントは,秋田・山形活構造図に示された単斜構造の延長に位置する	リニアメントに対応して新第三系に西上りの撓曲構造が認められる。この撓曲構造は滝ノ沢太平洋山断層に対応する。	<p>確実に言えること</p> <ul style="list-style-type: none"> 震源南延長線上にCランクのリニアメントが判読できる。 リニアメントに対応して西上りの撓曲構造が認められる。この撓曲構造は滝ノ沢太平洋山断層に対応する。 <p>議論の余地が残されるもの</p> <ul style="list-style-type: none"> 撓曲構造とリニアメントとが対応していることから,この断層が第四紀後期に活動した可能性は否定できない。 Cランクのリニアメントと震源は十数km離れているが地震との関連性が考えられる。 Dランクのリニアメントを含めると延長約23kmとなりM7.1の地震規模が想定される。 	<p>走向: N-S 長さ: 約23km センス: 西側隆起の逆断層</p>
3 庄内	1894/10	7.0	vs	なし	被害は庄内平野東縁断層帯に沿う	観音寺断層 I~II 21			-			<p>確実に言えること</p> <ul style="list-style-type: none"> 被害分布などから,本地震は観音寺断層の活動によるものと推定される。 断層の長さからM7程度の地震規模が想定される。 	<p>走向: N-S 長さ: 21km センス: 東側隆起の逆断層</p>

1885~1925 : 宇津カタログ
1926~ : 気象庁カタログ

- : 実施していない

表1-1 活断層調査結果一覧表(2/3)

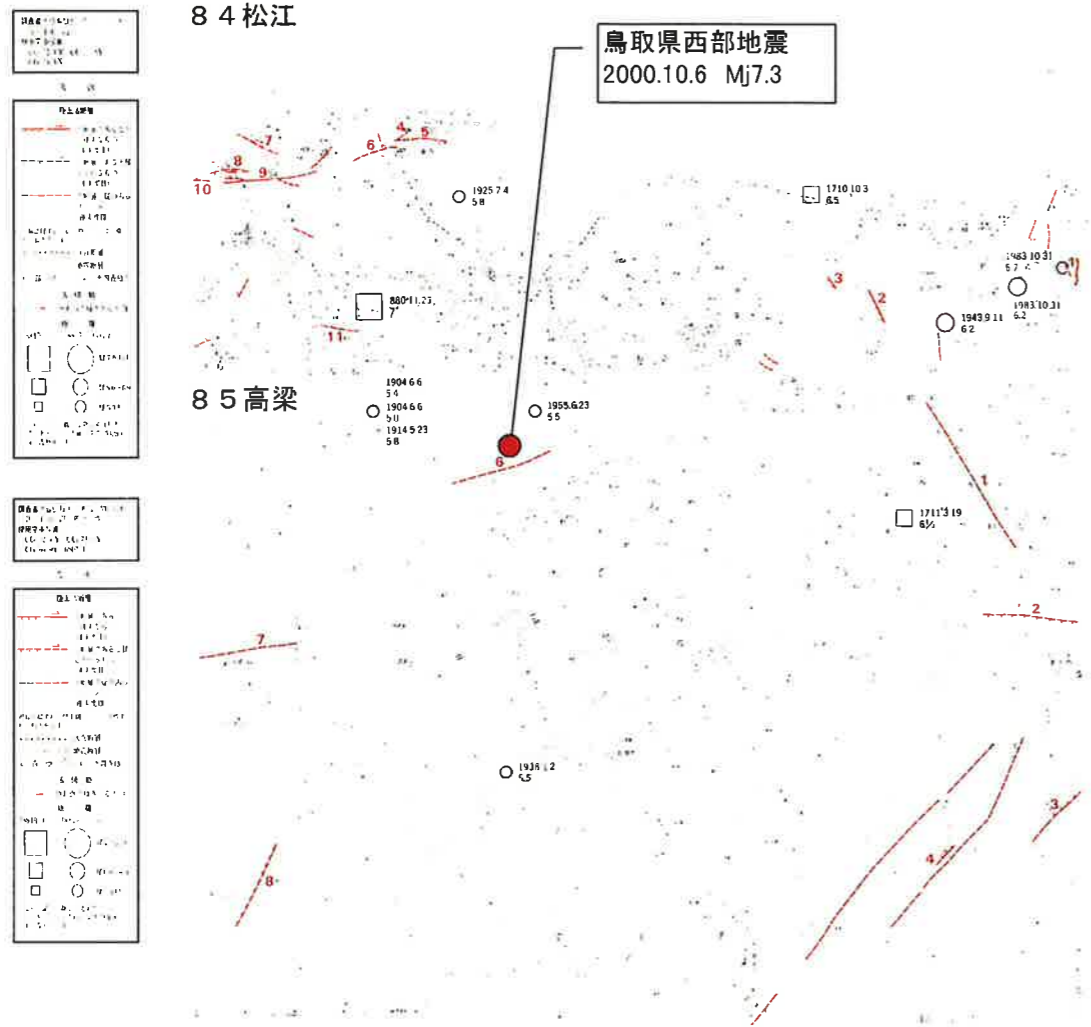
地震名	発生年月	M	深さ(km)	断層モデル メカニズム解	余震分布,被害分布,微小地震分布との対応	文献活断層		リニアメント			地表踏査結果他	まとめ	
						確実度	長さ(km)	ランク	長さ(km)	文献活動断層との対応		総括	地質調査で事前に評価できる断層パラメータ
4 宮城県北部	1900/5	7.0	vs	NE-SW 逆断層 (河野 1993)	微小地震が頻発している	胆沢-湯島撓曲	C,D	>23	判読されたリニアメントは,若柳図幅の一関-石越撓曲線にほぼ対応する	一関市西方から石越町愛宕に至る 20km 間において,南北方向に断続的ではあるが,鮮新統に西上がりの撓曲構造が認められる。 石越町芦倉のリニアメントの延長部においては,下末吉層に対比される段丘堆積物が分布し,最大 10° 程度の東傾斜を示すことが確認される。この段丘堆積物の変位量は 5m 程度である。	<p>確実に言えること</p> <ul style="list-style-type: none"> Cランクのリニアメントが数 km 判読できる。 断続的ではあるが,リニアメントに対応して一関市西方から石越町愛宕に至る間に鮮新統の西上がりの撓曲構造が認められる。 下末吉層相当の堆積物に傾斜が見られることから,撓曲構造の活動は後期更新世に及ぶものである。 <p>議論の余地が残るもの</p> <ul style="list-style-type: none"> 撓曲構造が確認される一関市から石越町愛宕に至る延長はDランクのリニアメントまで含めると約 20km 以上となり, M7 クラスの地震規模が想定される。 	<p>走向: N-S 長さ: 20km 以上 センス: 西側隆起の逆断層</p>	
5 北美濃	1961/8	7.0	0	N36W/60N 長さ 12km 幅 10km 上端 2km 北西隆起・右横ずれ 2.5m (Kawasaki1975)	鳩ヶ湯断層と調和した分布を示す	鳩ヶ湯断層	II~III	14	-	-	<p>確実に言えること</p> <ul style="list-style-type: none"> 震源近傍に鳩ヶ湯断層が存在する。 本地域においては,鳩ヶ湯断層に対応した地震が想定される。 <p>議論の余地が残るもの</p> <ul style="list-style-type: none"> 鳩ヶ湯断層の延長は 14km 程度であり, M7 クラスの地震規模までは想定できない。 	<p>走向: NE-SW 長さ: 14km センス: 北側隆起の逆断層 傾斜: 垂直ないし西側に急傾斜</p>	
6 西埼玉	1931/9	6.9	0	N74W/80S 長さ 20km 幅 10km 上端 1km 北側隆起 左横ずれ 1m (Abe1974)	余震は櫛挽断層付近に分布する	櫛挽断層等	I	20	-	-	<p>確実に言えること</p> <ul style="list-style-type: none"> 松田(1977)によると平井断層に沿って多くの谷や丘陵の稜線で左横ずれ変位が認められる。 震源近傍には平井-櫛挽断層帯などがあり,断層の長さから M7 クラスの地震規模が想定される。 群馬県の調査(1999)によると変位量 2m から地震規模を M7 と評価している。 	<p>走向: WNW-ESE 長さ: 20km センス: 北側隆起を伴う左横ずれ断層</p>	
7 北但馬	1925/5	6.8	vs	なし	微小地震分布は顕著ではない	記載なし	C,D	6	判読されたリニアメントのうち約 2km 間が田結地震断層に対応する	海上保安庁が実施した音波探査記録によると,地震断層延長位置付近約 6km 間の海底面に数 m の変形を与える断層が認められる。	<p>確実に言えること</p> <ul style="list-style-type: none"> Cランクのリニアメントが数 km 程度判読できる。 海域延長においても海底面に断層が認められる。 <p>議論の余地が残るもの</p> <ul style="list-style-type: none"> 詳細調査は実施していないが, C, Dランクのリニアメントと海域を含めた断層の延長は約 12km であり, M6.6 程度の地震規模が想定できる。 	<p>走向: NE-SW 長さ: 約 12km 変形: 数 m</p>	

表1-1 活断層調査結果一覧表(3/3)

地震名	発生年月	M	深さ(km)	断層モデルメカニズム解	余震分布,被害分布,微小地震分布との対応	文献活断層		リニアメント			地表踏査結果他	まとめ	
						确实度	長さ(km)	ランク	長さ(km)	文献活動断層との対応		総括	地質調査で事前に評価できる断層パラメータ
8 江濃(姉川)	1909/8	6.8	vs	なし	被害は鍛冶屋断層及び醍醐断層に沿う	鍛冶屋断層 醍醐断層						<p>确实に言えること</p> <ul style="list-style-type: none"> 地震被害域の北東縁に沿って鍛冶屋断層などの活断層群が示されている。 断層の長さから M6.8 程度の地震規模が想定される。 	<p>走向：WNW-ESE 長さ：27km センス：南側隆起を伴う左横ずれ断層</p>
9 長野県西部	1984/9	6.8	2	N71E/85N 長さ12km 幅8km 右横ずれ1m (三雲他1985)	余震はN70E方向,約14km間に分布	記載なし		D,E	約3kmのL _D ランクリニアメントが4条(断続的に8km)	文献断層は示されていない	リニアメント直下には健岩が認められ,美濃帯中の岩相境界,美濃帯と泥流堆積物の地質境界と一致することが多く,主として美濃帯中の岩相境界,地質境界等を反映したものと考えられる。	<p>議論の余地が残るもの</p> <ul style="list-style-type: none"> Dランクのリニアメントは,地表踏査の結果,いずれも震源断層による変位地形ではなく,地質構造・地質境界等を反映したものと考えられる。 本地震は地下に潜在する断層が御嶽山の火山活動に関連したマグマの上昇を誘因として横ずれ的に活動して発生した地震である可能性がある。 	—
10 岐阜県中部	1969/9	6.6	0	N27W/90 長さ18km 幅10km 上端0km 左横ずれ64cm (Mikumo1973)	余震は畑佐断層に沿って分布	畑佐断層		B,C	12	判読されたリニアメントは畑佐断層に対応する	—	<p>确实に言えること</p> <ul style="list-style-type: none"> B, Cランクのリニアメントが判読できる。 判読されたリニアメントは畑佐断層に対応する。 余震分布などから,この地震は畑佐断層の活動によるものと推定される。 断層の長さから M6.6 程度の地震が想定される。 	<p>走向：N-S 長さ：12km センス：東側隆起を伴う左横ずれ断層</p>

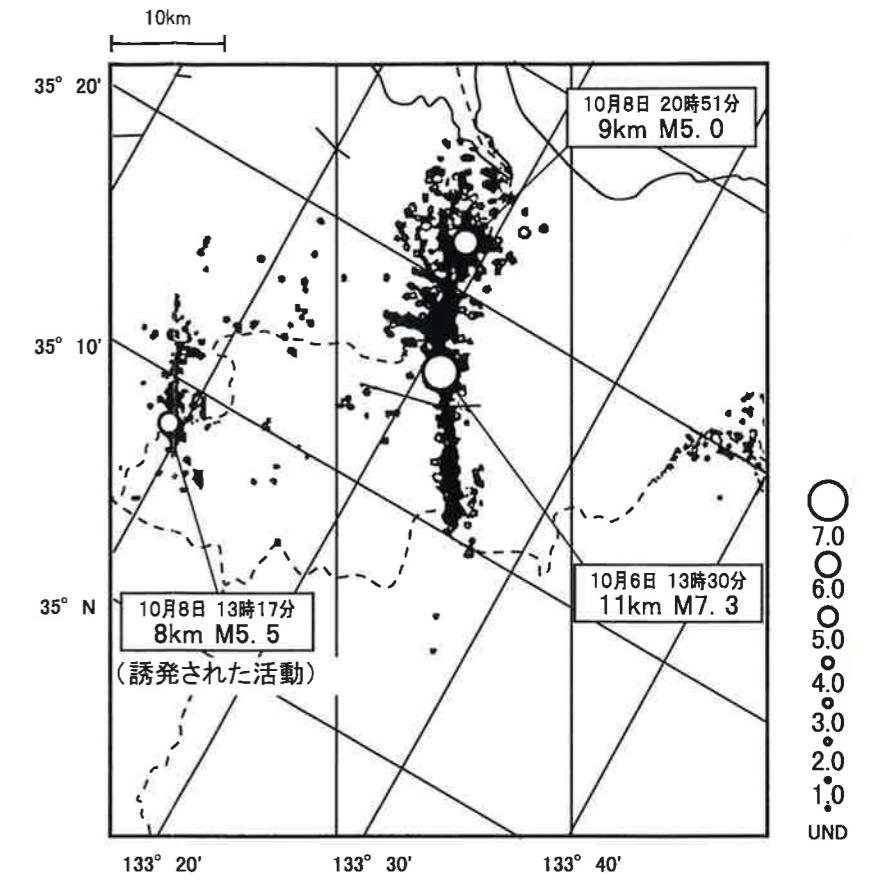
1885~1925 : 宇津カタログ
1926~ : 気象庁カタログ

— : 実施していない

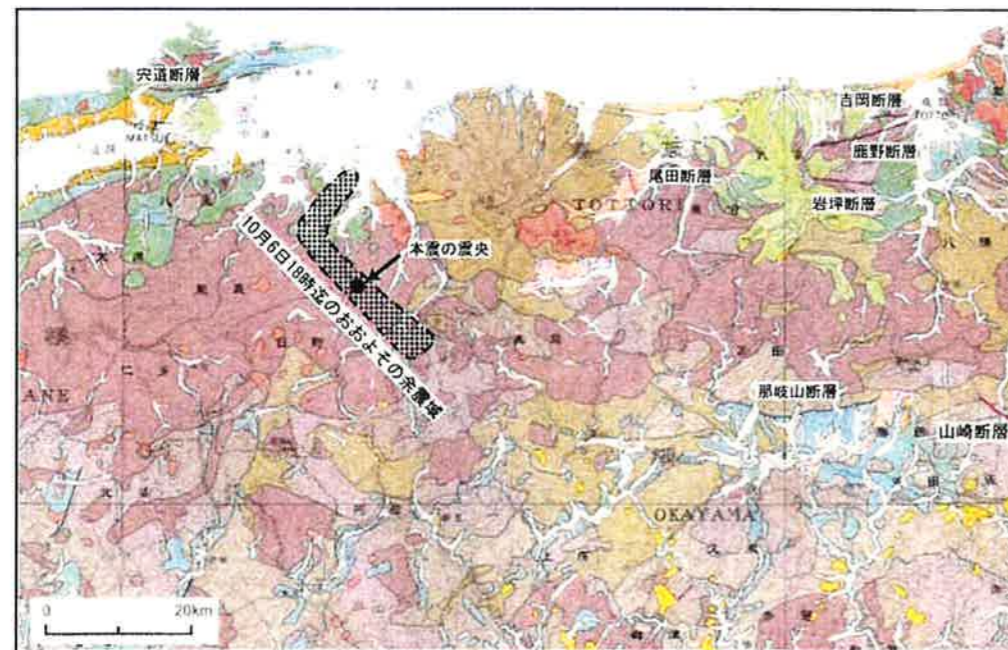


リニアメント及び断層露頭分布図

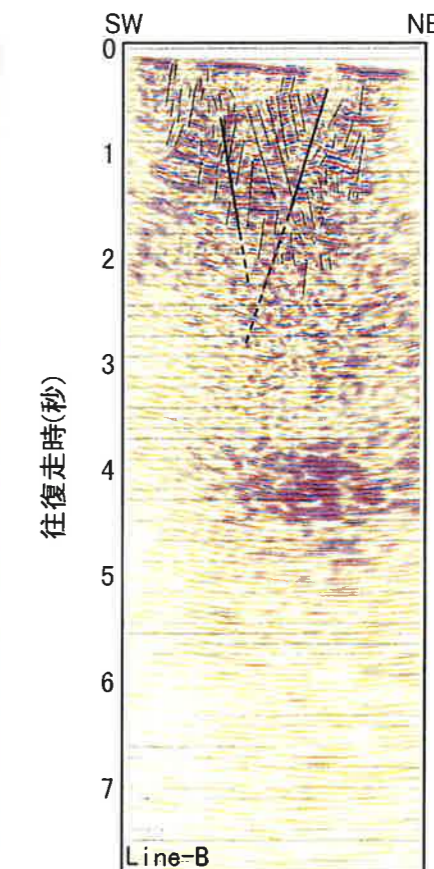
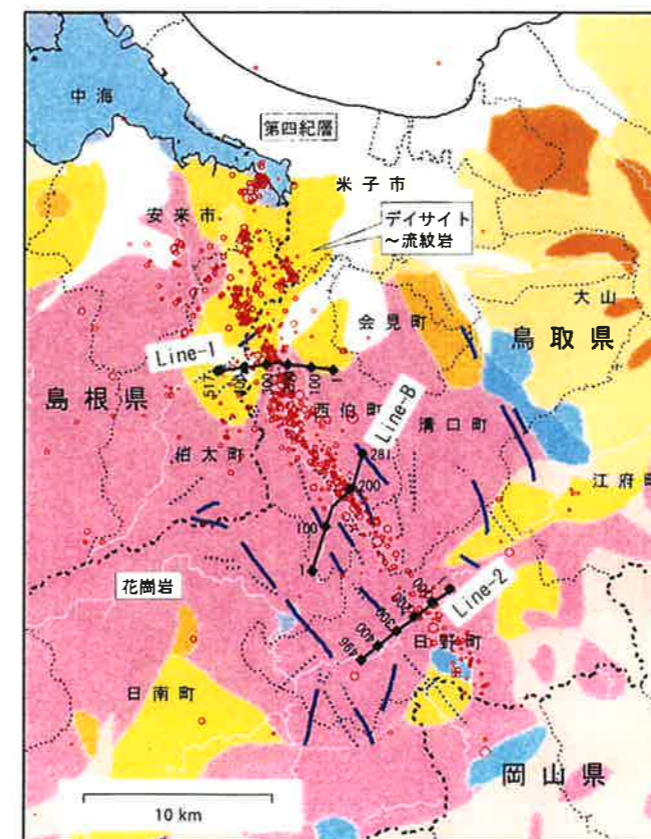
左ずれを示唆する短く断続するリニアメントが判読された。地質踏査により、これらのリニアメント沿いで多くの断層露頭が確認され、条線も認められた。久住地点では第四紀の地層を変位させている露頭が発見された。



平成 12 年鳥取県西部地震の本震及び余震分布 (気象庁, 2000)



周辺地域の活構造図(活断層研究センター)

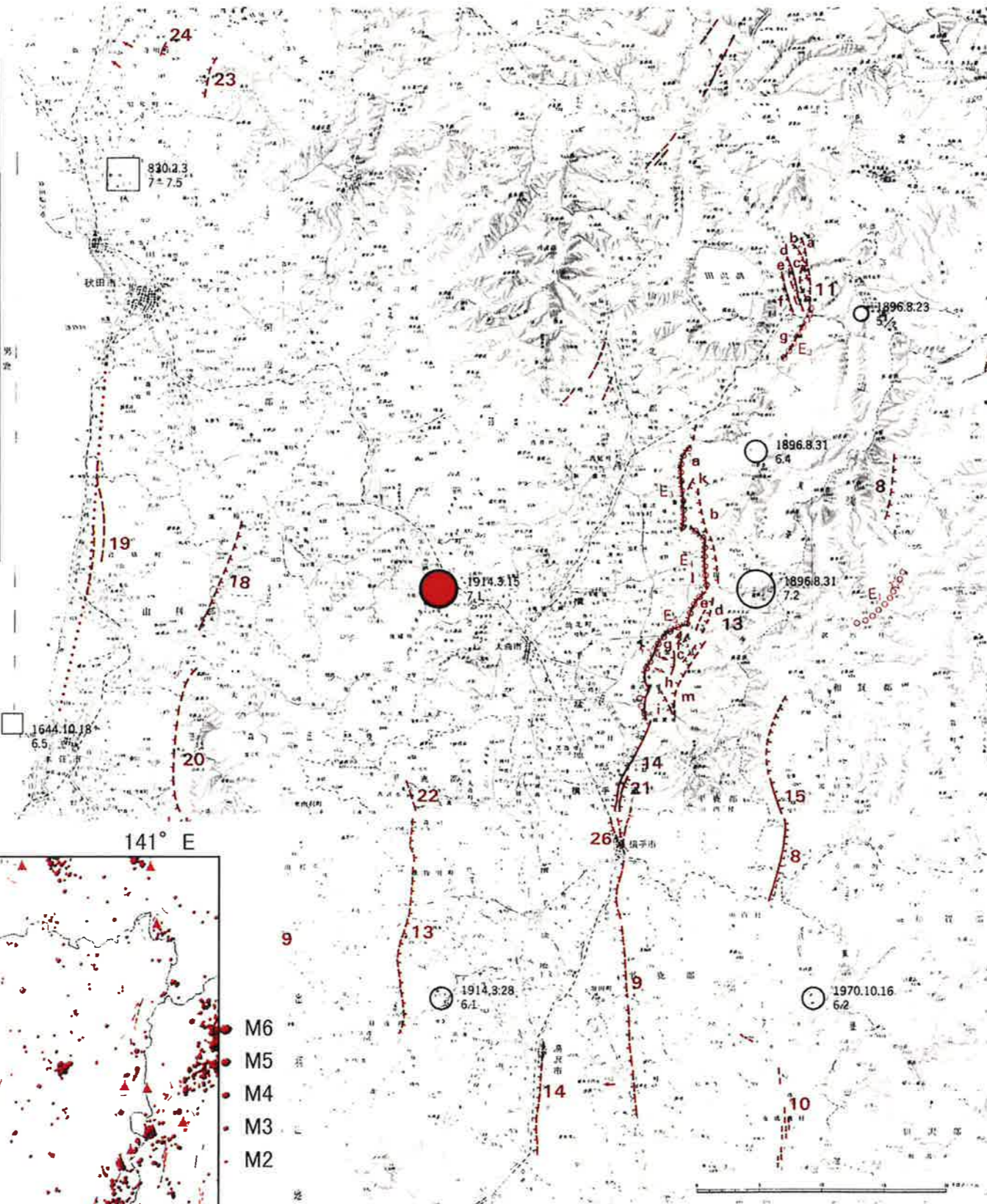
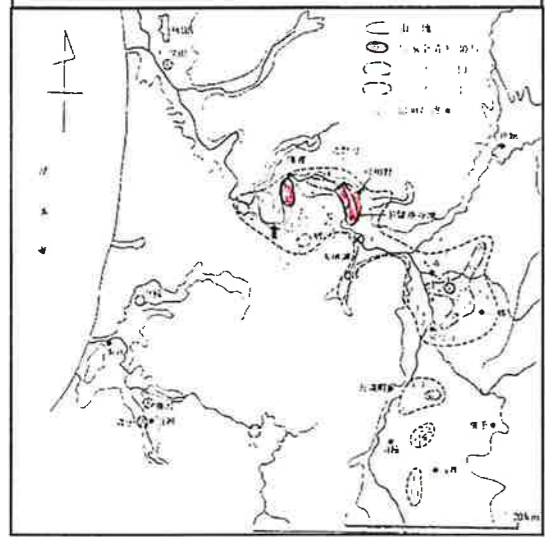


反射法地震探査測線及び B 測線の反射断面

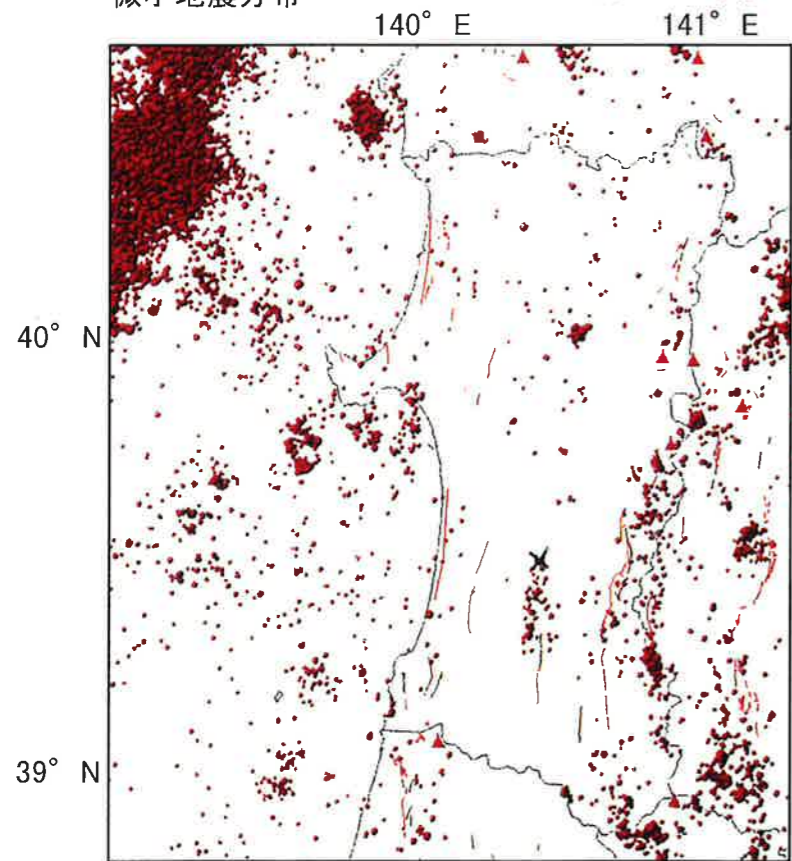
反射法地震探査により、花崗岩地域において、本震の震源域と同じ走行をもつ地形的なリニアメントの下に、横ずれ断層を示す特徴的な地質構造である「フラワー構造」が確認された。

図1-2 鳥取県西部地震

「新編 日本被害総覧」(1996)
 339 1914 III 15 (大正 3) 04 時 59 分
 秋田県仙北郡 $\lambda=140.4^{\circ} E$ $\psi=39.5^{\circ} N$
 (A) M=7.1 秋田仙北地震



微小地震分布

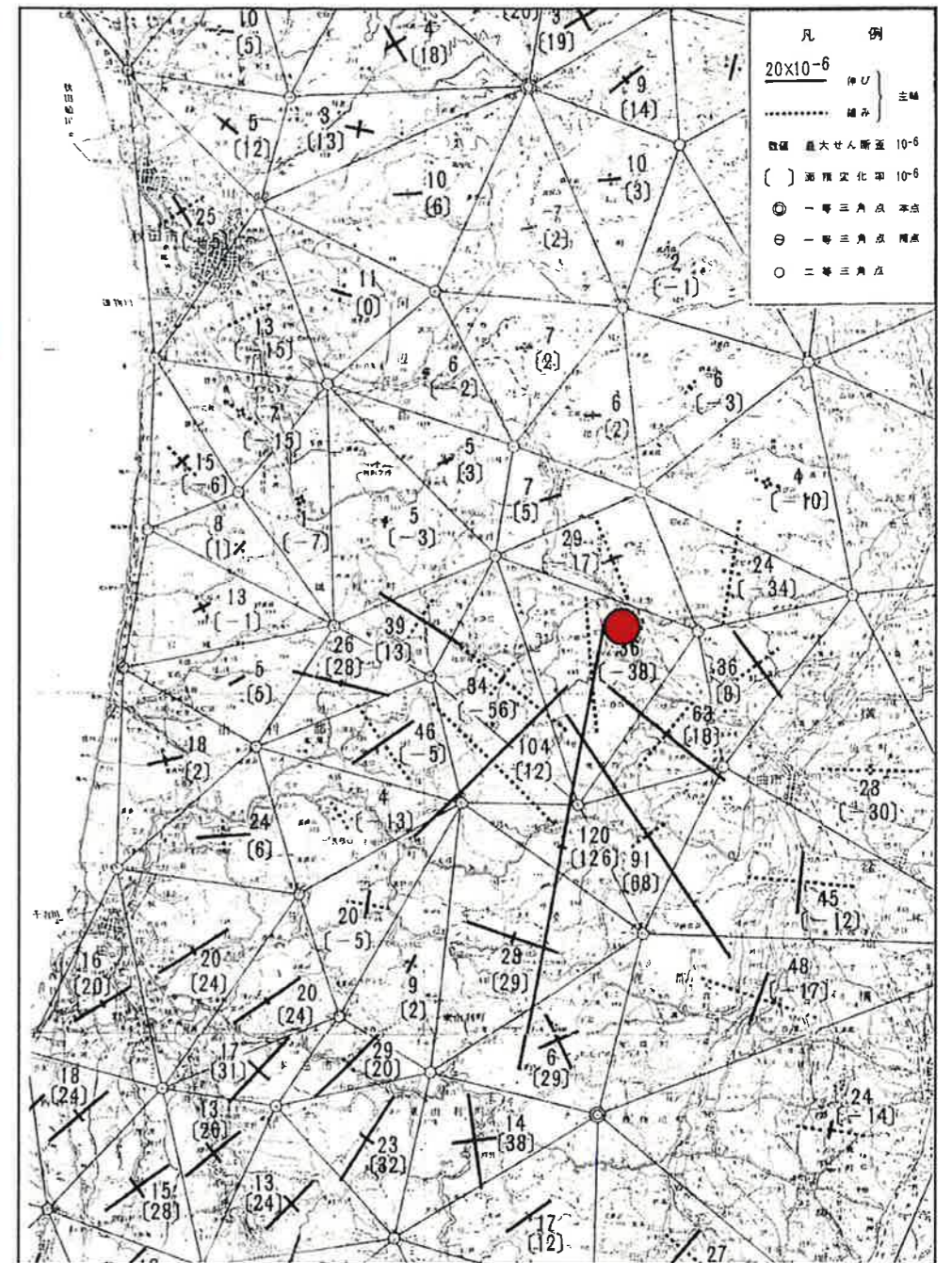


秋田県とその周辺における小さな地震まで含めた最近の浅い地震活動(M2以上, 1975年5月~1995年4月, 深さ30km以浅)

[東北大学及び弘前大学のデータから作成]

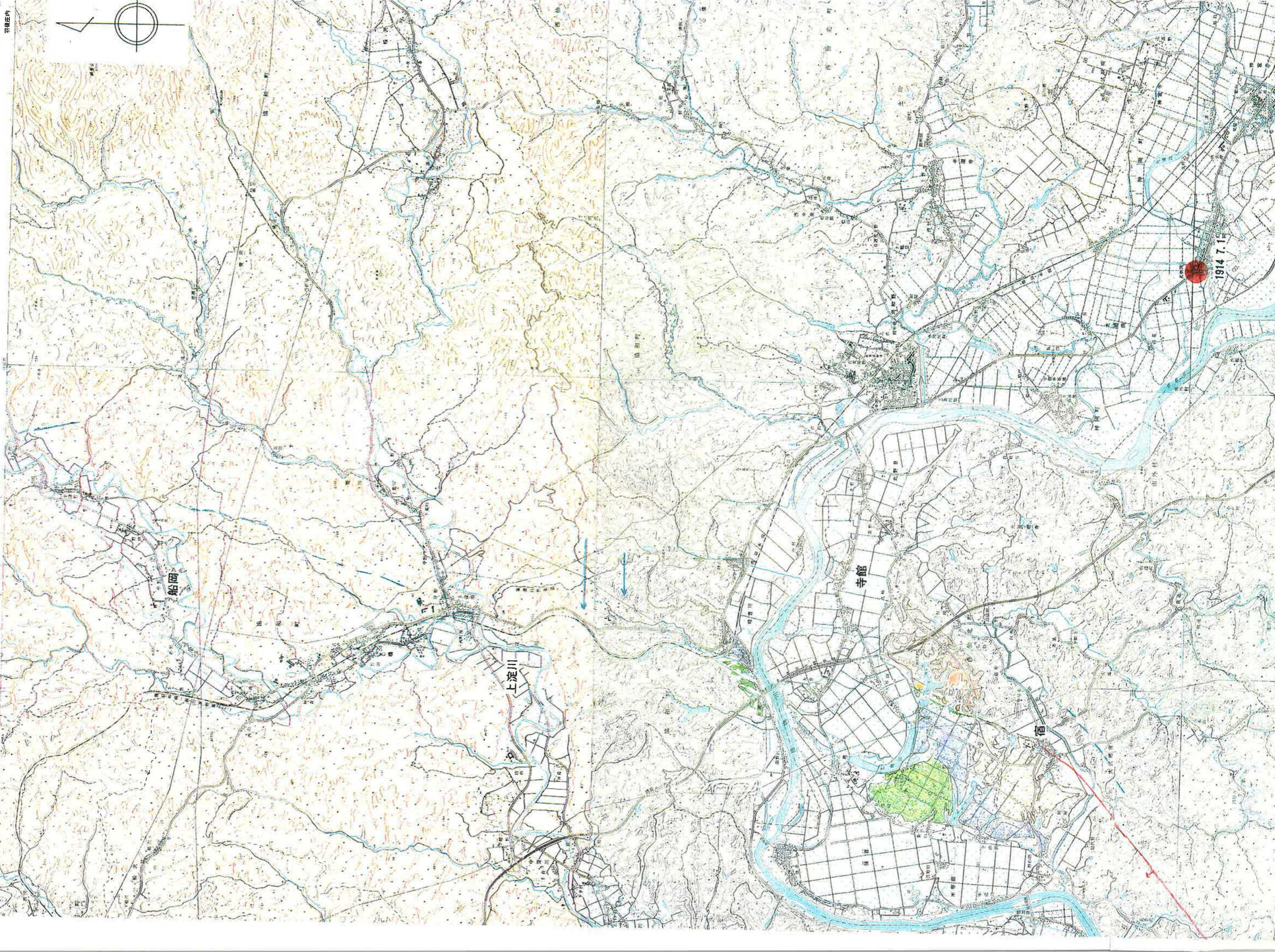
岩手県境付近, 宮城県境付近, 県北部中央(森吉山付近), 男鹿半島周辺付近に地震活動が見られる。県南部には1914年の秋田仙北地震(M7.1)の発生した付近に地震活動が見られる。また, 秋田県境に近い青森県の日本海沿岸(岩崎村付近)では, 1978年に群発地震活動があった。(赤と茶色の線は確実度 I, II の活断層)

水平変動



国土地理院(1987)

図1-3-1 秋田仙北地震





1914 7. 1.

南植岡

夏見沢

塚須沢

羽広

法内

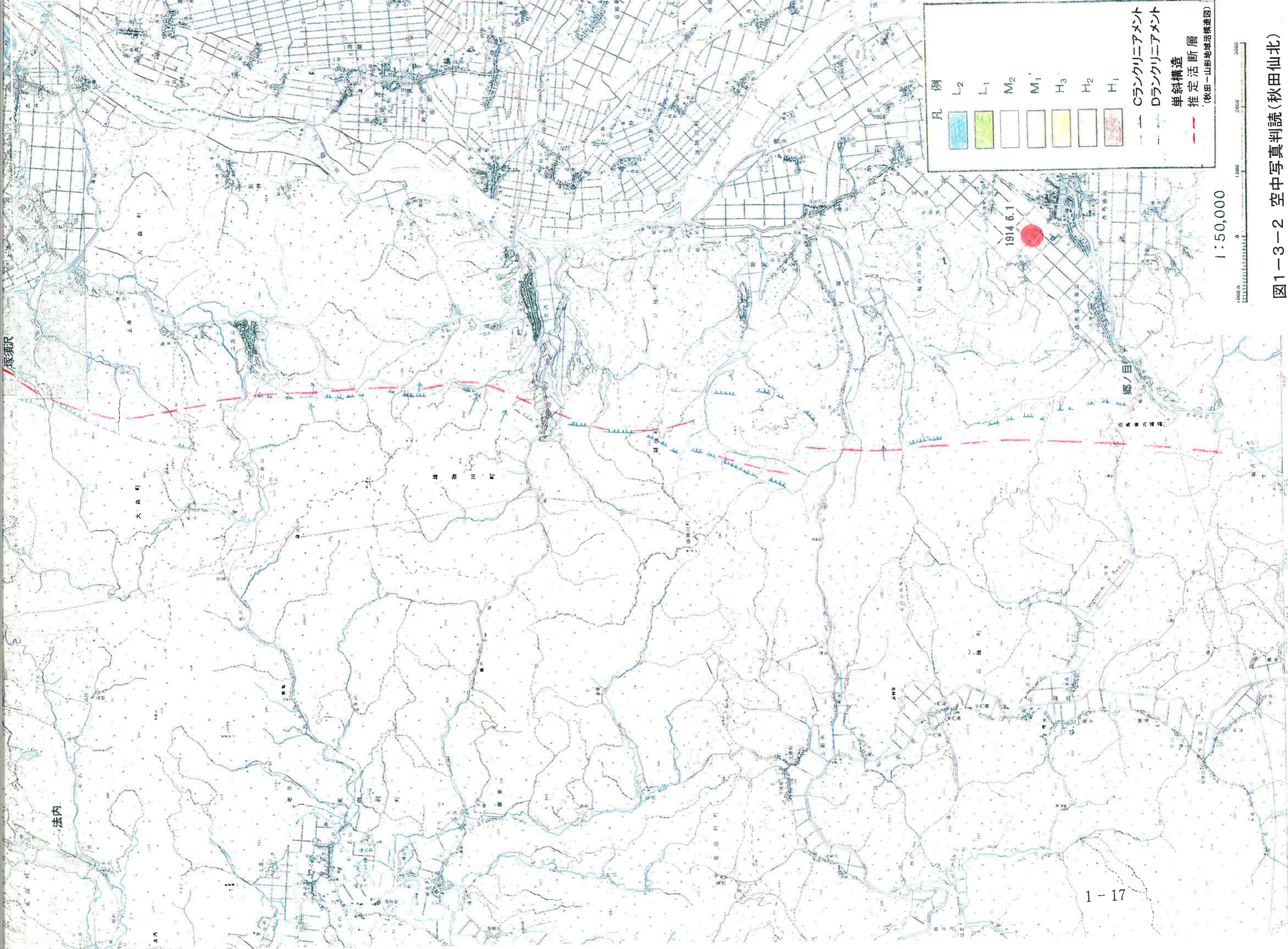


図1-3-2 空中写真判読(秋田仙北)

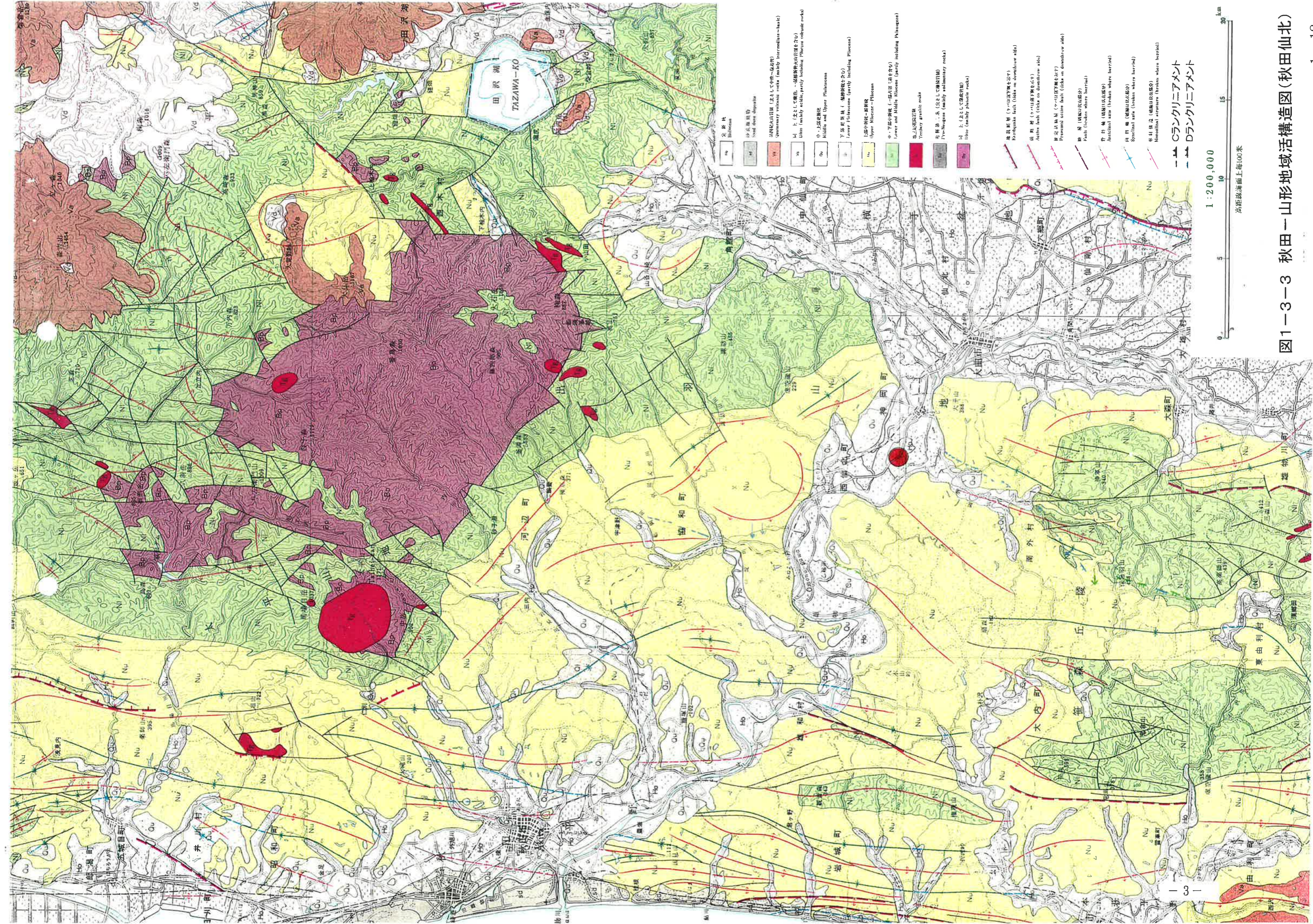
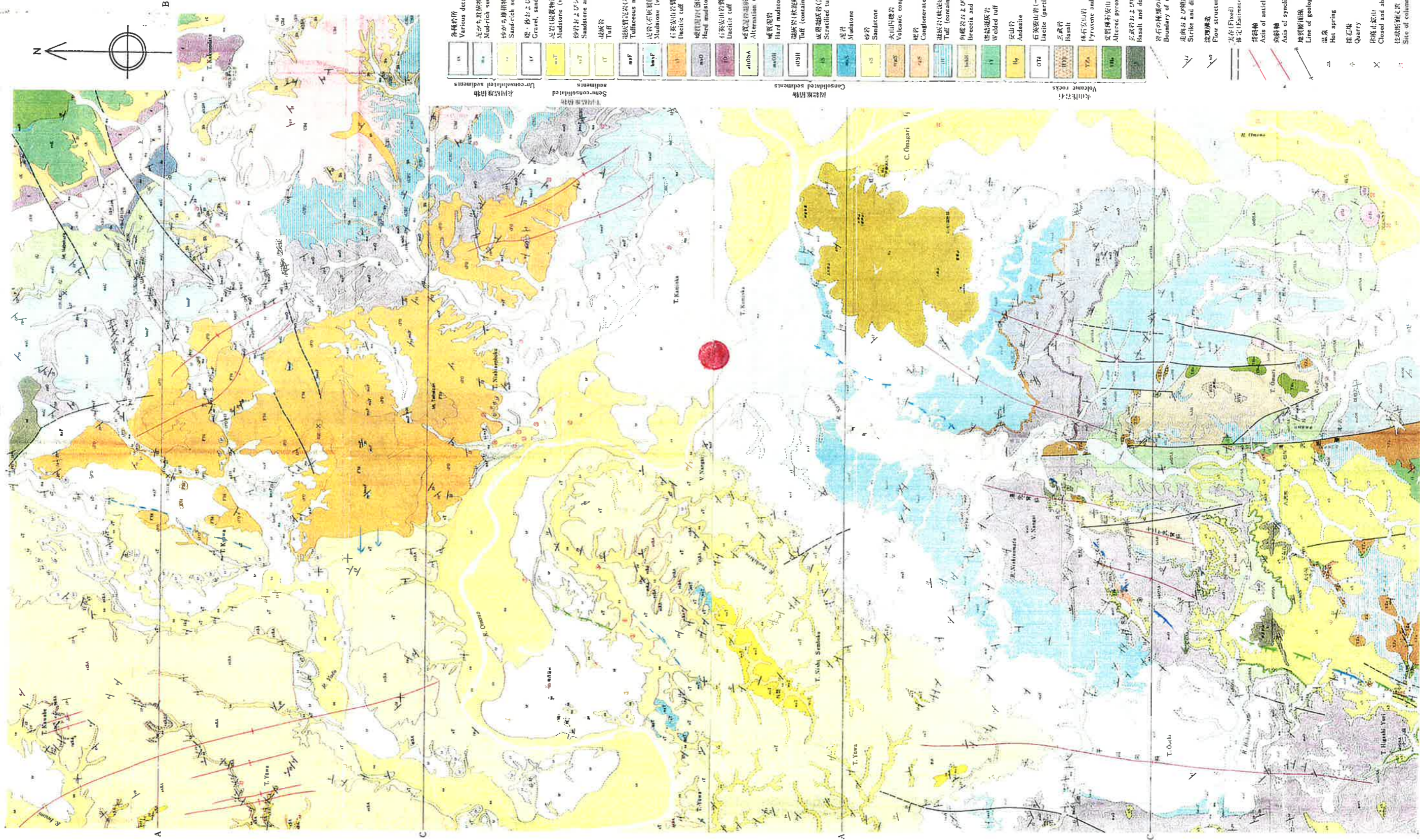


図1-3-3 秋田—山形地域活構造図(秋田仙北)



第四紀 Quaternary	沖積低地堆積物 Alluvial lowland sediments	第四紀 Recent
第四紀 Quaternary	段丘堆積物 Terrace deposits	第四紀 Recent
新第三紀 Miocene	添田層 Tenkokuji formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	藤川層 Funakawa formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	女川層 Onagawa formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	大森層 Omori formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	須藤田層 Sugata formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	畑村層 Hatamura formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	横根層 Yokone-oge formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	姫神山安山岩 Himegamiyama andesite	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	大森層 Omori formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	畑村層 Hatamura formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	横根層 Yokone-oge formation	新第三紀 Miocene
新第三紀 Miocene	貫入岩類 Intrusive rocks	新第三紀 Miocene

各種岩屑 Various detritus	泥質砂岩 Mud-rich sediments	砂から礫堆積物 Sand-rich sediments	砂・砂および泥 Gravel, sand and mud	泥岩(炭酸塩層を伴う) Mudstone (with seam of carbon matter)	砂岩およびシルト岩 Sandstone and siltstone	砂岩質土 Tuff	泥岩質土 Tuffaceous mudstone (with calcareous nodules)	泥岩(石灰質泥層を伴う) Mudstone (with calcareous nodules)	石灰質泥岩 Limestone	石炭質泥岩(砂層を伴う) Hard mudstone (with nodules)	石灰質泥岩 Limestone	凝灰岩 Tuffaceous mudstone (with calcareous nodules)	凝灰岩質土 Alteration of hard mudstone and tuff	硬質泥岩 Hard mudstone	泥岩質土 Tuff (containing mud ball)	凝灰岩質土(海緑石を伴う) Stratified tuff (with glauconite)	泥岩 Mudstone	砂岩 Sandstone	火山砕積岩 Volcanic conglomerate	凝灰岩 Conglomerate	凝灰岩(凝灰球を含む) Tuff (containing mud ball)	角礫岩および火山角礫岩 Breccia and volcanic breccia	溶結凝灰岩 Welded tuff	安山岩 Andesite	石炭質泥岩(一部泥層を伴う) Limestone (partly with flowstructure)	凝灰岩 Basalt	輝石安山岩 Pyroxene andesite	変質輝石安山岩 Altered pyroxene andesite	玄武岩および輝石玄武岩 Basalt and dolerite
--------------------------	----------------------------	--------------------------------	---------------------------------	--	--------------------------------------	--------------	---	--	--------------------	--	--------------------	--	---	-----------------------	------------------------------------	--	----------------	-----------------	--------------------------------	---------------------	---	---	----------------------	-----------------	---	---------------	----------------------------	--------------------------------------	------------------------------------

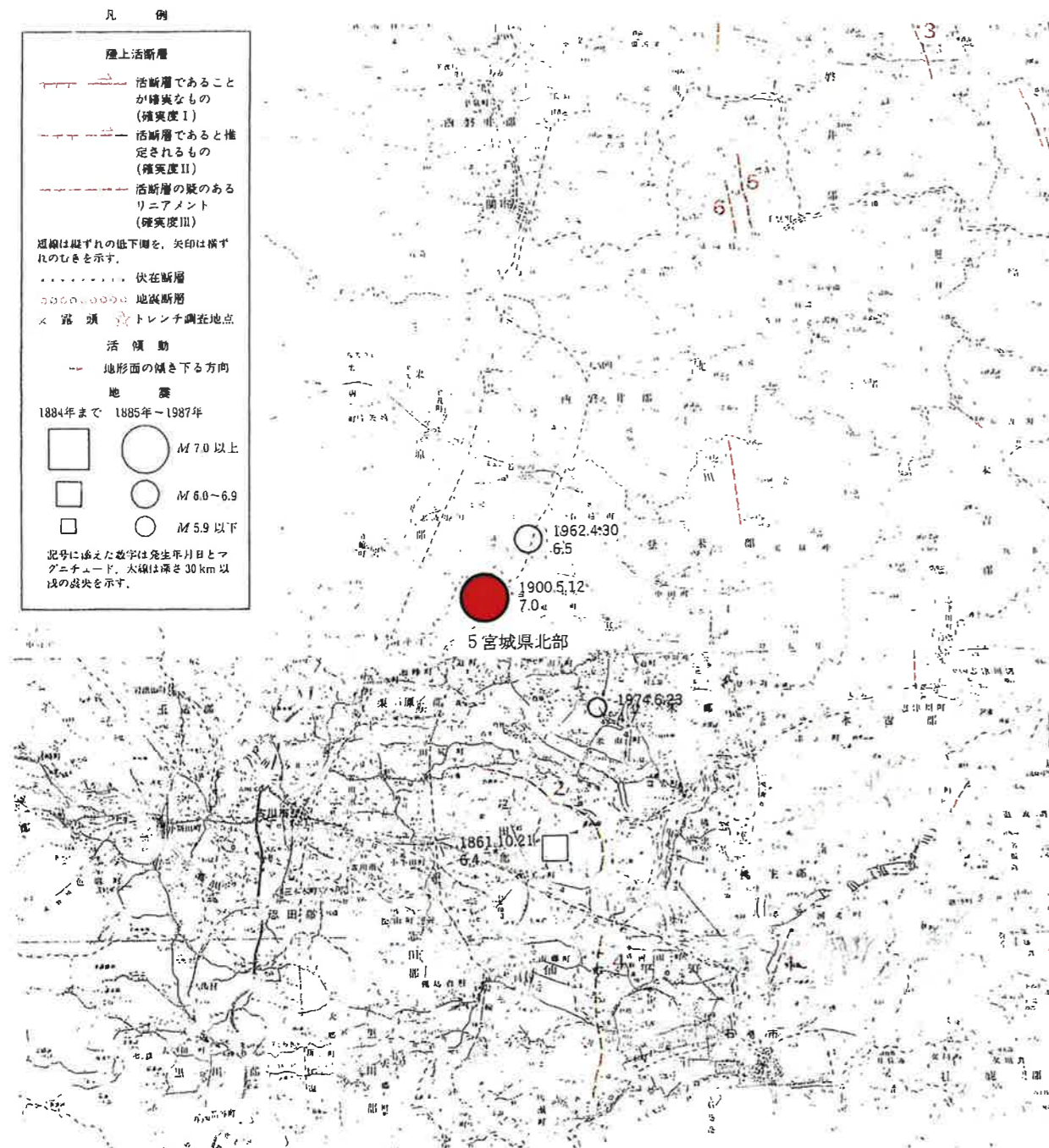
- 岩石の種類
Boundary of rocks
- 北傾および傾斜
Strike and dip
- 法線構造
Flow structure
- 固定(Fixed) / 非固定(Instable) / 断層
Fault
- 背斜軸
Axis of anticline
- 向斜軸
Axis of syncline
- 地質断面線
Line of geological profile
- 温泉
Hot spring
- 採石場
Quarry
- 休廃止鉱山
Closed and abandoned mine
- 柱状節理
Site of columnar section
- 〇ランクリニアメント
- ランクリニアメント

図1-3-4 表層地質図 「大曲・刈和野」(秋田仙北)

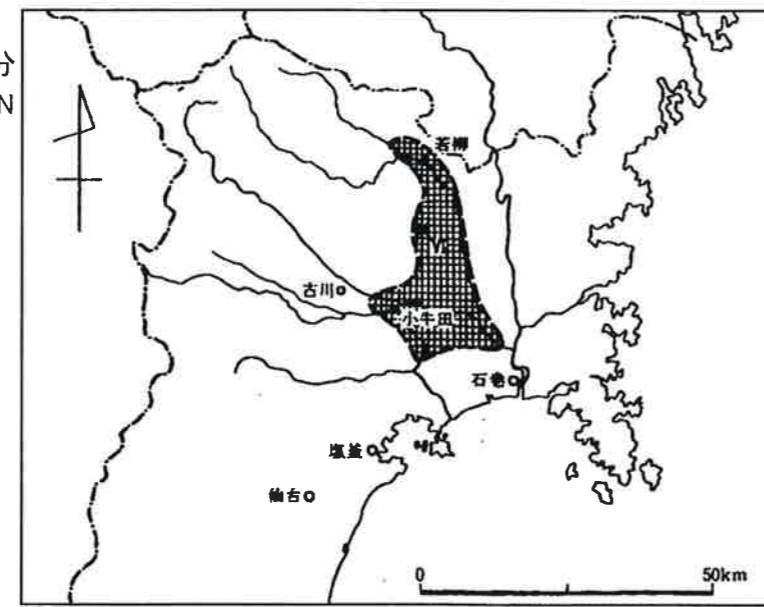
1 : 100,000

2000 1000 0 2000 4000 6000 8000m

1-19

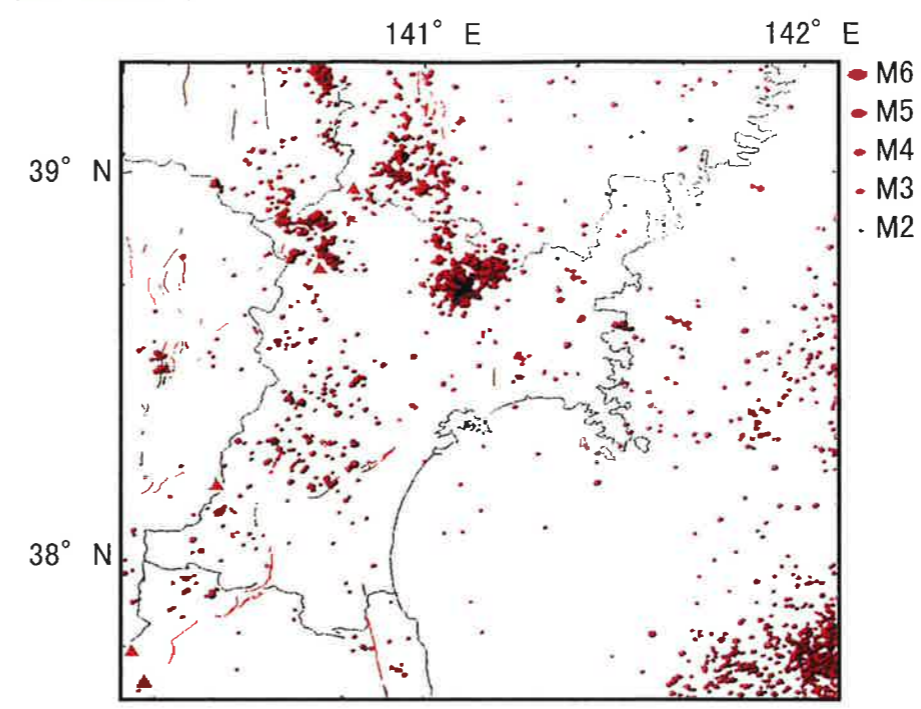


「新編 日本被害総覧」(1996)
 338 1900 V 12 (明治 33) 02 時 23 分
 宮城県北部 $\lambda=141.1^\circ E$ $\psi=38.7^\circ N$
 (A) M=7.0



宇佐見(1996)

微小地震分布



宮城県とその周辺における小さな地震まで含めた最近の浅い地震活動(M2以上, 1975年5月~1995年4月, 深さ30km以下)
 [東北大学及び弘前大学のデータから作成]
 1900年(M7.0)及び1962年(M6.5)の宮城県北部の地震が発生した付近や県中西部(仙台市西部付近)に地震活動が見られる。宮城・秋田・山形県境(鳴子町付近)では、しばしば群発地震活動が見られる。(赤と茶色の線は確実度I, IIの活断層)
 地震調査委員会(1997)

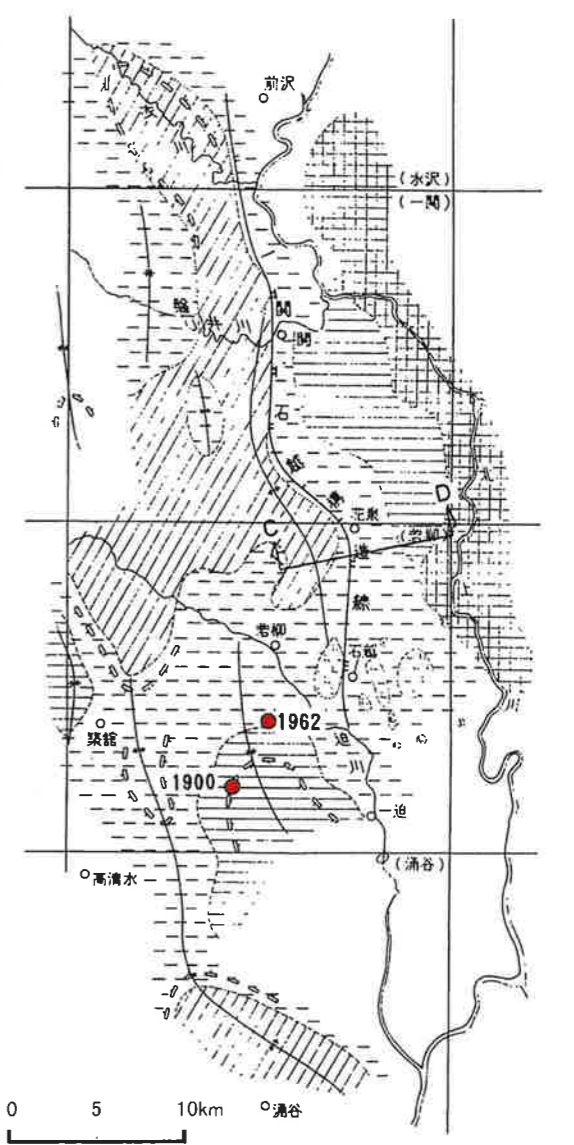
松野久也(1976)

若柳地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所 撓曲

花泉町中村付近から南方石越村にかけて、ほぼ東北本線に平行に、東落の撓曲が認められる。この北方延長は一関・平泉を経て、さらに北方胆沢扇状地まで追跡される。この褶曲構造は、上述の範囲にわたって一連に追跡され、ここでは一関・石越撓曲線と呼ぶ。

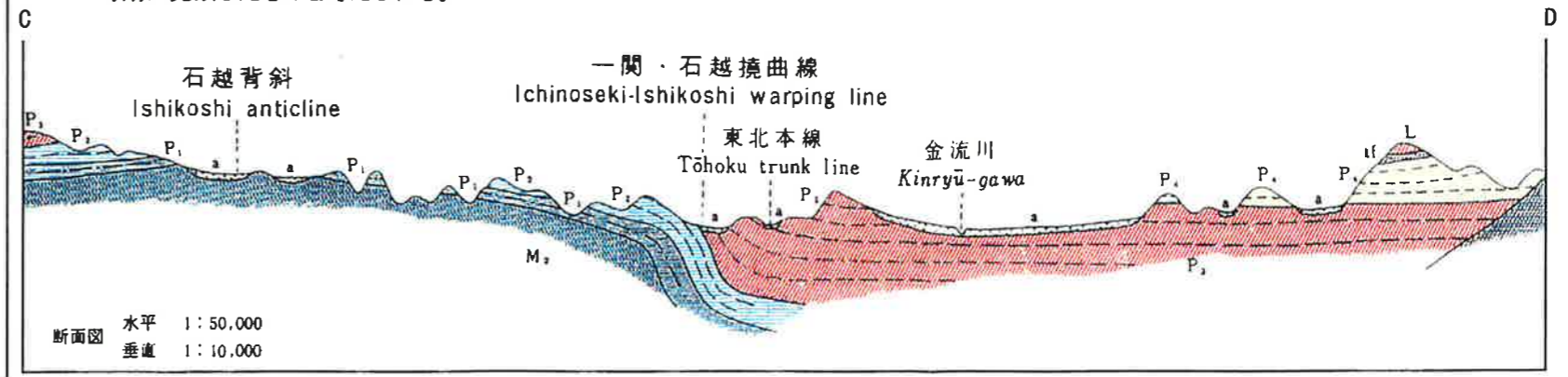
この撓曲は、中尊寺付近で東へ約40°、一関から南方真柴にかけては同じく東へ80~85°と急傾斜するが、その南では再び傾斜を減じ、有壁以南では消滅するかのようにみられていた。ところが有壁付近に至って再び南北方向をとるようになり、傾斜も40°から60°以上に増大することが明らかになった。

この撓曲運動によって、下黒沢層から築館層までが転移し、さらに胆沢扇状地に傾斜の急変部となって現れている。さらに、これより低位の水沢扇状地(あるいは段丘地)面にまで同様な急変部が認められる。水沢段丘面は、胆沢地方における再開の段丘面と考えられていることから、この撓曲運動はきわめて新しい時期に完成したものと考えられる。



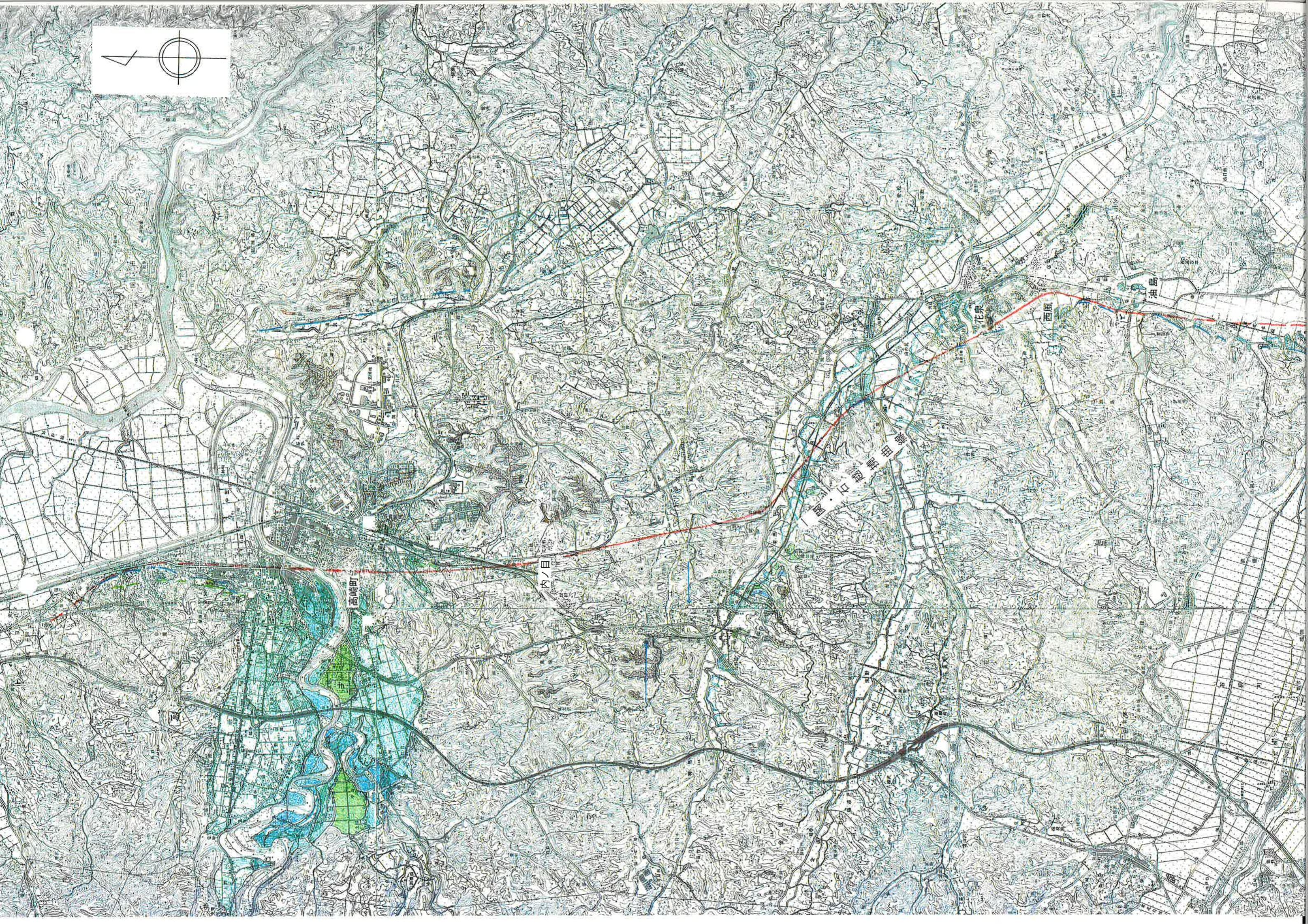
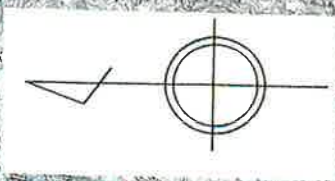
一関・石越撓曲線付近の地質構造概念図

- 盆状構造
- ドーム状構造
- 背斜構造
- 向斜構造
- 地層境界
- 鮮新統中上部(築館層)
- 鮮新統下部(亀岡層・竜の口層・金沢層)
- 中新統(下黒沢層等)
- 安山岩
- 古生層
- 震源位置



断面図 水平 1:50,000
 垂直 1:10,000

図1-4-1 宮城県北部地震



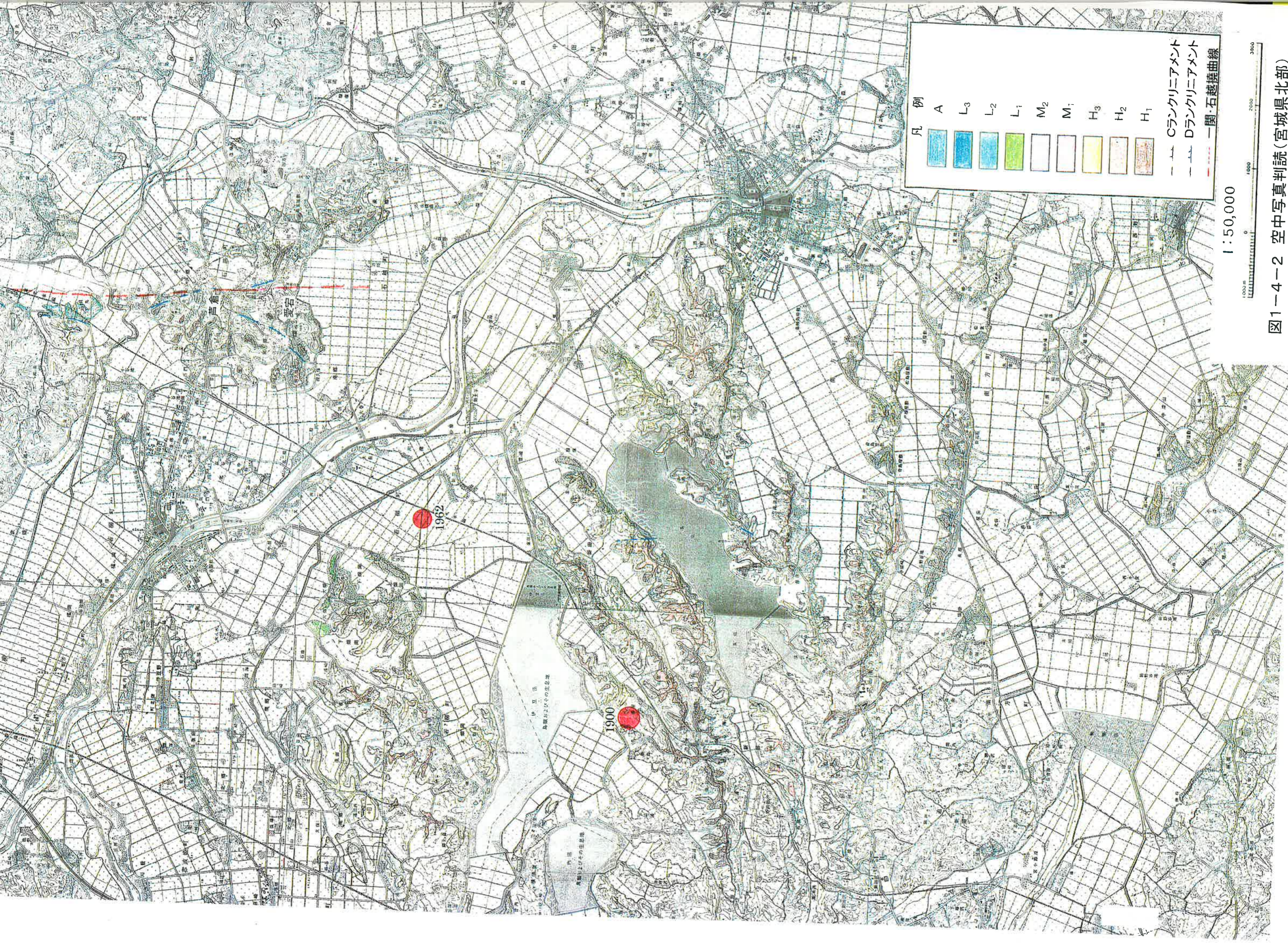


図1-4-2 空中写真判読(宮城県北部)

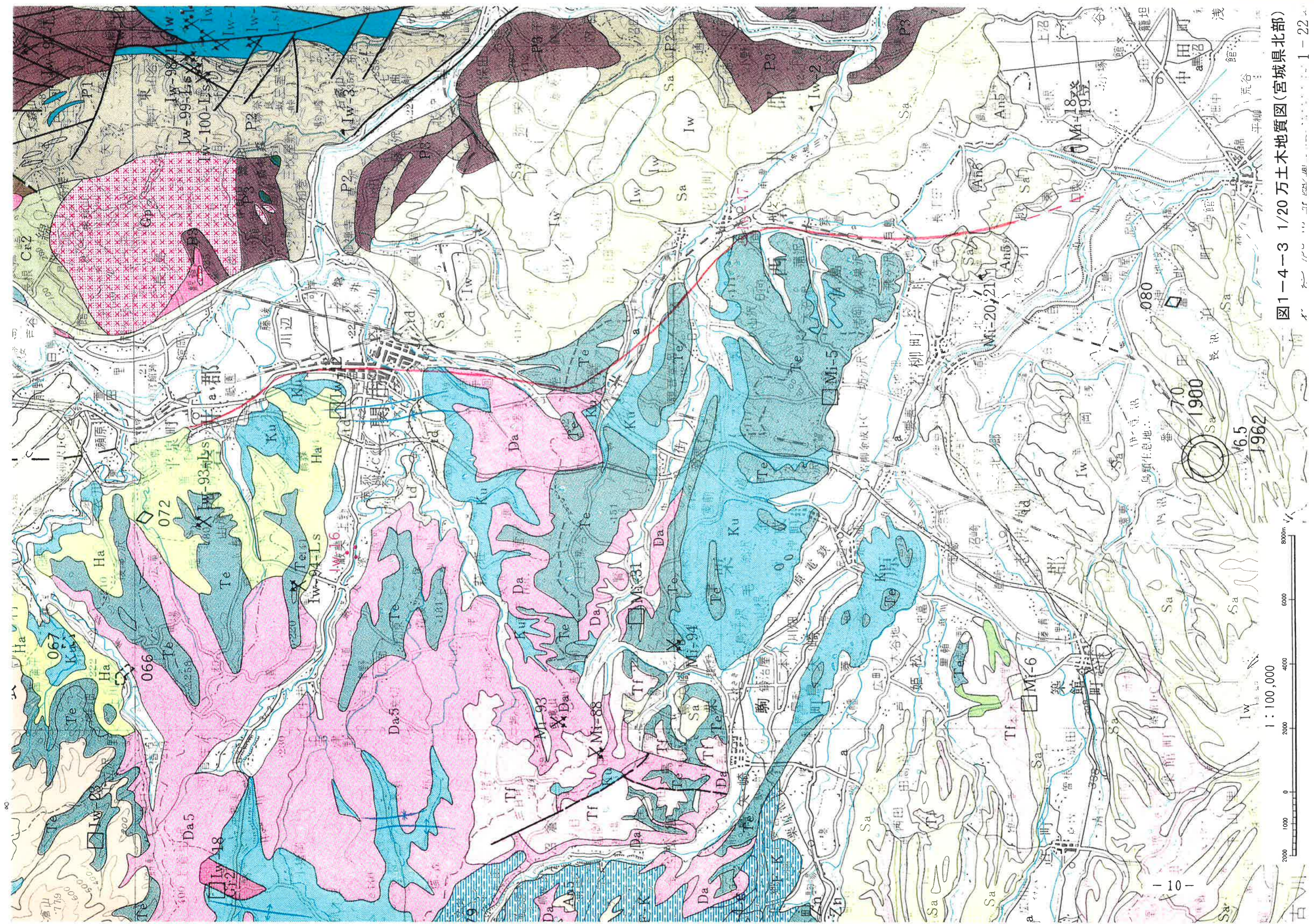
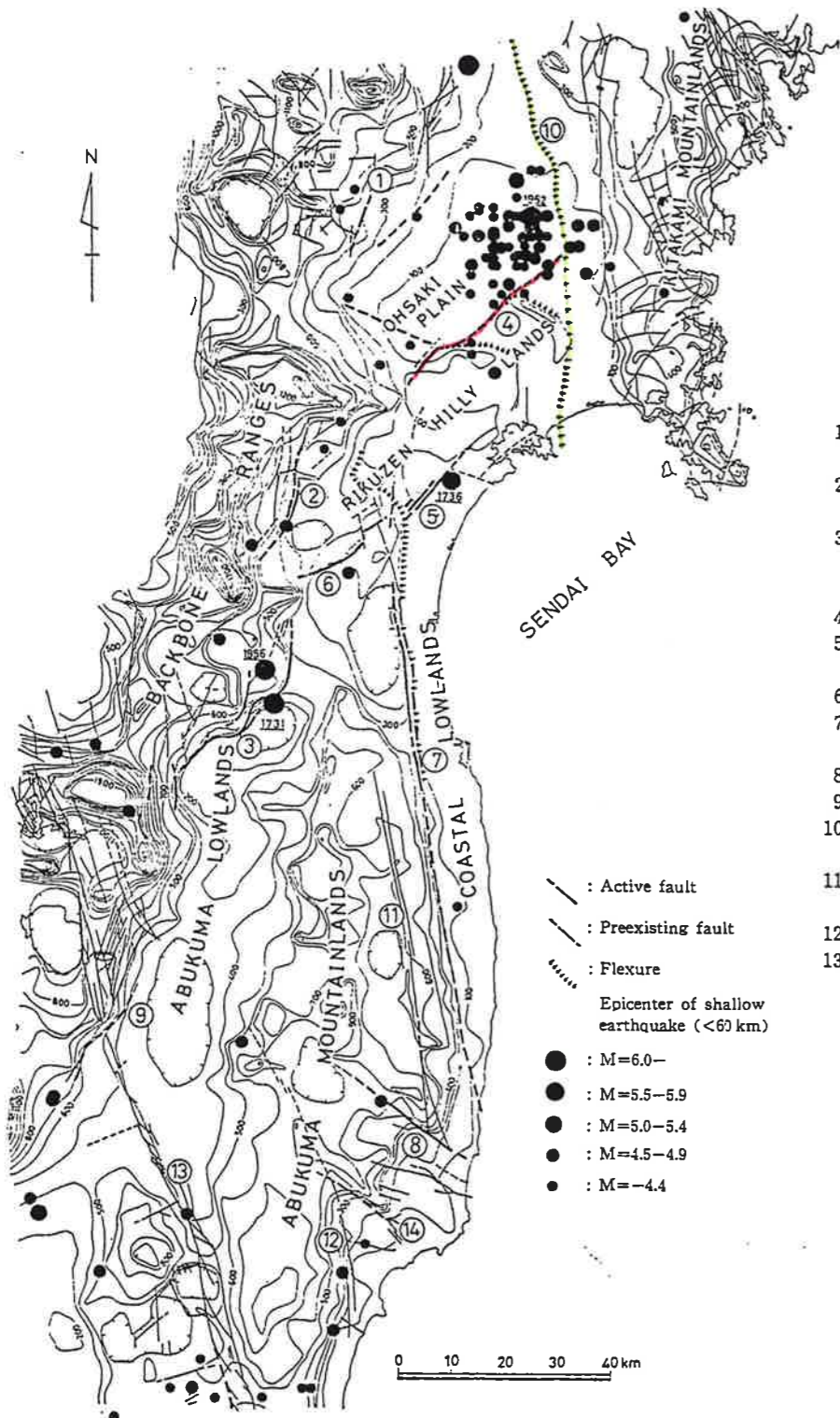


图1-4-3 1/20万土地质图(宫城县北部)

1:100,000



- 1: Nuruyu-Nagashida Tectonic Line
- 2: Sakunami-Yashiki-daira Fault
- 3: Western Marginal Fault of Fukushima Basin
- 4: Sanbongi Fault
- 5: Nagamachi-Rifu Line
- 6: Enda Fault
- 7: Futaba Sheared Zone
- 8: Fatatsuya Fault
- 9: Ashinokuchi Fault
- 10: Ichinoseki-Ishikoshi Flexure Belt
- 11: Hatakawa Sheared Zone
- 12: Idosawa Fault
- 13: Tanakura Sheared Zone

Fig. 1 General topography of the southeastern region of the Northeast Japan, and the distributions of preexisting faults, active faults and epicenters of shallow earthquakes from 1926 to 1972 (after Catalogue of Major Earthquakes of Japan Meteorological Agency).

4 三本木断層

本断層は宮城県北部の三本木町を通り、NE-SWの方向をもつ。庄司(1958)によれば、本断層は鮮新世における火山性陥没に関与したもので、鮮新統の垂直変位は北西側落ち200mであるという。断層の南東側に分布する鮮新統は断層に向かって北側に傾斜が増加する。磯崎(1976, MS)の地質図からは仙台付近の青葉山層に対比される礫層に断層を境とした約30mの高度差が読みとれる。長谷(1967)は三本木町の北側、古川市一帯に広く発達する沖積層下の埋没地形深度図を示しているが、それは三本木断層の北東延長部を境に鳴瀬川の上流で急激に沖積層が厚くなっていることを示している。さらに、小川・瀬谷(1962)によっても上記の沖積層の異常な厚変化を裏づける重力異常が明瞭である。したがって、三本木断層は第四紀にも活動している可能性が強いと言える。また、本断層周辺やその南西延長部ではNE-SW方向の衝上性小断層が発達することから、三本木断層の第四紀における活動様式は南東上りの衝上断層であると推定される。

C. 地震活動の地域的相関について

前述したように、本地域の断層運動の基本的様式は第8図の(1)~(4)のいずれかの場合にあてはまると考えられるから、浅発地震の発生についても上の様式に従った相関が予想される。たとえば(1)の場合にはもし葉取帯に地震が起れば、次に最も地震が起りやすいのは長町一利府線上であり、福島盆地西縁断層上で地震が発生すれば、早晩円田断層一長町一利府線か作並一屋敷平断層一温湯一永志田構造線、または三本木断層上で起ると予想される。事実、1731年に福島盆地西縁断層上の白石付近で $M_k=6.7$ の地震がおきたわずか5年後に、長町一利府線上で $M_k=6.4$ の地震が起きており、1956年に白石で $M=6.2$ の地震(白石地震)が起きた6年後に三本木断層付近で $M=6.5$ の宮城県北部地震が起きている。そして、この前後の時期には三本木断層一作並一屋敷平断層一福島盆地西縁断層と連なる変位線に沿って $M=4.5$ 以下の小地震が起きているのである。前者の地震活動様式は第8図の(2)の場合に、後者のそれは(3)の場合に相当する。

第9図は鈴木ら(1975)の1940年から1960年までの一等三角点測定による地殻の膨張・収縮図を転載したものである。それによれば阿武隈山地から白石、およびその西方にかけて膨張域が広がり、それに接して松島湾を中心とした北西方向に収縮域が広がっている。鈴木らは大地震が起きた地域は膨張域になっていると指摘しているが、白石付近を中心とする膨張域の存在は1956年の白石地震後の応力低下によるものと考えられ、その時の膨張域は仙台南西部までで、より北東部は依然として収縮域であったことを示している。この収縮域で白石地震のわずか6年後に宮城県北部地震が発生したわけだが、このような現象は次のように解釈される。すなわち、本地域には既に述べたような造構応力が作用しているが、一旦福島盆地西縁断層上で地震が発生すると、その周辺地域の応力が低下して応力の大きさに不均等が生ずる。応力の低下から免れた地域では相対的に地震の発生する確率が高まるが、とりわけ福島盆地西縁断層から連なる変位線上ではそれが著しい。その結果が三本木断層上で発生した宮城県北部地震であったということになる。

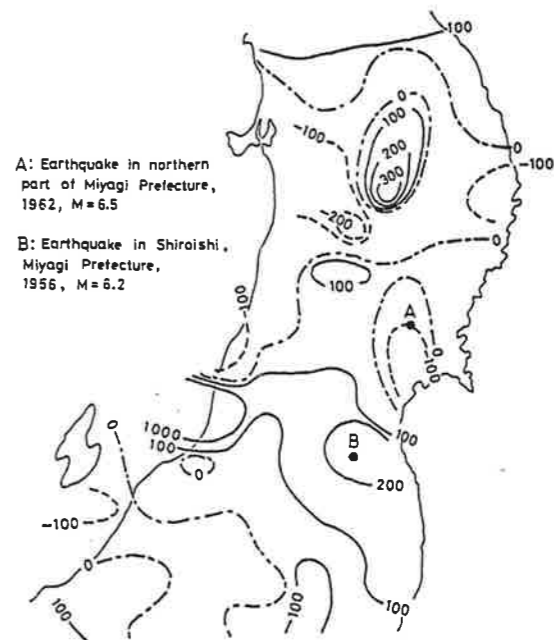
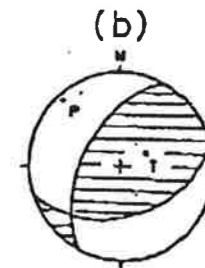


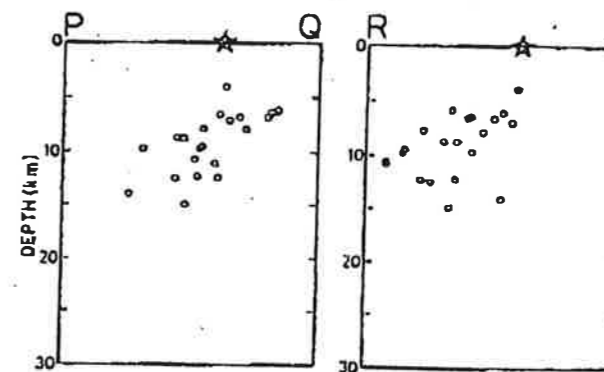
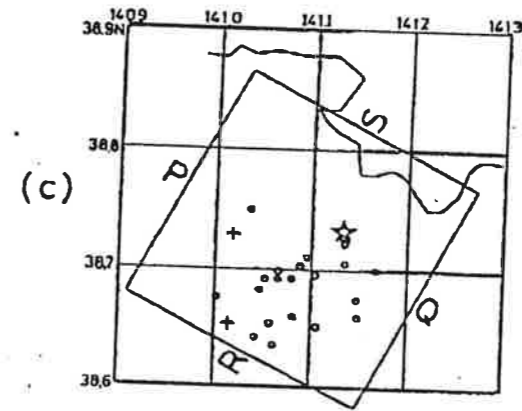
Fig. 9 Dilation and contraction areas of the earth crust induced from the survey of the first trigonometrical points from 1940 to 1960. Numbers are expressed in terms of 10^{-7} , and plus sign indicates dilation and minus contraction. (after SUZUKI *et al.*, 1975)

大槻ほか(1977)



1962 4.30
M 6.5

(b) Focal mechanism solution of the 1962 event projected on the lower focal hemisphere [TAKAGI *et al.* (1973)]. (c) Hypocenter distribution of the aftershocks presently relocated by using data of a temporary observation [SUZUKI *et al.* (1962)]. Main shock hypocenter located by the JMA network is shown by an open star.



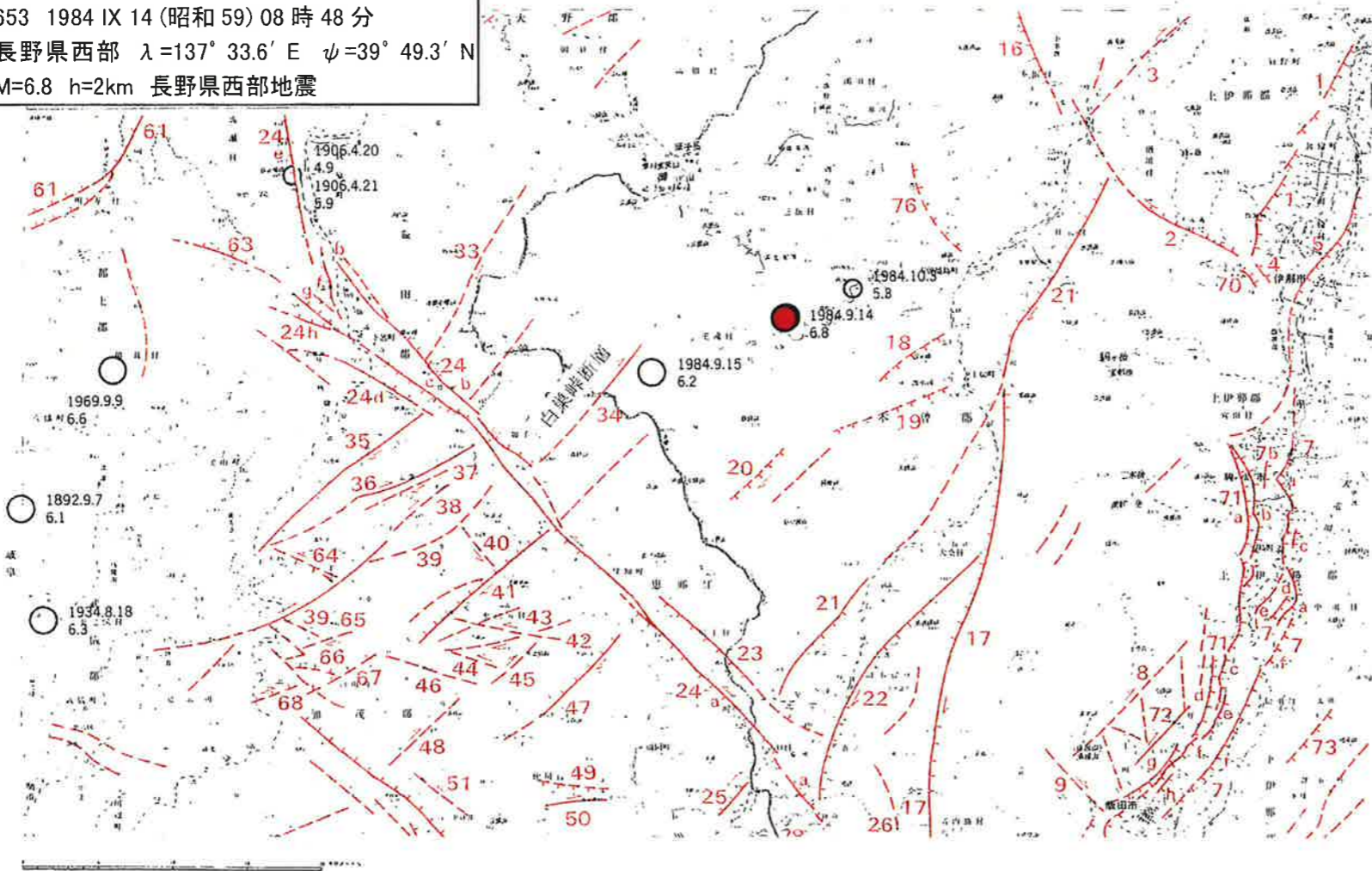
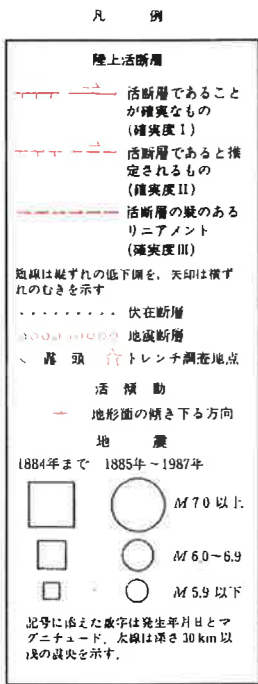
MAIN SHOCK 1962 4.30
AFTER SHOCKS 1962 5.6-5.16

河野ほか(1993)

65 飯田

「新編 日本被害総覧」(1996)
 653 1984 IX 14 (昭和 59) 08 時 48 分
 長野県西部 $\lambda=137^{\circ} 33.6' E$ $\psi=39^{\circ} 49.3' N$
 $M=6.8$ $h=2km$ 長野県西部地震

調査者：山崎晴雄・西田幸司；岡田
 寛正／山崎晴雄・山口 勝
 使用空中写真：
 CB-75-8 Y / CB-72-13 Y



震源モデル

1984/9/14 長野県西部地震 (モデル 1)

震源要素：昭和 59/9/14 (08:48) $35.82^{\circ} N$, $137.56^{\circ} E$, $H=2 km$, $M=6.8$

出 典：三雲ほか (1985), 1984 年長野県西部地震の地震および災害の総合調査, 21-33.

・静的断層パラメータリスト

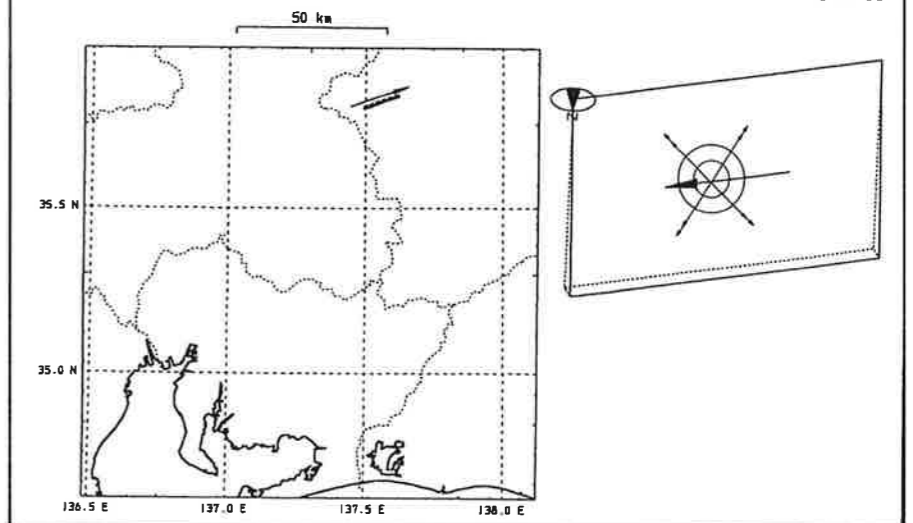
N ($^{\circ} N$)	E ($^{\circ} E$)	d (km)	θ ($^{\circ}$)	δ ($^{\circ}$)	λ ($^{\circ}$)	L (km)	W (km)	U (cm)
35.83 ^{*1}	137.62 ^{*2}	0 ^{*3}	251	85	180	12	8	100

^{*1} M_0 の値より逆算。

^{*2} $\Delta\sigma$ の値より計算式を推定。

^{*3} 震源を断層面中央に置き計算。

・平面図

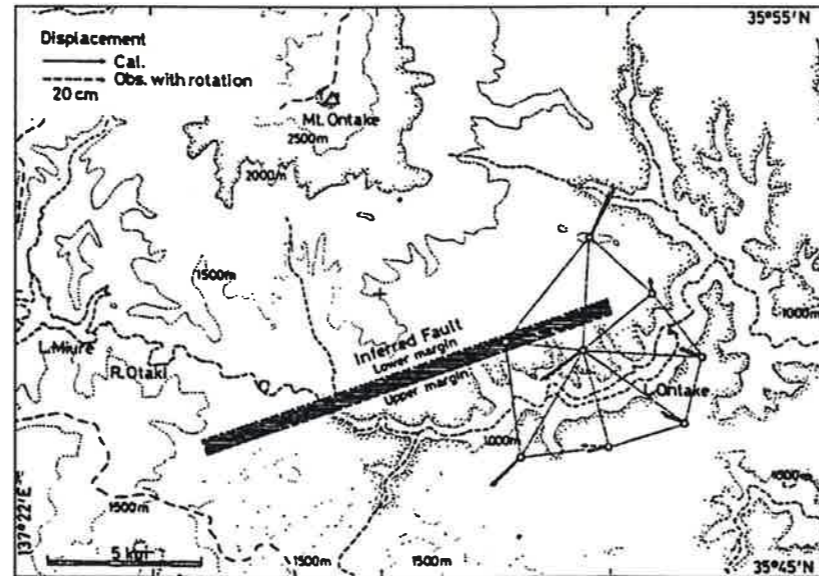


・見取図

水平変動



震度分布[気象庁による]



Location of a proposed fault which is fitted to the distance change of the trilateration points. Solid and broken arrows show the calculated and observed displacements, respectively. The observed displacements differ slightly from those in Fig.2, because they include little clockwise rotation of the network by 0.0005 degree in this figure.

山科ほか(1985)

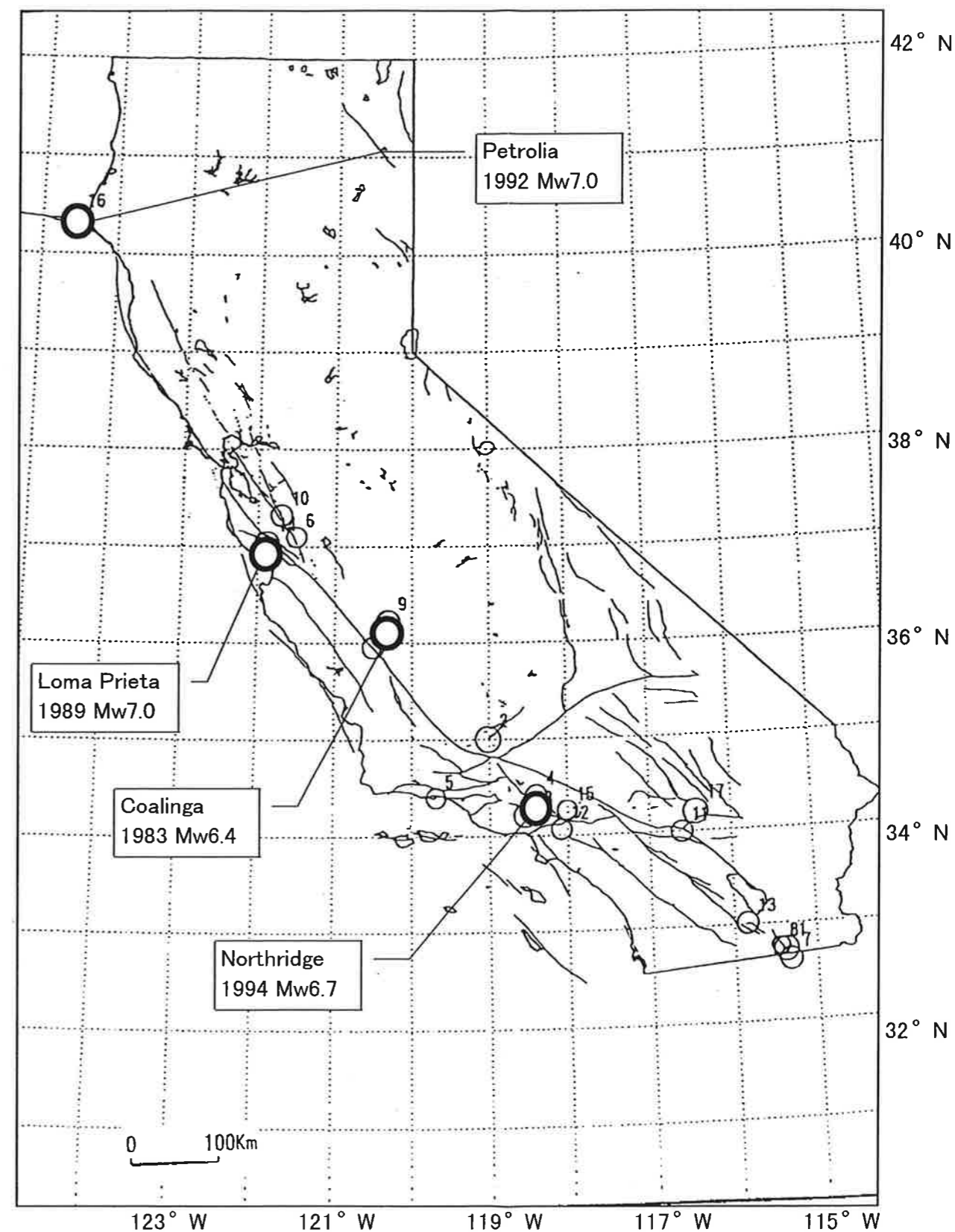
地震番号	発震年月日 時分	地震名	N ($^{\circ} N$)	E ($^{\circ} E$)	d (km)	θ ($^{\circ}$)	δ ($^{\circ}$)	λ ($^{\circ}$)	L (km)	W (km)	U (cm)	τ (sec)	V_{rup} (km/s)	MODE ($^{\circ}$)	μ (cgs)	M_0 (cgs)	$\Delta\sigma$ (f) (bar)	DATA
EQ91	1984/9/14 08:48	長野県西部地震	$M=6.8$	$35.82^{\circ} N$	$137.56^{\circ} E$	$H=2 km$												
		【モデル1】三雲ほか(1985)	35.83	137.62	0	251	85	180	12	8	100	1.0	2.5	RD	3.0	2.9E25	32(B)	AF B
		(モデル2) 山科・多田(1985)	35.83	137.58	0.5	250	74	206	14	1.9	160	--	--	--	3.3	1.4E25	--	F H
		(モデル3) Takeo & Mikami(1987)ほか	--	--	1.5	250	74	173	12	6	1.5	--	--	--	--	3.0E25	--	D AF B

図1-5 長野県西部地震

カリフォルニア地方の地震リスト

No.	Earthquake Name	Origin Time(UTC)	Mw	Focal Depth	Mechanism	Surface Faulting
1	1940 Imperial Valley	40/05/19 04:37	7.0	3.5	Strike-Slip	Yes
2	Kern County	52/07/21 11:52	7.5	10.5	Dip-Slip	Yes
3	Parkfield	66/06/28 04:26	6.2	6.0	Strike-Slip	Yes
4	San Fernando	71/02/09 14:00	6.6	6.7	Dip-Slip	Yes
5	Santa Barbara	78/08/13 22:54	5.8	12.0	Dip-Slip	No
6	Coyote Lake	79/08/06 17:05	5.8	6.7	Strike-Slip	No
7	1979 Imperial Valley Main	79/10/15 23:17	6.5	5.3	Strike-Slip	Yes
8	1979 Imperial Valley After	79/10/15 23:19	5.0	9.5	Strike-Slip	No
9	Coalinga	83/05/02 23:42	6.4	7.7	Dip-Slip	No
10	Morgan Hill	84/04/24 21:15	6.2	6.3	Strike-Slip	No
11	North Palm Springs	86/07/08 09:20	6.1	9.5	Oblique-Slip	No
12	Whitter Narrows	87/10/01 14:42	6.0	14.6	Dip-Slip	No
13	Superstition Hills	87/11/24 13:15	6.6	6.3	Strike-Slip	Yes
14	Loma Prieta	89/10/18 00:04	7.0	10.9	Oblique-Slip	No
15	Sierra Madre	91/06/28 14:43	5.6	11.7	Dip-Slip	No
16	Petrolia	92/04/25 18:06	7.0	8.0	Dip-Slip	No
17	Landers	92/06/28 10:59	7.3	7.6	Strike-Slip	Yes
18	Northridge	94/01/17 00:00	6.7	12.7	Dip-Slip	No

*断層中心の深さ(km)複数断層の時は各断層の中心の平均



カリフォルニア地方の地震の震源位置

図1-6 カリフォルニア州で発生した主な地震

表1-2 地表地震断層が出現しなかったとされる米国カリフォルニア州の4地震について(案)

(平成11年度研究報告書より抜粋(最新の研究例も付記))

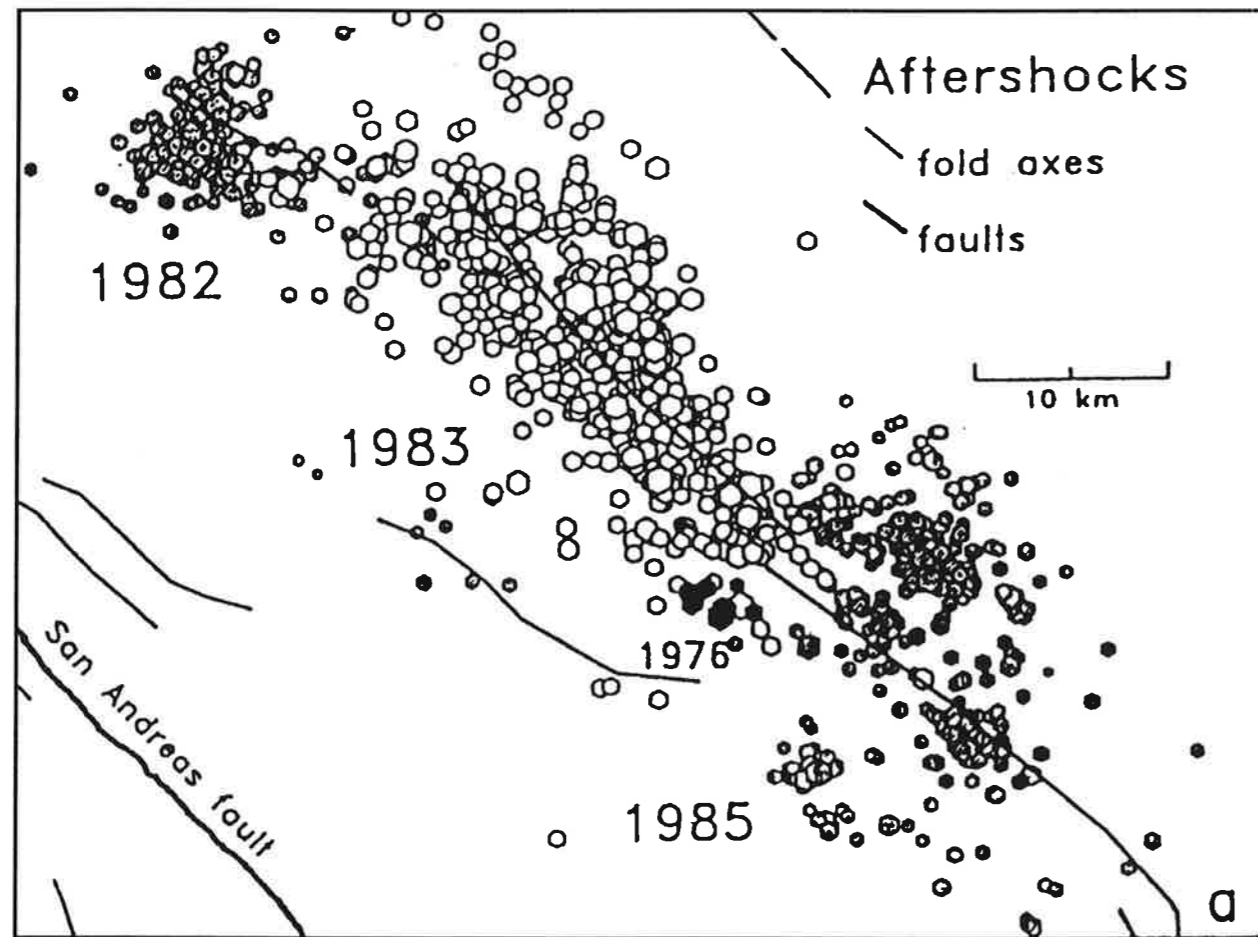
地震名	地震概要	調査結果	評価
Coalinga 地震	<ul style="list-style-type: none"> 発生日時: 1983年5月2日 マグニチュード: Mj=6.8 (Mw=6.4) 震央位置: 北緯 36° 23', 西経 120° 32' (Coalinga town の北東 12km、Los Angeles と San Francisco のほぼ中間、San Andreas fault の 35~45km 北東) 震源深さ: 10km 断層パラメータ: 走向 N37° W, 傾斜 65° NE, 長さ 16km, 幅 8km 	<ul style="list-style-type: none"> 第三紀層の基盤の上に第四紀の未固結被覆層が厚く分布する地域で発生 地層は褶曲構造を示し、震源は Coalinga 背斜の直下に位置する 余震が Coalinga 背斜に沿って長さ 35km、幅 15~20km の範囲で発生 褶曲構造は第四紀も活動をしている活褶曲とされており、Coalinga 地震は活褶曲に伴う blind thrust fault により発生 	<ul style="list-style-type: none"> 空中写真判読、詳細地形・地質調査、物理探査等により Coalinga 背斜から地震規模評価可能 Coalinga 付近の地質構造図によれば断続的な Coalinga 背斜の長さは約 30km
Loma Prieta 地震	<ul style="list-style-type: none"> 発生日時: 1989年10月17日 マグニチュード: Mj=7.1 (Mw=7.0) 震央位置: 北緯 37° 02', 西経 121° 52' (Santa Cruz 市の北東約 14km、San Francisco 市の南西約 100km) 震源深さ: 18km 断層パラメータ: 走向 N54° W, 傾斜 70° SW, 長さ 38km, 幅 17km 	<ul style="list-style-type: none"> 震源は San Andreas 断層の断層面上 震源深さは 18km と San Andreas 断層に沿う地震としては深い 初期破壊が 18km の深さで開始し、地表下 6km でとまり地表には達しなかった。 地表地震断層が現れなかった原因としては <ol style="list-style-type: none"> 震源深さが他のセグメントより深かった 複雑な地質構造のため、地表では多数の小断層に分岐した 柔らかい断層上部(第三紀層)が破壊を吸収したことなどが挙げられている。 	<ul style="list-style-type: none"> San Andreas 断層は非常に明瞭であり、評価可能。 震源位置についても 1906年 San Francisco 大地震の地震断層の南端部の割れ残しがあり、過去の地震データにより Loma Prieta 地域に地震空白域があり、Loma Prieta 地震の震源域に一致していることから地震規模の評価可能。 隣接する Zayante 断層、Sargent 断層の長さがこの地震の震源域の規模と同等であることから評価可能
Petrolia 地震	<ul style="list-style-type: none"> 発生日時: 1992年4月25日 マグニチュード: Mj=7.6 (Mw=7.0) 震央位置: 北緯 40° 20', 西経 124° 14' (California 州北部の Cape Mendocino 地域の Petrolia town の近く) 震源深さ: 10.6km 断層パラメータ: 走向 N35° E, 傾斜 12° E, 長さ 21.5km, 幅 16km 	<ul style="list-style-type: none"> Gorda プレート、北米プレート、太平洋プレートの triple junction 付近で発生 Gorda プレートの北米プレートへの潜り込みに伴う逆断層型の地震 Gorda プレート内の横ずれ型の大規模な余震が 2つ発生しているが、地表地震断層は確認されていない 	<ul style="list-style-type: none"> この地域ではプレート境界地震が多数発生しており、歴史地震として地震規模の評価が可能。 横ずれ型の余震については海域に完新世に活動したとされる Mendocino 断層があり、海底調査等により評価可能
Northridge 地震	<ul style="list-style-type: none"> 発生日時: 1994年1月17日 マグニチュード: Mj=7.2 (Mw=6.7) 震央位置: 北緯 34° 13', 西経 118° 32' (Los Angeles の北西 32km) 震源深さ: 18km 断層パラメータ: 走向 N38° W, 傾斜 40° SW, 長さ 14km, 幅 21km 	<ul style="list-style-type: none"> 第四紀の未固結層が厚く分布する地域で発生した 活褶曲を伴う南傾斜の blind thrust の変位によって生じたとされている。この Northridge blind thrust は南傾斜の Oak ridge 活断層系の東方延長との研究例がある USGS によれば震源の上方延長に位置する Santa Susana Mountain の北側山麓に地震動により生じたと考えられる地表変位が見られ、トレンチ調査により現在までの 1300 年間に 3 回の地震による地表変位の証拠が認められた Santa Susana Mountain の南側山麓には北傾斜の San Fernand 地震の地震断層 (San Fernand 断層) や活断層 (Santa Susana 断層) が分布し、Northridge blind thrust とは共役の関係とされている 断層形態や地質構造等の解析による、Santa Susana 断層及び Oak ridge 活断層系のセグメント区分は、Northridge 地震及び San Fernand 地震の破壊域と整合的である 	<ul style="list-style-type: none"> 既存の文献調査及び詳細な地形・地質調査により、Northridge 地震と同規模の San Fernand 地震の地震断層や北傾斜の Santa Susana 断層 (断層長: 約 40km) を評価可能 北傾斜の Santa Susana 断層の下盤側も上昇していること等、当地域の地質構造を、地表踏査及びボーリング・重力データ等の収集などにより予め把握できていれば、事前に南傾斜の Northridge blind thrust を認定可能との研究例がある さらに Santa Susana 断層や Oak ridge 活断層系のセグメント区分により、地震規模をより精度よく評価できる可能性がある

Coalinga	評価ポイント Coalinga 背斜の活褶曲
----------	---------------------------

地震の概要
 発生日時: 1983年5月2日
 震央位置: 北緯36° 23', 西経120° 32'
 (Coalinga townの北東12km, Los AngelesとSan Franciscoのほぼ中間, San Andreas faultの35~45km北東)
 震源深さ: 10km
 断層パラメーター:
 走向 N37° W, 傾斜65° NE, 長さ16km, 幅8km

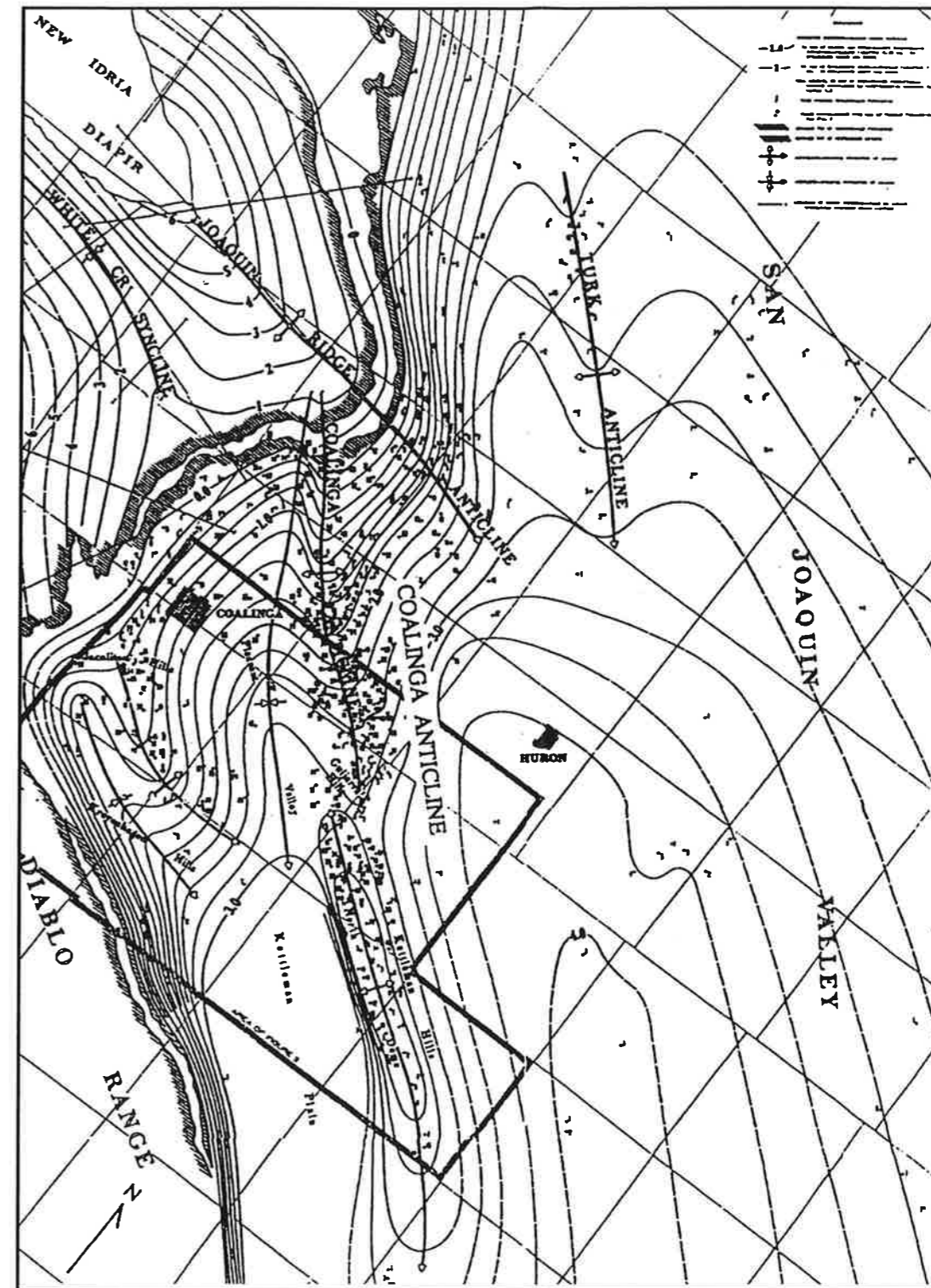
地震規模評価
 Coalinga 地震の発生前に地震規模を評価するためには, 地震前の空中写真判読, 詳細地形・地質調査, 物理探査等により, Coalinga 背斜の規模を特定し, これに基づき地震規模を評価することが考えられる。Coalinga 付近の地質構造によれば, Coalinga 背斜の長さは約 26km 程度と読みとれる。したがって, 上述の調査により活褶曲としての Coalinga 背斜から地震規模評価が可能である。

余震分布



1983年 Coalinga 地震の余震分布

地質構造

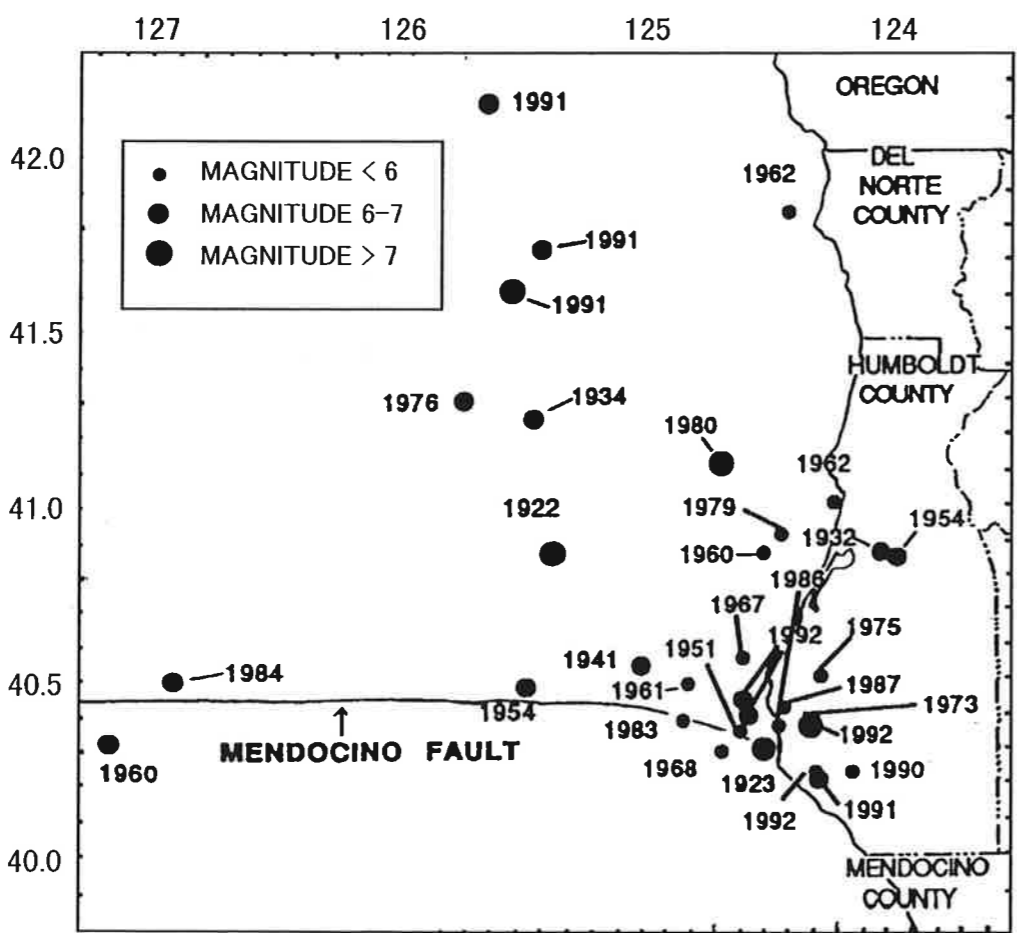


Coalinga 周辺の地質構造

図1-7 Coalinga 地震

<p>Loma Prieta</p>	<p>評価ポイント San Andreas 断層の空白域</p>	<p>余震分布(断面)</p>
<p>地震の概要 発生日時: 1989年10月17日 マグニチュード: $M_j=7.1$ 震央位置: 北緯$37^{\circ} 02'$, 西経$121^{\circ} 52'$ (Santa Cruz 市の北東約 14km, San Francisco 市の南西約 100km) 震源深さ: 18km 断層パラメーター: 走向 $N54^{\circ} W$, 傾斜 $70^{\circ} SW$, 長さ38km, 幅17km</p>		
<p>地震規模評価 Loma Prieta 地震の発生前に地震規模を評価するためには San Andreas 断層の評価が考えられ、この地域でも San Andreas 断層は地形的に非常に明瞭であるので、評価可能と考えられる。ただし、San Andreas 断層は長大であるため、震源の位置が問題になると考えられる。米国では、1906 年の San Francisco 地震の地震断層の南部に割れ残しがあり、また、過去の地震データからも Loma Prieta 地域に地震空白域があることが指摘されていた。この空白域はまさに Loma Prieta 地震の震源域に一致していることから、地震前に地震規模を評価することは可能であったと考えられる。さらに、隣接して分布する Zayante 断層, Sargent 断層の長さがこの地震の震源域の規模と同等であることから、これらの断層を評価することによって地震規模が想定されることも考えられる。</p>		
<p>活断層</p> <p>EARTHQUAKE ORIGIN</p> <p>Time: October 17, 1989 15.24 seconds after 5:04 p.m.(PDT) Magnitude: 7.1 Location: Lat.$37.036^{\circ} N$, Long.$121.883^{\circ} W$ Depth 11.5miles 9 miles northeast of Santa Cruz 60 miles south-southeast of San Francisco</p> <p>1989 年 Loma Prieta 地震の震源分布と活断層</p>		<p>Loma Prieta 地域の地震空白域</p>

図1-8 Loma Prieta 地震

<p>Petrolia</p>	<p>評価ポイント プレート境界</p>
<p>地震の概要 発生日時: 1992年4月25日 マグニチュード: Mj=7.6 震央位置: 北緯40° 20', 西経124° 14' (California 州北部の Cape Mendocino 地域の Petrolia town の近く) 震源深さ: 10.6km 断層パラメーター: 走向 N35° E, 傾斜 12° E, 長さ 21.5km, 幅 16km</p>	
<p>地震規模評価 Petrolia 地震については, この地震以前に沈み込み域のプレート境界地震として多数の地震が発生しており, 地震前にこれらの歴史地震から, 地震規模の評価は可能と考えられる。ただし, 角度が低角であるため, 震央が陸域となる。横ずれ型の余震に関しても, 海域に完新世に活動したとされる Mendocino 断層等があり, 海底調査等により評価可能と考えられる。</p>	
<p>震現分布</p>  <p>1992 年 Petrolia 地震周辺の地震活動と活断層</p>	

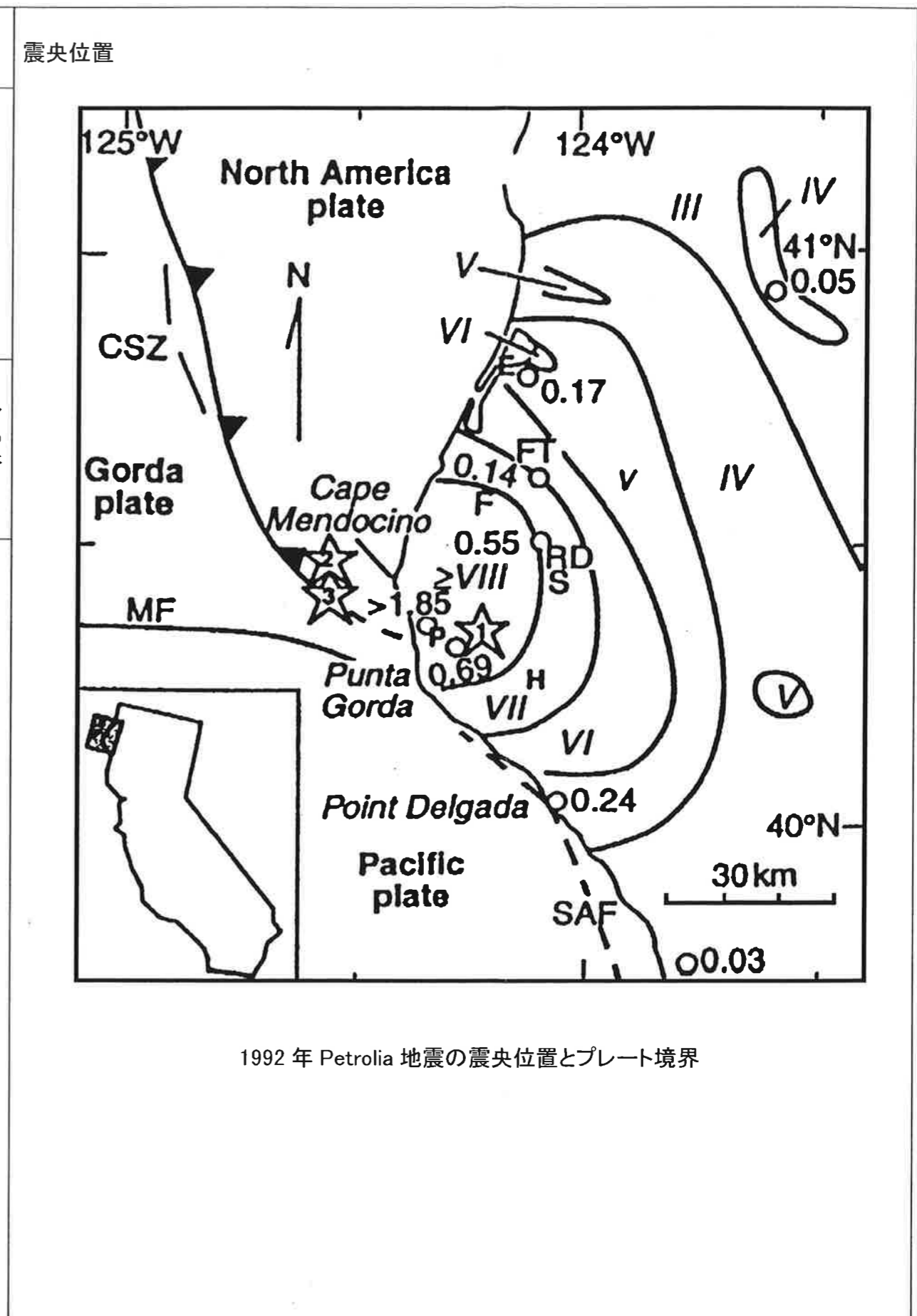


図1-9 Petrolia 地震

Northridge	評価ポイント San Fernand 地震の地震断層である Santa Susana 断層
地震の概要 発生日時: 1994年1月17日 マグニチュード: $M_j=7.2$ 震央位置: 北緯 $34^{\circ}13'$, 西経 $118^{\circ}32'$ (Los Angeles の北西 32km) 震源深さ: 18km 断層パラメーター: 走向 $N38^{\circ}W$, 傾斜 $40^{\circ}SW$, 長さ14km, 幅21km	
地震規模評価 Northridge 地震の発生前に地震規模を評価するためには, 活褶曲を評価することが考えられるが, Northridge 地震の地域では活褶曲帯が長く続いたため困難と考えられる。詳細な地形・地質調査を行えば Northridge 地震と同規模の 1971 年の San Fernand 地震の地震断層を評価することとなる。この地震断層の北西側に連続して Northridge 地震の震源断層とは共役の関係にある Santa Susana 断層が分布している。これらは山地と低地の境界に位置し, 構造的に同様の断層と考えられるため, 包括して評価することが考えられる。その場合, 合計の長さは約 40km となる。	

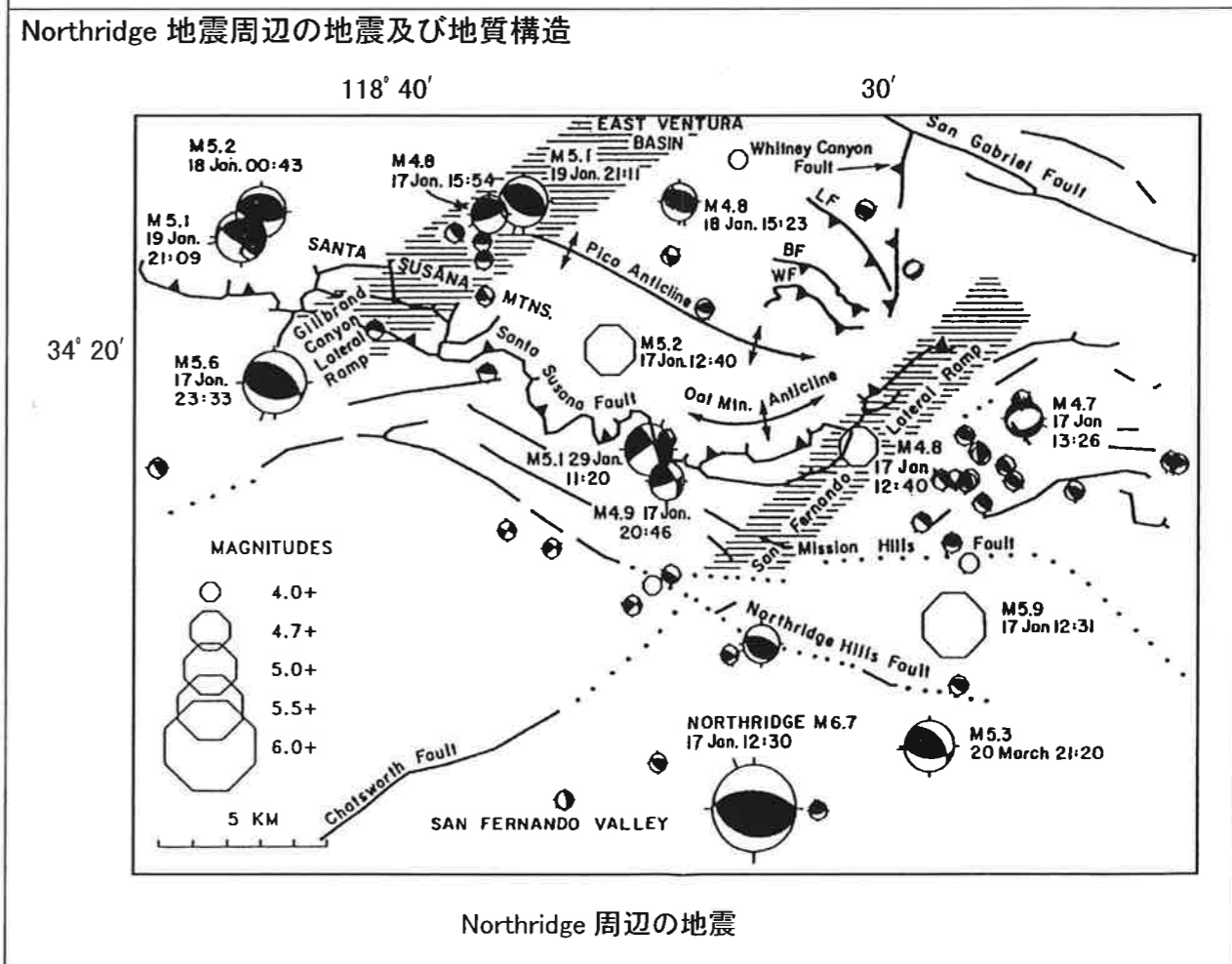
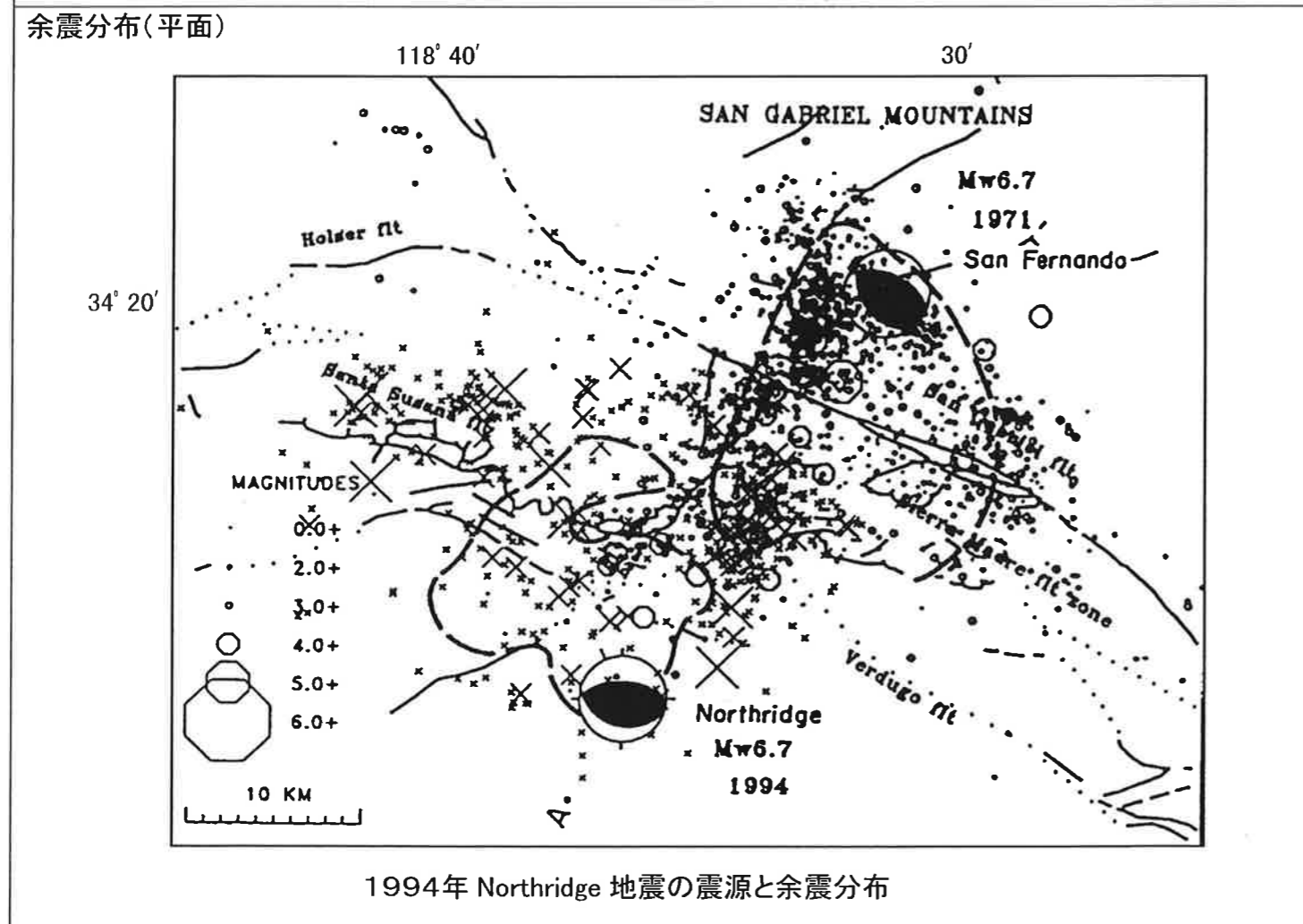
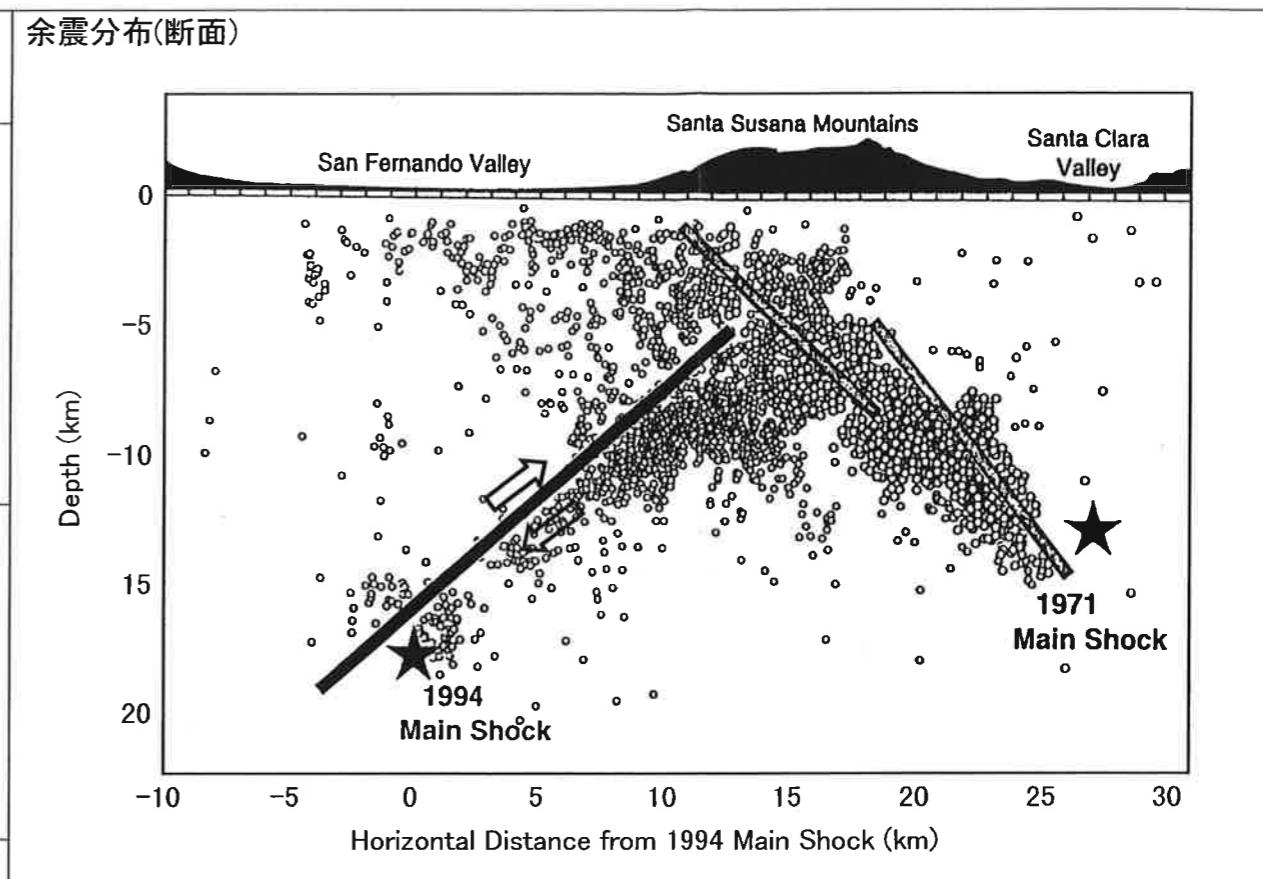


図1-10 Northridge 地震

第 2 部

2000 年鳥取県西部地震の評価

2-1. はじめに

原子力発電所の耐震設計において考慮すべき大規模な内陸地震を引き起こす可能性のある活断層は、繰り返し活動してきている。このような活断層であれば、一般的に地表に断層が認められたり、その活動の結果が地表付近の地形又は地質構造に何らかの痕跡が認められる。このことから、原子力発電所の立地の際には、文献調査、空中写真判読、地表地質調査等により内陸地震の規模は適切に評価できると考えている。

一方、内陸地震は地形や地質の特徴から、震源及び地震規模が推定できる大規模な地震と震源が特定できない地震に区分できると考えられるが、鳥取県西部地震(M7.3)は、既存の文献に活断層が図示されていない地域で発生した地震であり、断層地形が不明瞭であることから、どちらの地震に分類されるのか議論されている。

今後、原子力発電所の耐震設計に関する信頼性をより一層向上させる上では、鳥取県西部地震の位置づけを明確にし、さらに従来の調査手法に加え不明瞭な活断層を対象とした調査手法及び認定手法の高度化が求められる。

第2部では、はじめに断層地形が不明瞭となる要因を検討し、さらに、地形的特徴が不明瞭な活断層について断層の進展過程や地表付近

の形状を明らかにし、それらの特徴を考慮した調査手法、特に空中写真判読、地質構造形成過程、物理探査について検討した結果について述べる。第2部の構成を図 2-1-1 に示す。

2-2. 断層地形が不明瞭である要因と地表への現れ方

鳥取県西部地震については、これまでに発刊されている一般的な活断層図に図示されておらず、また、これまでの調査では明瞭な地表地震断層が確認されていない。そこで、断層地形が不明瞭である要因及び地下の震源断層が変位したときの地表への現れ方について、文献をもとに、取りまとめを行った。

(1)断層地形が不明瞭である要因

断層地形が不明瞭である要因としては、一般に次のような場合があると考えられている。

- ① 厚い第四紀層に伏在している場合。また、表層の変位が広範囲に亘り、撓曲したり、分散することによって地表付近の地形に明瞭に現れにくくなった場合
- ② 浸食速度が大きいか、あるいは、活動度が低いために、変位地形が保存されにくく不明瞭となった場合

①の例としては、福井平野直下を震源とする福井地震(1948年)が挙げられる。福井地震においては地表に明瞭な断層崖、撓曲が肉眼では認められなかったが、NNW-SSE方向に長さ約15kmの地割れ帯が生じた。地震後の測量により、この地割れ帯を境に三角点、水準点の変動

の向きが異なることから、福井地震時に地割れ帯直下の基盤が変形したが福井平野の厚い第四紀層がその断層変位を和らげたと考えられている(図 2-2-1, 杉村 1973)。また、地形調査, 物理探査, ボーリング調査の結果から地割れ帯直下の基盤面のずれや第四紀層及び地表面の撓曲が認められている(天池・竹内 1989, 岡本ほか 1989)。

また、②の例としては、丹後半島とその北方海域を震源域とする北丹後地震(1927 年)が挙げられる(図 2-2-2)。左横ずれ断層を示唆する明瞭なリニアメントは 1~2km だけであり、極めて短区間で不明瞭になる上、谷の屈曲の向きが down-hill であることなどからこれらが差別浸食によって生じた組織地形の可能性も否定できないとされている(松田 1977)。

鳥取県西部地震においては、厚い風化花崗岩が分布する地域で活動した横ずれ断層であり震源断層の変位が表層で分散したこと、また、浸食速度が大きく変位地形が明瞭に保存されなかったことなどが要因として考えられる。

(2) 活断層の地表への現れ方

活断層から地震規模を想定する場合は、一般にその長さ、あるいは単位変位量から経験式(松田 1975)等を用いて地震規模を算出している。しかし、断層地形が不明瞭な場合、活断層の長さを定量的に評価することが困難となる。

このような場合には、より詳細な調査を行い、地表の変状と地下の震

源断層との関連や周辺の地質構造の形成過程などを解明することによって、活断層の長さや活動性等の推定が可能である。

地下の震源断層が変位したときの断層の進展及び地表への現れ方については、各種機関において研究が進められている。

1) 解析的な検討

香川ほか(2001)は鳥取県西部地震の震源断層と地表地震断層との関係について数値シミュレーションによる検討を行っている(図 2-2-3)。

検討結果から、地表に地表地震断層が現れるか否かは、地震発生層より上部の地層の厚さにも依存することが分かってきた。試解析では、例えば上層部が 4km 以上の場合は地表に活断層が現れないが、2.5km の厚さの場合は、地表に現れるといった結果が得られている。

また、地表面に全く傷のない初期状態では、最初にフラワー構造が発生することが解析結果から確認されている。

一方、L.A. Dalguer ほかは、鳥取県西部地震の断層破壊の進展過程について、「せん断滑りは元々あった断層でしか起きず、せん断滑りの結果起こる引っ張り応力集中が元々あった断層から伝播する新しいき裂を引き起こす」と仮定しシミュレーションを行った。シミュレーションの結果は観測とよく一致して、既存の断層から派生するフラワー構造をよく説明している。(図 2-2-4)。

2) 実験的な検討

上田(1993)は、第四紀層分布地域において基盤岩中の断層が活動した場合、それが第四紀層及び地表にどのような変形を及ぼしているかを実地盤において明らかにしている。また、上田ほか(1999a, 1999b)は、第四紀層等の未固結被覆層が分布する地域において、基盤の断層変位に伴う未固結被覆層及び地表の変形状況を把握することを目的として、断層模型実験を行い、断層の発達過程、地表面の現れ方等を明らかにしている。さらに、Ueta et al.(2000)は、横ずれ断層模型実験に対してトモグラフィ画像を用い、その3次元形状について検討している。主な結果をまとめると以下のとおりである(表 2-2-1)。

a. 活断層の地表付近の変形状況

上田(1993)は、基盤の断層変位とそれに伴う第四紀層及び地表面の変形構造との関係を明らかにするため、第四紀層分布地域において地震断層を対象として、文献調査、現地調査を行い、主に断層型、断層面の傾斜角度、変位量、第四紀層の厚さが第四紀層及び地表面の変形構造にどのような影響を与えているかについて定性的な検討を行っている。

逆断層が地表に到達した場合の第四紀層中の断層形状とその到達位置は、基盤岩中の断層の傾斜に依存している。基盤中の断層の傾斜が、低角度(30° 以下)の場合、断層形状は下に凸の曲線形状を示し、基盤中の断層の延長線と地表の交点より上盤側に出現する。同様に、基盤中の断層の傾斜が、 $30\sim 45^{\circ}$ 程度の場合、断層形状

は直線形状を示し、基盤中の断層の延長線と地表の交点付近に、高角度(45°以上)のときは下に凸の断層形状で、基盤中の断層の延長線と地表の交点より下盤側に出現することが示唆されている。

一方、横ずれ断層型の場合は、第四紀層中に複数の断層面が観察され、下に凸の曲線形状(チューリップ型)または上に凸の曲線形状(やしの木状)を示している。これらの断層面の地表付近での広がり、低角度逆断層に比べて小さく、さらにチューリップ状のものに比べ、やしの木状のものの方が大きい。やしの木状の断層形状は、斜めずれ断層、特に鉛直変位成分が逆断層型の変位を示す断層に多く、このような断層が地表に到達した場合、地表面での変形帯の幅は大きくなると考えられている。

基盤中の断層が横ずれ断層型の場合、地表での変形状況は、断層・水平面における撓み、雁行状割れ目、プレッシャーリッジ等が認められる。地表の変形帯は、第四紀層が厚いほど幅が広がって肉眼では認めにくくなり、また横ずれ断層より逆断層の方が、幅が広い傾向にある。

b. 鉛直変位成分の卓越する断層(正断層, 逆断層)

鉛直変位成分が卓越する土槽断層模型実験では、底盤の断層面の傾斜、未固結被覆層の層厚及びその粒度分布を変化させ、未固結被覆層を切るせん断層の発達過程、地表面到達位置の変化について検討を行っている。

未固結被覆層の層厚が同一の場合における逆断層タイプの実験結果では、地表面に現れるせん断層の位置は、底盤の断層傾斜角によって大きく異なる。

底盤の断層傾斜角が極低角度(15°)の場合、断層延長線上と底盤の断層の直上位置との間にせん断層が最初に地表に現れるが、その後地表に到達するせん断層はバックスラスト的なもので、最初に地表に到達したせん断層と正反対の位置に出現する。

一方、低～高角度($30\sim 90^{\circ}$)の逆断層では、地表に最初に到達したせん断層の周辺に同様の変位センスをもつせん断層として出現し、実際の逆断層分布地域に多く見られるような数状に分岐した地表分布形態をとる。地盤表面は、底盤の断層変位量の増大に伴い傾動し、上盤側に段差、地割れが形成されるゾーンが認められる。特に底盤の断層傾斜角が 15° の場合、このゾーンは上述した互いに傾斜の向きが逆のせん断層の地表面到達間に位置し、広範囲にわたり緩やかに傾斜している。

正断層タイプの実験結果では、逆断層タイプとは対象的に底盤の断層傾斜角に関係なく、せん断層の地表到達位置は底盤の断層の直上位置付近に集中しており、類似した分布形態として出現する。

模型地盤表面の変形帯形状と地盤との関連については、地盤の層厚が厚い程、広範囲にわたることが示された。

また、模型地盤の変形過程においては、1本のせん断層が底盤の断層から地表に連続するのではなく、複数のせん断層が雁行状の配

列パターンを示しながら地表面へと成長する。せん断層の形状は、土のダイラタンシー角に依存し、上に凸もしくは下に凸の曲線形状あるいは直線を示すことが述べられている。

c. 水平変位成分の卓越する断層(横ずれ断層, 斜めずれ断層)

水平変位が卓越する土槽断層模型実験及び X-ray トモグラフィーを用いた実験では、鉛直変位成分の有無、未固結被覆層の層厚及び未固結被覆層を構成する堆積物の密度を変化させ、未固結被覆層を切るせん断層の発達過程、地表面到達形状の変化について検討を行っている(図 2-2-5, 図 2-2-6)。

実験によれば、基盤の横ずれ断層変位に伴って地表に断層が出現する際、変位量の小さい初期段階では、地表には小規模な断層群(Riedel shear)が左横ずれの場合は右雁行して出現し、変位量の増大に伴って、それらの間により曲率の小さい螺旋曲面状の Lower-angle shear 等が形成される。Riedel shear の螺旋状の変形は、実験砂層の固結度に依存し、その基盤断層に対する走向は内部摩擦角に関するクーロンの法則に従って砂の固結度が高いほど大きくなる。さらに変位量が増大するとそれらを貫いて一本の長い断層が発達するなど断層の複雑な発達過程が示されている。

未固結被覆層の層厚が同一な場合、地表面に到達するせん断面群は、密な地盤の方がゆるい地盤より Riedel shear の長さが長く、その分布間隔は大きくなっていることが認められる。また、せん断層が地

表に到達する底盤の断層変位量は、層厚が同じ場合は密な地盤の方がより小さい変位量で地表にせん断層が認められ、密度が同じ場合には層厚が薄い方がより小さな変位量で地表にせん断層が認められる。

その他、実験においては、砂地盤表面の水平面に撓みが見られたほか、地盤表面の膨らみが認められた。これらの変形の成因に関しては、横ずれ変位が卓越する地震断層例でも地表の変形帯の一部にプレッシャーリッジまたはバルジと呼ばれる地表面の膨らみがあることに言及し、せん断層に沿うずれ変位に伴う地盤の移動及び地盤材料のダイレイタンス特性が考えられるとしている。

一方、Naylor et al. (1986)による水平変位ずれの卓越する断層を模擬した砂箱実験では、砂箱にかかる応力を変化させ、砂層を切るせん断面の発達過程、砂層表面到達形状について、力学的な検討を行っている。

水平応力が均一な応力状態における実験によると、基盤断層の変位に伴い、基盤断層に斜行したリーデルせん断面が最初に発生する。さらなる基盤断層の変位の増加に伴いスプレイ断層、低角度せん断面、P せん断面が発生する。リーデルせん断面の走向は、砂層に働くせん断応力とクーロン・モールせん断破壊理論に従い、せん断応力方向から $45 - \phi / 2$ の角度をなす。リーデルせん断面の発生に伴い、リーデルせん断面の端部では、図 2-2-7(1)に示すようにせん断応力分布が変化する。この新たなせん断応力分布に応じ、スプレイ断層、P

せん断面が形成されることが示されている。

また、最大水平応力が基盤断層と平行な条件の実験によると、最大水平応力が基盤断層の変位によるせん断応力方向に回転し、基盤断層と僅かに斜行するリーデルせん断面が発生する。また、最大水平応力が基盤断層と直交する条件の実験によると、最大水平応力が基盤断層の変位によるせん断応力方向に回転し、基盤断層の走向と大きく斜行したリーデルせん断面が発生する。最大水平応力は、断層変位に伴い発生する砂層中のせん断応力方向になるまで回転するため、リーデルせん断面の発生方向は、時間とともに変化することも示されている(図 2-2-7(2))。

(3) 不明瞭な活断層に関するまとめ

地形的に不明瞭である活断層についてその特徴及び現れ方について検討を行った結果、以下の知見が得られた。

- ・実験的検討及び解析的検討のいずれにおいても実際の地形で観察される Riedel Shear と呼ばれる雁行状の亀裂群が地表面で再現されている。
- ・さらに、数値解析あるいは X-ray トモグラフィーにより地下の断層を可視化することによって、断層の進展過程及び地表への現れ方が明らかになっており、特に、横ずれ断層では震源断層の変位が第四紀層の中で複数の面に分岐しフラワー構造をなし地表面の Riedel Shear に繋がっていることが示された。

2-3. 不明瞭な活断層を対象とした活断層調査手法の高度化

不明瞭な断層地形から断層の活動性や地震規模を評価するためには、従来の地形・地質調査手法に加えて、より高度な調査が要求される。最近の調査実績等から①リニアメントの判読基準の明確化及び高度化、②地質構造形成過程の評価手法の導入、③物理探査手法の導入などが課題として挙げられている。

1) リニアメント判読基準

空中写真判読による断層変位地形の抽出は一般的な手法であり、日本全国を扱ったものとして「新編日本の活断層」(1991)や「200 万分の1 日本列島活断層図」(2000)等がある。「新編日本の活断層」(1991)では、確実度をⅠ～Ⅲに分類し、それ以外の活断層の疑いのないリニアメントが図幅によっては示されている。この区分は確実度Ⅰが活断層であることが確実なもの、確実度Ⅱが活断層であると推定されるもの、確実度Ⅲが活断層の疑いがあるリニアメントとなっており、確実度Ⅰにのみ具体的基準が示されている。「新編日本の活断層」(1991)によると、確実度Ⅰは極めて厳しく限定されることにより、およそ9分通りの確実さをもつといえ、その認定にほとんど個人差はみられなかったとされている。また、確実度Ⅲとそれ以外の活断層の疑いのないリニアメントとの区別には個人差が残るとされている(表 2-3-1)。

土木学会(1985)の判読基準では、空中写真判読を現地踏査やトレ

ンチ調査のための予察的な調査と位置づけ、断層変位地形の疑いのあるものをもれなく抽出することを目的とし、より客観的な基準によるリニアメントの抽出及びランクの決定をするために、具体的な基準を示している。判読基準の違いによって、「新編日本の活断層」(1991)に示されていないもの(おそらく、活断層の疑いのないリニアメントと判定されたもの)でも、ランクとしては低いですが、リニアメントとして抽出している場合がある(表 2-3-2)。

これまでも、土木学会(1985)による基準をベースとして、さらに具体的な基準を示すために、様々な工夫がなされている。たとえば、横ずれ要素を別記し、横ずれ特有とされる地形を追加したり、尾根・水系の屈曲について系統性をより客観的に示すために河川規模と屈曲量との相関を基準に取り入れることである。また、未固結層が厚く分布する地域では、断層が撓みや増傾斜としてみられることもあるため、撓み・傾斜面という要素も別記して示されている。これらを取りまとめて、リニアメント判読基準案を再整備した(表 2-3-3)。また、表 2-3-4 は地形の各要素毎に判読基準を示している。

2) 地質構造の形成過程に関する検討事例

一般に活断層の評価は、対象の断層に対して変位地形の認定・活動履歴の把握を通して行われる。これに加えて、対象の断層の調査地域全体における地史上の位置付けを明確にした上で評価することも重要である。

例えば、新潟県柏崎平野周辺地域にある活断層の活動性については、同地域に分布する鮮新統～更新統の褶曲形成史を明らかにした上で評価されている(岸ほか 1996, 東京電力 1991, 図 2-3-1)。本地域には、鮮新統～更新統が広く分布し、褶曲構造が発達するとともにいくつかの活断層の存在が指摘されている。これらの断層の活動性は、基本的には変位地形の記載、撓曲構造及び断層の露頭記録に基づいて評価された(東京電力 1991)。

また、石川県能登半島基部の石動・宝達山地北西部について、片川ほか(2002)は、活構造を含めた同地域の地質構造形成を地形のみならず地質、重力探査結果による地下構造に基づいて検討し、地塊区分の存在を見出した。そして、石動・宝達山地は全域で一様に隆起してきたのではなく、隆起運動が、第四紀においても場や時期が地塊構造に規制されて進行してきたことを示した(図 2-3-2)。

以上のように、地質構造発達史を考慮した調査・検討を行うことにより活断層や活撓曲の活動性を評価できる場合がある。

3) 物理探査等による地下構造調査の事例

a. 地下構造調査の事例

平成7年1月17日に発生した兵庫県南部地震を契機として、地震調査研究推進本部は、全国の主要98断層帯について評価作業を行っている。また、主要な堆積平野についても各種調査手法の組み合わせの検討も含めた地下構造調査を実施しており、反射法地震探査

等の物理探査手法による成果が数多く得られている。さらに、産業技術総合研究所活断層研究センターにおいても、活断層調査事業の一環として多くの反射法地震探査等の物理探査が実施され、成果が得られている。

本検討においては、これらの活断層調査及び地下構造調査等において実施された物理探査等の適用事例のうち、特に反射法地震探査によって活断層の位置や地層の変形等が確認された事例、花崗岩中に破碎帯等の反射が見られた事例を中心に文献調査を行った。

地震調査研究推進本部及び産業総合研究所活断層研究センターが調査及び評価の対象としている活断層は、活断層研究会編(1991)及び岡田・東郷編(2000)により確実度Ⅰ～Ⅱ、活動度A～B級と認定されている活断層が主体である。このような活断層を対象とした物理探査は、明瞭なリニアメントに挟まれる伏在部や延長部の沖積低地あるいは海底部に伏在すると推定される断層について実施され、断層位置、地下構造が確認されている。

① 奈良盆地東縁断層系

不明瞭なリニアメントの直下で、物理探査により活断層が確認された例としては、奈良盆地東縁断層系が挙げられる。活断層研究会編(1991)によると、奈良盆地の東縁には、^{たかい}高樋断層、三百断層、天理撓曲にそれぞれ対応するリニアメントが判読されている(図 2-3-3)。奥村ほか(1997)により、これら 3 条のリニアメントを対象として反射法

地震探査が行われ、各断層のリニアメント通過位置の直下に断層が存在することが確認された(図 2-3-4)。同時に、探査測線の西端付近では基盤岩に上下変位、その上位の被覆層に撓曲が認められ、これが地表付近にまで及んでいることから、この位置に伏在活断層(帯解断層)が分布することが明らかにされた(図 2-3-5, 図 2-3-6)。奥村ほか(1997)による帯解断層は、活断層研究会編(1991)ではリニアメントが示されていないが、岡田・東郷編(2000)では奥村ほか(1997)の探査測線より北側及び南側に変位地形を認定し、帯解断層に相当するリニアメントを判読している(図 2-3-3)。

② 金田湾断層

音波探査によって、活断層近傍の地下構造が詳細に把握され、断層の横ずれ変位が推定された事例としては、今泉ほか(1987)により発見された金田湾断層が挙げられる。金田湾断層は、三浦半島南東部に分布する活断層の東延長を検討するために実施された音波探査によって発見された海底活断層である。金田湾断層が確認された反射断面では、断層の両側で対比される一对の反射面が断層帯の下方に引きずり込まれるように撓んでいるのが認められている(図 2-3-7)。これらの反射面が断層を挟んだ両側でほぼ同じ深度に認められること、この反射断面記録が陸上の横ずれ断層のトレンチ壁面に見られる断層形態と類似していることから、金田湾断層は横ずれ成分の卓越した断層であると推定している(図 2-3-8~10)。

③ 遠州断層系

音波探査によって横ずれ断層に特徴的なフラワー構造が確認された例として遠州断層系が挙げられる。

遠州断層系は東海沖に発達する大規模な海底活断層のうち最北部の大陸棚縁辺に位置する断層系であり、1993年から5カ年計画で実施された日仏 KAIKO-Tokai 計画の一環として調査が行われた(東海沖海底活断層研究会編 1999, 図 2-3-11)。

高分解能エアガンを用いたマルチチャンネル音波探査記録及び近傍で行われた掘削のデータから、遠州断層系はフラワー構造を示し、逆断層成分を持つ横ずれ断層として認識された(図 2-3-12)。

これらの事例は、物理探査手法を用いることによって、断層直上の地形面の変位が不明瞭な場合においても、地表下に分布する断層の位置を特定することが可能であること、また、同手法により地下構造を詳細に把握し、断層の変位様式を推定することが可能であることを示している。

b. 花崗岩地域における反射法地震探査

花崗岩において従来取得された反射法地震探査記録を見ると、堆積岩地域において認識されるような地質学的物性境界に明確に対応する反射不整合面は認識されていないケースがほとんどであった。し

たがって、断層調査という観点においても、花崗岩地域においては、堆積岩地域において取得された反射法地震探査記録のように、地質学的物性境界に対応される反射面の不連続、もしくは食い違いにより断層を認識、評価することは困難とされてきた。

また、花崗岩の風化層は反射法地震探査で用いる弾性波を地下浅部において強く散乱させ、地下深部への透過を妨げる傾向がある。すなわち、花崗岩地域における従来までの反射法地震探査では、観測機器の特性上、そもそも地下の反射面まで効率的にエネルギーが到達していなかったと考えられる。

しかし、本来、花崗岩地域の地下には、風化の影響を受けていない均質な花崗岩とそれより浅部の風化花崗岩層の境界、もしくは遷移域が存在しており、これらの地質構造は物性的には反射面となる。したがって、花崗岩地域における反射法地震探査でも、地下深部まで震源からのエネルギーを透過させることができれば、花崗岩内に反射面を捉えることが可能である。

最近の大深度を対象とした反射法地震探査においては、むしろ花崗岩内にも比較的連続性のよい反射面が捉えられている。

日本列島に分布する花崗岩は、本来、大陸に分布している花崗岩と比較すると、明らかに広域的、地域的を問わずテクトニックな変動の影響を受け続けており、その内部に物性的な境界面を形成しやすい環境にあるといえる。したがって、日本列島の花崗岩は、“弾性波速度 6km/sec”というような大陸に分布する極めて均質な花崗岩よりは、

反射面を形成するような不均質性が高まっていると考えるのが妥当である。

また、花崗岩地域における断層調査という観点において、把握対象としている断層が横ずれ断層の場合でも、100パーセント横ずれ変位のみという断層はありえず、断層変位に過去からの累積性を伴っている場合、若干なりとも上下変位についても累積性を伴っていると考えられる。このような場合、上述した境界、もしくは遷移域に、何らかの痕跡を残しており、花崗岩地域といえども、横ずれ断層の存在を反射法地震探査により捉えることは技術的に可能である。特に、堆積岩地域において基盤に横ずれ変位が卓越する断層が存在する場合に被覆する堆積層内に確認される「フラワー構造」と呼ばれる特徴的な地質構造は、物性的には風化花崗岩層内にも形成される可能性が高く、花崗岩地域における反射法地震探査記録の地質構造解釈にも有力な手がかりとなり得る。

花崗岩を対象とした反射法地震探査の事例は多くないが、神戸・芦屋周辺地域に分布する活断層の調査(図 2-3-13)などは、花崗岩の中に反射が見られた事例として挙げられる。

神戸・芦屋周辺域に分布する断層群(六甲断層、芦屋断層、布引断層等)は、いずれも確実度 I、活動度 A~B 級とされる活断層である。

神戸・芦屋地域周辺の陸上及び海域において反射法地震探査が

行われ、深度約 2～3km 程度の地下構造が把握されている。芦屋断層の北側には、六甲花崗岩が地表まで分布しており、六甲花崗岩内には芦屋断層に相当する低角の断層面に沿った反射波列が確認できるほか、散乱波が卓越している(図 2-3-14)。また、布引断層や長田山断層を横切る反射法地震探査測線では、散乱波等のため各断層に相当する反射面は認められていない。しかしながら、布引断層を境に浅部の反射波の様相が異なっていること、長田山断層の位置で散乱波列が乱れていることから、両断層が推定されている(図 2-3-15)。

4) まとめ

不明瞭な活断層を対象とした調査手法について検討を行い、以下の知見が得られた。

上述したように、リニアメント判読基準を明確にし再整理することにより抽出すべきリニアメントの信頼性を高め、また、当該地域の地質構造の発達過程を視野に入れた詳細な調査を行うことによって、断層地形が不明瞭な場合であってもより信頼性の高い評価が可能になると考えられる。

さらに、従来でも断層活動性評価は必要に応じて物理探査を用いて評価を行ってきたが、地域性や断層の現れ方などを鑑みて、物理探査等の調査手法を適切に選定・実施することによって、より確実な評価が行えるものと期待できる。

2-4. 鳥取県西部地震の取り扱い

(1) 山陰地方中国山地の活断層

1) 活断層の地域性

日本の活断層には、その分布密度、分布のパターン、走向、長さ、断層の型などに地域性があり、また、活動度についても地域性が顕著である。

岡田ら(1979)の活断層区区分図(図 2-4-1)によると、鳥取県西部地震の起きた山陰地方中国山地は西南日本内帯にあたり断層密度、地震活動度ともに低い地域である。また、活断層研究会(1991)によると、この地方は西南日本内帯西部(中国・瀬戸内・北九州)にあたり、活断層の密度、主要断層の長さいずれも小さく、活動度もB・Cと低い地域である(図 2-4-2)。

一方、図 2-4-3 に示すとおり山陰地方中国山地の地震活動については、丹後半島から島根半島に至る日本海沿岸で活発であり、1925 北但馬地震(M6.8)、1927 年北丹後地震(M7.3)、1943 年鳥取地震(M7.2)などが発生しており、山陰地方は地震活動が活発であるにも係わらず、活断層の分布密度が低い地域といえる。

松田ほか(2001)は、活断層の分布、想定される地震規模などに基づき作成した地体構造区(松田 1990)を細分し(図 2-4-4)、地域毎に断層数・長さ、1885 年以降で深さ 20km 以浅のM5以上の地震数をまとめ地震数と断層数との比を求めた(表 2-4-1)。各地域毎の断層数あたりの地震数をみると、平均 0.9 に対して、有為に多いものとして日本海東縁

帯の4.0, 伊豆-硫黄島帯の6.7, 山陰-九州帯の2.4, 霧島-トカラ帯の3.8が挙げられる。日本海東縁帯については, 海域の活断層が動いたものとその余震があり, その分多くなっている。伊豆-硫黄島帯, 霧島-トカラ帯については, 火山性の地震であると考えられる。これらを除くと, 山陰-九州帯のみが既知の断層数に比べて地震数が多い地域といえる。

これは, 既往文献に示されていない活断層が存在するか, 地表地震断層を生じない程度の地震で歪みを解消しているものと考えられる。また, 活断層から水平歪速度を求めた野原ほか(2000)(図2-4-5)の歪速度が小さいこととも調和している。

2) 山陰地方の地形的特徴

鳥取県西部地震に限らず山陰地方では北但馬地震と田結断層, 鳥取地震と鹿野・吉岡両断層についても同様に活断層の規模に対して地震の規模が大きく, 活断層が現れ難い地域で発生した地震であると考えられる。

これらの地震地域について, 地震発生以前の空中写真を用いて新たに空中写真判読などを行い, 山陰地方における変位地形の特徴について検討を行った(図2-4-6)。

① 北但馬地震地域

北但馬地震(M6.8)では, 長さ約2kmの田結断層が地震断層として

現れたとされ、海上保安庁が実施した音波探査によると、地震断層延長位置付近約 6km 間の海底面に崖がみられるとされている。

空中写真判読によると、田結断層に対応して ENE-WSW 方向の C ランクリニアメントが判読され、河谷は右屈曲を示す。西方延長においても、約 6km 間に C, D ランクリニアメントが判読され、一部の河谷に右屈曲がみられる。その他にも約 4km 離れて並走する 2 条の C, D ランクリニアメントが判読され、河谷に系統的な右屈曲がみられる。また、共役方向の NW-SE 方向のリニアメントも認められる。

② 北丹後地震地域

北丹後地震 (M7.3) では、長さ約 18km の郷村断層と長さ約 7km の山田断層が地震断層として現れたとされている。

空中写真判読によると、郷村断層に対応して WNW-ESE 方向の B, C, D ランクリニアメントが判読される。尾根・河谷の左屈曲は中央部で明瞭で、段丘に変位を与えている可能性が高い。北端部では数百 m 間隔で並走するリニアメント群をなしている。南部では、リニアメントは山地と丘陵との境界付近に判読され、一直線上に連続するものではなく、分岐するリニアメントを伴っている。一方、郷村断層の 3km 東方に並走する仲禅寺断層に対応する B ランクリニアメントは、系統的な左屈曲が認められ、直線的に連続する。

山田断層に対応して NE-SW ないし E-W 方向の B ランクリニアメントが判読される。明瞭で尾根・河谷に系統的な右屈曲が認められるが、

下山田付近では雁行配列を示す。

③ 鳥取地震地域

鳥取地震(M7.2)では、長さ約8kmの鹿野断層と長さ4.5kmの吉岡断層が地震断層として現れたとされている。

空中写真判読によると、鹿野断層にほぼ対応してA, B, C一部Dランクリニアメントが判読され、河谷に明瞭な右屈曲が認められる。これらのリニアメント群は、ミの字状に雁行配列している。

鹿野断層の北約2kmを並走する吉岡断層にほぼ対応してA, B, C一部Dランクリニアメントが判読され、河谷に明瞭な右屈曲が認められる。これらのリニアメントも一直線上に連続するものではなく、並走あるいは雁行するリニアメント群をなしている。また、吉岡断層の北側には共役方向のNW-SE方向のリニアメントも認められる。

④ 島根県西部

三瓶山周辺には、NW-SE方向とNE-SW方向とに連続する微小地震列が知られている。

空中写真判読によると、NW-SE方向に連続する微小地震の分布域内、約10km区間に数条のDランクリニアメントが判読され、一部の河谷に左屈曲がみられる。リニアメントは約5km程度の間隔で並走して認められる。

NE-SW方向に連続する微小地震の分布域内、約28km区間に並

走するDランクリニアメントが判読され、一部の河谷に右屈曲がみられる。

さらに南西方には、B、一部C・Dランクリニアメントが27km以上にわたって判読される。このリニアメントは明瞭で、河谷に系統的な右屈曲がみられる。しかし、直線的ではなく、一部で屈曲または雁行配列をしている。

以上のように、いずれも横ずれ変位を主体とする断層が発達する地域である。北但馬地震地域及び島根県西部地域の東半部では、鳥取県西部地震地域と同様、やや不明瞭な並走するリニアメント群と共役のリニアメントが認められ、変位が広域に表れている可能性を示唆している。一方、鳥取地震地域、北丹後地震地域及び島根県西部地域の西半部では、明瞭で、比較的狭い領域に変位が集中しているものと考えられるが、断層は一直線上ではなく、雁行あるいは分岐している。また、共役方向のリニアメントも認められ、変位が必ずしも一線に集中しているものではないと考えられる。

空中写真判読結果などからみると、山陰地域に分布する活断層は、横ずれ変位を主体とするものであり、変位が一線に集中しているものではなく、変位が広域に表れる場所もあることが特徴と言える。

(2) 鳥取県西部地震の調査結果

これまでの調査結果のうち最近の地震活動、リニアメント調査、地質

構造形成過程及び反射法地震探査の検討結果を以下に述べる。

1) 最近の地震活動

鳥取県西部地震が発生した地域では、1989年から1990年にかけて中規模(M4~5)の地震が発生している。活動は南から始まり、見かけ上、北に移動している。1997年には、再び新たな地震活動が南から始まり、北に移動している。1997年には、再び新たな地震活動が南から始まり、北に移動している(図2-4-7, (京大防災研, 2000))。2000年10月に発生した鳥取県西部地震の本震は、これらの群発地震の活動域のほぼ中間で発生している。また、鳥取県西部地震の余震は群発地震の震源域を含むより広範囲に分布している(図2-4-8, (気象庁, 2000))。1989~1990年及び1997年の群発地震と鳥取県西部地震の余震の震央は、いずれも北西-南東方向の走向をもつ1本の直線状となる。また、それぞれの本震のメカニズム解は、東西圧縮のストライクスリップ型でよく一致し、北西-南東方向の震央のならば節面の一つに一致する(澁谷ほか, 2001)。

1943年の鳥取地震以降、鳥取県~島根県東部で発生した一連の地震活動は東西圧縮の応力場で説明することができる(西田ほか, 1998)。今回の鳥取県西部地震もこれら一連の地震活動と同様に、東西圧縮場による北西-南東走向の断層に沿った左横ずれ変位によるものと推定されており、この地域で近年続いていた地震活動の一つとして捉えることが可能である。また、1989~1990年及び1997年の群発地震の震央分

布と鳥取県西部地震の震央分布が一致することから、1989～1997年の地震活動と今回の地震活動とは、同一の断層系で生じた可能性が高いと考えられる。

最近の研究では、鳥取県西部地震に先行して低周波地震が発生していたことが注目されている(鎌谷, 2001)。この低周波地震は、1997年10月から2000年10月の本震発生までの3年間に本震震央の西方約8km、深さ30km前後で発生している。この低周波地震は、1997年10月に気象庁と大学などの地震データが一元化され、地震の検知能力が向上した後に観測された。このため、低周波地震活動と1997年の群発地震や鳥取県西部地震との関連に関しては、現時点では不明である。また、低周波地震は活断層の周辺で発生する場合があることも最近の研究で明らかになってきており、低周波地震の活動を注意深く監視する必要がある。

2) リニアメント調査

震源域とその周辺におけるリニアメントはCランク及びDランクリニアメントの判読が可能であった(図2-4-7)。

空中写真判読範囲の東半部においては、日南湖付近から震源域を経て鳥取県溝口町に至る東西約15kmの区間に亘って、NW-SE方向のリニアメント群が1km～3.5km程度の密な間隔で並走して認められる。これらのリニアメント群の総延長は西伯町上中谷から新見市千谷井原に至る約20kmである。いずれのリニアメントも、主に直線上のV字谷で

特徴づけられ、小尾根、小河川の左屈曲を伴うものが多い。これらのうち、永江峠から日南湖を経て大倉山北に至るリニアメント及び震源域付近のリニアメント群が明瞭である。

一方、これらのリニアメント群の北側(西伯町北部)及び南側(大倉山北付近)には、NE-SW～NNE-SSW 方向のリニアメントが認められる。これらのリニアメントは小尾根・小河川の右屈曲を伴っており、上記 NW-SE 方向のリニアメントと共役的な関係にあると推定される。

これに対して、判読範囲の西半分では、リニアメントの分布密度は低く、島根県横田町付近などに、主に NW-SE 方向のリニアメントが数本判読されるにすぎない(井上ほか 2002)。

3) 地質構造形成過程

震源域を含む当地域の基盤岩は、白亜紀～古第三紀花崗岩とこれに貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻繁に分布している。これらの特徴としては貫入方向が今回の地震断層に平行である NW-SE 方向であることが挙げられる。南部の日野川付近では千枚岩や結晶片岩から構成される三郡変成岩が分布している(寺岡ほか 1996)。

活断層を示唆するリニアメントが地質構造や地質分布とどのように対応しているかについて露頭調査を実施した結果、リニアメント沿いの 20 数カ所で断層露頭が確認された(図 2-4-8)。これらの断層はリニアメントに平行な走向で高角度のものが多い。したがって、震源域で判読されたリニアメントの多くは断層活動によって形成されたものと考えられる。さ

らに、久住リニアメント沿いの露頭では第四紀層を変位させている断層が確認された(図 2-4-9, 図 2-4-10)。さらにトレンチ掘削を行い、詳細に観察するとともに ^{14}C による年代測定を実施した(図 2-4-11, 図 2-4-12)。その結果、最新活動年代はおおむね AD800-1200 年であることが判明した(井上ほか 2002)。

4) 反射法地震探査

鳥取県西部地震の震源域周辺において、深部反射法地震探査を実施した。反射法地震探査の目的は、地殻構造と震源周辺の地形的リニアメント及び余震分布の関連性を明らかにすることであり、調査対象は深度約 10km までである。

鳥取県西部地震の震源断層は、本震のメカニズム解及び余震分布からほぼ垂直な傾斜角度をもつ横ずれ断層と推定されている。また、探査対象地域は花崗岩が分布し、地下浅部は風化の影響を極めて強く受けている。

探査測線は、余震分布から推定される本震の震源断層を横断する方向で Line-1, Line-B, Line-2 の3測線を設定した(阿部ほか 2001, 図 2-4-13)。

3測線全てにおいて、この地域の基盤である花崗岩層を変位させている断層及び深部には連続しない亀裂が反射面の不連続として確認された。

特に、震源域中央部に位置する Line-B においては、測線がリニアメ

ント及び断層露頭と交差する付近の2カ所(CDP100, CDP200 付近)から地下深部に向かいくさび形に収斂するような反射面の不連続が捉えられた(図 2-4-14)。このくさび形の変状を呈する構造は、前述したフラワー構造と呼ばれる特徴的な地質構造と類似しており、この変状を形成した断層運動が横ずれ変位を伴っていたことを示唆する。この解釈は、この付近のリニアメントが左横ずれの傾向を伴っていること、鳥取県西部地震の震源メカニズムがほぼ純粋な水平横ずれの解を示していることとも整合的である。また、断層による変位領域は、鳥取県西部地震の余震域にも対応している。ただし、反射法地震探査により捉えられた変形の規模を考慮すると、この変形帯は鳥取県西部地震の断層運動のみにより形成されたものとは考え難い。すなわち、この地域において過去に発生した断層運動の累積により形成されたと考えるのが妥当である。

震源南部に位置するLine-2はリニアメント及び断層露頭とは交差していない。しかし、Line-2北側に認識されているリニアメントの南方延長線とLine-2が交差するCDP330付近には、地下深部東側に向かう不連続が確認される(図 2-4-15)。

震源域北部に位置するLine-1は、地下深部に向かう反射面の不連続は、複数箇所において確認されているが、地表に確認されているリニアメントとの対応は必ずしも明瞭ではない。これは、測線がリニアメントに対して斜交している影響と思われる(図 2-4-16)。

また、上記以外の調査結果については、以下のようにまとめられる。

- ① 今回の地震の震源付近の地域は、地震予知連絡会で指定された特定観測地域(島根県東部)の一部で、1989～1990年及び1997年に今回の余震分布域とほぼ一致する地域で群発地震が観測されており、近年地震活動が活発な地域であると認識されていた(西田ほか1998)。
- ② 地震発生以前の既往の測量結果によれば、今回地震が発生した地域は、歪速度は小さい値を示しており、上下変動については1980年頃を境として隆起傾向から沈降傾向に変化しているものの、震源域に対応する顕著な不連続は確認されなかった。
- ③ また、今回の地震発生前後のGPSデータ(中尾ほか2001)及び干渉SARデータ(矢来ほか2001)の解析結果によると、今回の地震の震源断層の左横ずれ変位を示唆すると考えられる10～20cm程度の水平変位が広域的に認められる。

2-5. まとめ

断層地形の不明瞭な活断層についてその要因及び形成過程、地形的特徴について整理した。また、リニアメント判読基準を明確にし、さらに地質構造発達過程の検討、反射法地震探査の有効性を事例によって示した。

鳥取県西部地震については、文献には明瞭な活断層は示されていない地域に発生したが、活断層が不明瞭である特徴を考慮し、リニアメント判読、地質調査に加え物理探査等の手法を用いた詳細な調査により、

過去の地震活動を示唆する地形・地質的特徴及び地質構造を確認することができた。

引用文献

杉村新(1973):大地の動きを探る, 岩波書店, p.236

天池文男・竹内文朗(1989):福井地震断層の弾性は探査, 月刊地球, 11,
(1), 19-25

岡本拓夫ほか(1989):福井地震断層周辺でのボーリング調査, 月刊地球,
11, (1), 36-30

松田時彦ほか(1977):空中写真による断層の認定と実例, 地震研究所彙
報, 52, pp.461-496

植村善博(1985):郷村・山田断層系の変位地形と断層運動, 断層研究,
(1), 81-92

松田時彦(1975):断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第
2輯, 28 卷

香川敬生・宮腰研・入倉孝次郎・Somervill,P,G.(2001):伏在断層による
地震動と断層破壊の特徴, 第一回日本地震工学研究発表・討論会
梗概集, p.27

上田圭一(1993):基盤の断層変位に伴う第四紀層および地表の変形形
状の検討, 電力中央研究所報告, U93007

上田圭一(1997):地盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況
の検討－地震断層・活断層の現地調査－, 電力中央研究所報告,
U93007

上田圭一・谷和夫(1999a): 基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討(その 2) - 正断層, 逆断層模型実験 -, 電力中央研究所報告, U98048

上田圭一・谷和夫(1999b): 基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討(その 3) - 横ずれ, 斜めずれ断層模型実験 -, 電力中央研究所報告, U98049

K.Ueta, K.Tani, T.Kato (2000) : Computerized X-ray tomography analysis of three-dimensional fault geometries in basement-induced wrench faulting, *Eng. Geology*, 56, 197-210.

M.A.NAYLOR, G.MANDL, C.H.K.SIJPESTEIJN (1986): Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states, *Journal of Structural Geology*, Vol.8, No.7, pp.737-752

活断層研究会編(1991): [新編] 日本の活断層 - 分布図と資料 -, 東京大学出版会

200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ(2000): 「200 万分の 1 日本列島活断層図」 - 過去数十万年間の断層活動の特徴 -, 活断層研究, 19, 3-12

土木学会(1985): 「原子力発電所地質・地盤の調査・試験法および地盤の耐震安定性の評価法」報告書

岸 清・宮脇理一郎(1996): 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世～更新世の褶曲形成史, *地学雑誌*, 105, pp. 88-112.

東京電力株式会社(1991): 柏崎刈羽原子力発電所 6,7 号機原子炉設置変更許可申請書

- 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, pp. 16-
32
- 奥村晃史・寒川 旭・須貝俊彦・高田将志・相馬秀廣(1997):奈良盆地東
縁断層系の総合調査, 地質調査所研究資料集, 33(平成 8 年度活
断層研究調査概要報告書), p.51-62
- 岡田篤正・東郷正美(2000):近畿の活断層, 東京大学出版会, p.398
- 今泉俊文・島崎邦彦・宮武 隆・中田 高・岡村 真・千田 昇・貝塚爽平・
岩田孝行・神谷真一郎・畑中雄樹・橋田俊彦(1987):三浦半島南東
部金田湾における海底活断層の発見(新称:金田湾断層), 活断層
研究, 4, p.28-36
- 東海沖海底活断層研究会編(1999):東海沖の海底活断層, 東京大学出
版会, p.174
- 横倉隆伸(1999):神戸・芦屋周辺地域における反射法深部構造探査, 地
質調査所月報, 第 50 巻, 第 4 号
- 岡田篤正・安藤雅孝(1979):日本の活断層と地震, 科学, 49 巻, No.3
- 松田時彦・吉川真季(2001):陸域の $M \geq 5$ 地震と活断層の分布関係—断
層と地震の分布関係—その2, 活断層研究, 20 号
- 松田時彦(1990):最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 東京大
学地 震研究所彙報, 65, 1
- 野原壯・郡谷順英・今泉俊文(2000):活断層 GIS データを用いた地殻の
歪速度の推定, 活断層研究, 19, 23-32
- 京都大学防災研究所(2000)

http://www2.rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp/~sato/tottori/history_j.html

気象庁(2000)<http://www.kishou.go.jp/>

澁谷拓郎, 中尾節郎, 西田良平, 竹内文朗, 渡辺邦彦, 梅田康宏
(2001):2000年鳥取県西部地震に先行して発生した1989年, 1990年および1997年の群発的地震活動, 地球惑星科学関連学会2001年合同大会

西田良平他(1998):鳥取県東部及びその周辺の地震活動について, 京都大学防災研究所年報 第41号

鎌谷紀子(2001):新たに確認された低周波地震とその周辺の活断層, 2001年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会

井上大榮ほか(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震, 第2輯, 第54号

寺岡易司ほか(1996):20万分の1地形図「高梁」, 地質調査所

阿部信太郎ほか(2001):2000年鳥取県西部地震震源域における反射法地震探査, 地球惑星科学関連学会2001年合同学会

西田良平ほか(1998):鳥取県東部及びその周辺の地震活動について, 京都大学防災研究所年報, 41

中尾茂ほか(2001):鳥取県西部地震震央近傍における1周波GPS稠密観測網による余震変動観測, 地球惑星科学関連学会2001年合同学会

矢来博司ほか(2001):RADARSATの干渉SARで捉えた2000年鳥取県西部地震の地殻変動, 地球惑星科学関連学会2001年合同学会

鳥取県西部地震の特異性

1. 震源が浅い大地震であるのに、既往の活断層マップに活断層が示されていないこと
2. 震源断層の上端が浅いのに地表地震断層が明瞭に現れなかったこと

断層地形が不明瞭となる要因と地表への現れ方

1. 断層地形が不明瞭となる要因
 - ・ 分厚い第四紀層に伏在している場合。また、表層の変位が広範囲にわたり、撓曲したり分散することによって、地表付近の地形に明瞭に現れにくくなった場合
例えば、福井地震（1948年）
 - ・ 浸食速度が大きいあるいは活動性が低いために、変位地形が保存されにくく不明瞭になった場合
例えば、北丹後地震（1927年）
2. 活断層の地表への現れ方
 - ・ 解析的な検討（浅い大地震による震源断層面の上端付近の変位を解析的に検討）
 - ・ 実験的な検討（第四紀層を想定した土槽断層模型実験による検討）
3. 不明瞭な活断層に関するまとめ
 - ・ 実験及び解析により実際の地形で観察される Riedel Shear と呼ばれる雁行状の亀裂群を再現
 - ・ 解析及び X-ray トモグラフィーによる断層の可視化により断層の進展過程を解明

不明瞭な活断層を対象とした活断層調査手法の高度化

1. リニアメント判読基準
 - ・ 横ずれ断層、沖積平野の変位基準の高度化
2. 地質構造の形成過程に関する検討事例
3. 物理探査等による地下構造調査の事例
 - ・ 活断層を対象とした物理探査等（特に反射法地震探査）の実績
 - ・ 花崗岩地域における反射法探査の実績
4. まとめ
 - ・ リニアメント判読基準の明確化、地質構造発達史を視野に入れた詳細な調査によって信頼性を向上
 - ・ 地域性や断層の現れ方などを鑑みて、物理探査等の調査手法を適切に選択・実施することによって、より確実な評価が可能

鳥取県西部地震の取り扱い

1. 山陰地方中国山地の活断層
 - 1) 活断層の地域性
 - ・ 地震活動が活発であるが活断層分布密度が低い
 - 2) 山陰地方の地形的特徴
 - ・ 横ずれ変位が主体、変位が一直線ではなく広域に現れる
2. 鳥取県西部地震の調査結果
 - 1) 最近の地震活動
 - ・ 鳥取県西部地震の震源域周辺で 1989 年～1990 年にかけて群発地震が発生
 - 2) リニアメント調査
 - ・ 震源域とその周辺に C ランク及び D ランクのリニアメントが判読可能
 - 3) 地質構造形成過程
 - ・ リニアメント沿いの 20 数カ所で断層露頭を確認。一部で第四紀層を変位させている断層を確認
 - 4) 反射法地震探査
 - ・ リニアメント及び断層露頭に対応する付近に横ずれ断層を示唆するフラワー構造を確認
 - 5) まとめ
 - ・ 最近の地震活動、リニアメント判読、地質調査及び物理探査手法により、過去の地震活動を示唆する地形・地質的特徴及び地質構造を確認

図2-1-1 鳥取県西部地震の評価フロー図

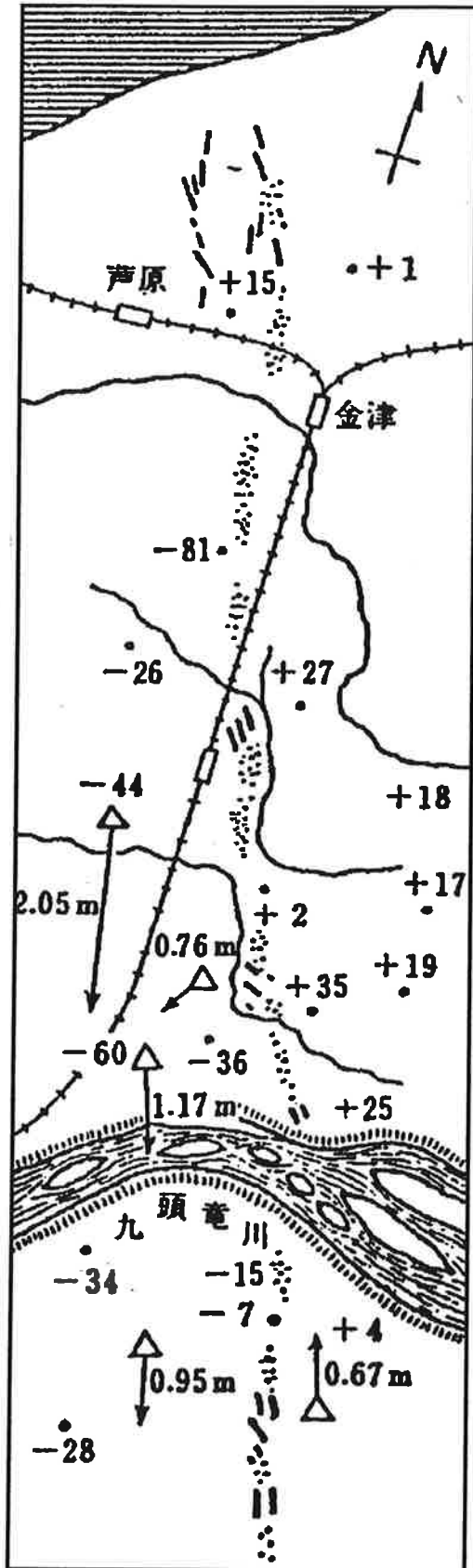


図 2 - 2 - 1 (a) 福井地震時の変動と地割れ帯の分布
(杉村 1973)

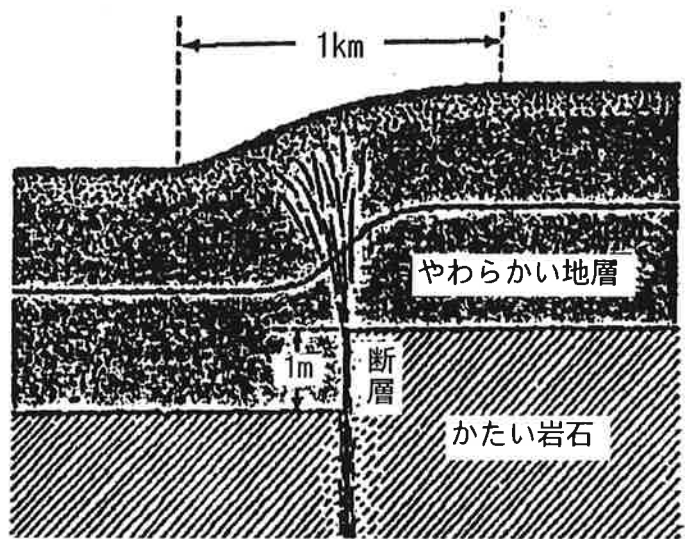


図 2 - 2 - 1 (b) 福井平野の模式的な東西断面
(杉村 1973)

- △ 水平変動方向と量
- ± 垂直方向の変動量 (cm)
- ⋯ 地割れ帯
- 0 5 km

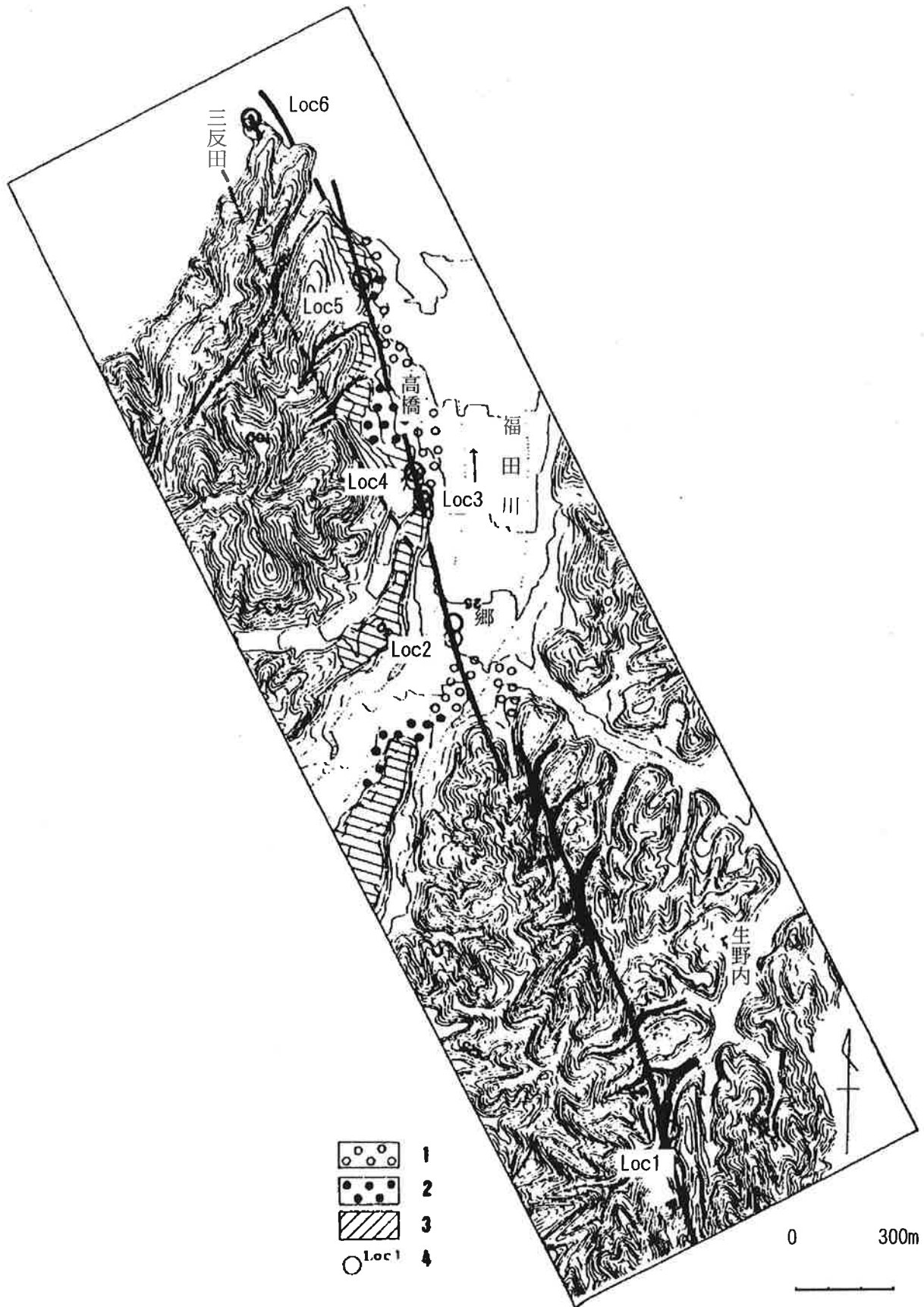


図2-2-2 郷村断層に沿う生野内—高橋間の地形(植村 1985(一部加筆))

1. L2面, 2. L1面, 3. M面, 4. 観測地点及び番号, 等高線は5m 間隔

伏在断層による地震動と断層破壊の特徴

○香川敬生¹⁾・宮腰研²⁾・入倉孝次郎³⁾・Somerville, Paul G.⁴⁾

1) 正会員 (財) 地域地盤環境研究所 (〒550-0023 大阪市西区立売堀 4-3-2), kagawa@geor.or.jp

2) 非会員 (財) 地域地盤環境研究所 (〒550-0023 大阪市西区立売堀 4-3-2), ken@geor.or.jp

3) 正会員 京都大学防災研究所 (〒611-0011 宇治市五ヶ庄) irikura@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

4) 非会員 URS Corp. (566, El Dorado Street, Pasadena, CA, 91101-2560), Paul_Somerville@urscorp.com

1. はじめに

断層破壊が地表に及ばない伏在断層と明瞭に現れる地表断層の地震動と断層破壊について検討した。

2. 地震動の特徴

伏在断層と地表断層の観測記録を Abrahamson and Silva(1997)によるスペクトル距離減衰式をと比較した結果, 周期1秒付近の地震動が伏在断層では大きく, 地表断層では小さいことが分かった(図-1)。

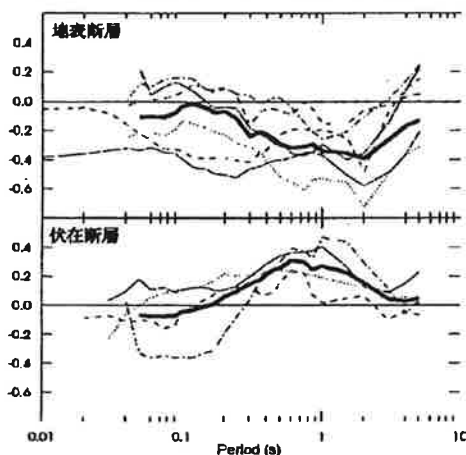


図-1 地表断層と伏在断層の地震動

3. 巨視的断層モデルの特徴

Somerville et al. (1999)が用いた既往震源インバージョン解に日本の地震[Miyakoshi et al. (2000)]を加えてスケーリング則について検討し, 伏在断層の方が単位面積あたりの地震モーメントが2倍程度大きい(応力降下量大)ことを示した(表-1)。

表-1 地表断層と伏在断層のスケーリング則

項目	地表断層	伏在断層
断層面積(km ²) vs. 地震モーメント(dyne-cm)	$2.50 \times 10^{15} \times M_0^{2/3}$	$1.85 \times 10^{15} \times M_0^{2/3}$
アスペリティ全面積(km ²) vs. 地震モーメント	$6.28 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}$	$3.88 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}$
最大アスペリティ面積(km ²) vs. 地震モーメント	$4.78 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}$	$2.70 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}$
平均すべり量(cm) vs. 地震モーメント	$1.38 \times 10^{-7} \times M_0^{1/3}$	$1.78 \times 10^{-7} \times M_0^{1/3}$
アスペリティ個数	2.8	2.4
アスペリティの占める面積率	0.26	0.20
アスペリティのすべり量比	2.15	1.96

4. 不均質断層モデルの特徴

地表断層のすべりは深さ数 km の範囲で大きい, 伏在断層では深さ 5 km 以浅に大きなすべりの無いことが分かった。既往震源インバージョン解のすべり量分布に基づき, Okada (1985)の方法で地表面変形を計算したところ, 横ずれ断層型の伏在断層では 5 cm を越える変形が見られないことが分かった。絶対

値に意味は無いが, 地表断層と伏在断層の不均質断層モデルを特徴付ける相対指標として有用である。

5. 地表断層出現率の検討

3章のスケーリング則から, 各マグニチュード(地震モーメントを介して)に対する断層・アスペリティ面積, すべり量の設定ができる。次に, Seismogenic Zone 内(例えば深さ 3~20km)に断層を設定する条件を付してアスペリティ位置を乱数で与える。その際の地表変形量[Okada (1985)]が4章で得た値を超えるか否かによって, 地表に変形を及ぼさない(検知出来ない)確率の算出が可能である。その結果は, 武村(1998)による事例と整合している(図-2)。

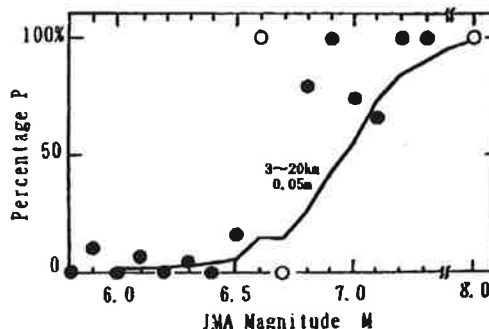


図-2 スケーリング則に基づく断層出現確率(武村(1998)に加筆)

6. 伏在断層の地震動

以上の検討より, 地震モーメントを $7.5 \times 10^{16} \text{N} \cdot \text{m}$ (Mw6.5, Mj6.8)[Shimazaki(1986)]とした伏在断層モデルが設定できる。ハイブリッド法[Kamae and Irikura(1992), Bouchon(1981)]によって震源断層近傍域の硬質地盤上(Vs=2.6km/s)の強震動を試算し, 周期0.2~1秒で約100cm/sの応答値を得た。

7. おわりに

今回の検討では, 縦ずれ型の伏在断層と地表断層の違いを明瞭に分離できなかった。また, 両者を区分する地表変形量は半無限媒質による静的計算結果でしかない。これらが, 今後克服すべき課題である。

参考文献 Abrahamson and Silva(1997), *SRL*, 94-127. Bouchon(1981), *BSSA*, 959-971. Kamae and Irikura(1992), *IONCEE*, 801-806. Miyakoshi et al. (2000), *IONCEE*, 1850. Okada (1985), *BSSA*, 1135-1154. Shimazaki(1986), *AGU Monograph*, 209-216. Somerville et al. (1999), *SRL*, 59-80. 武村(1998), *地震2*, 211-228.

図2-2-3 伏在断層による地震動と断層破壊の特徴(香川他 2001)

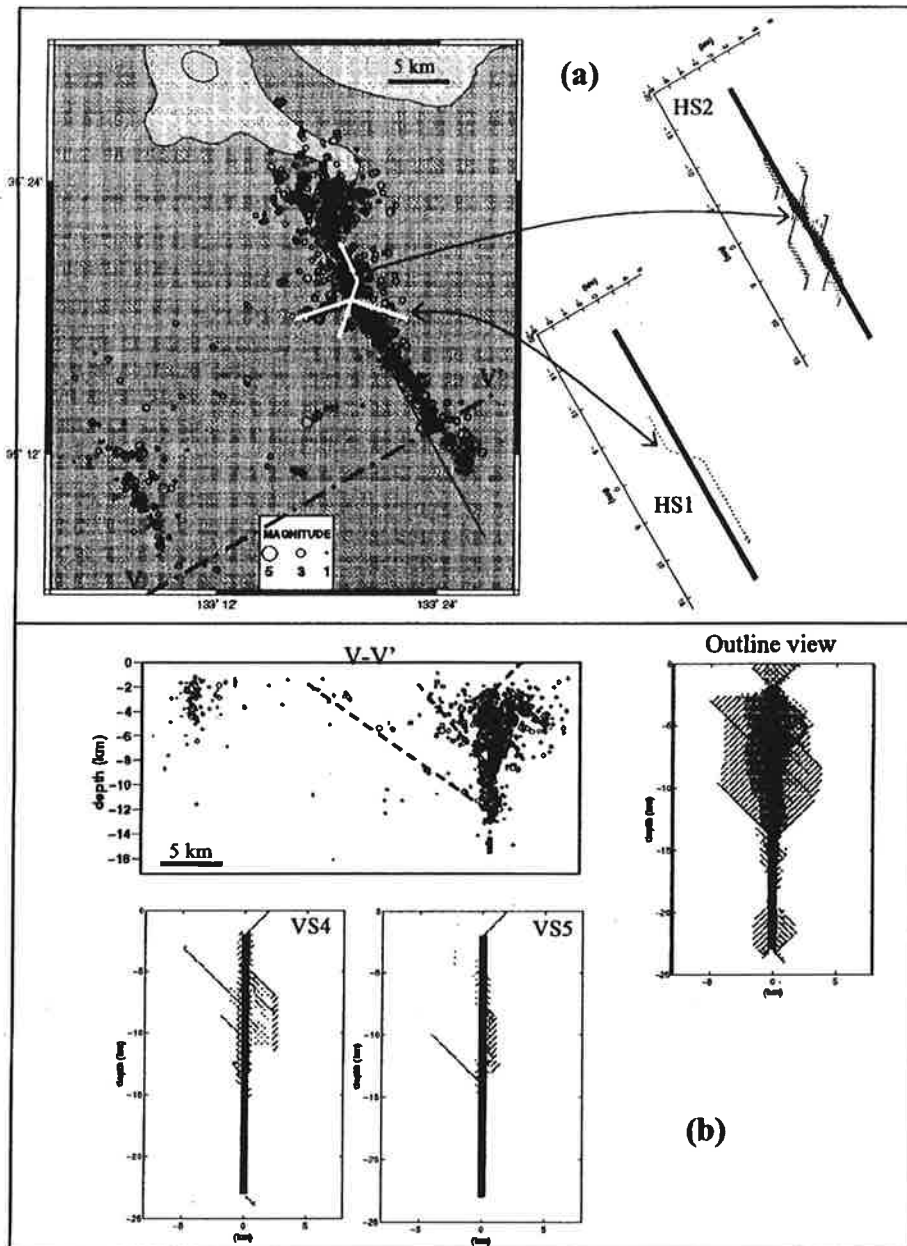
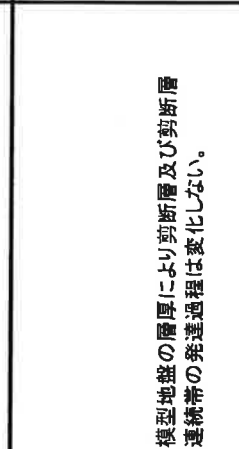
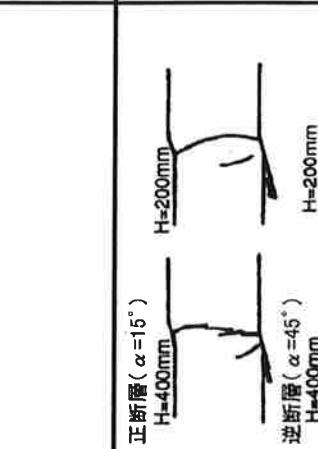
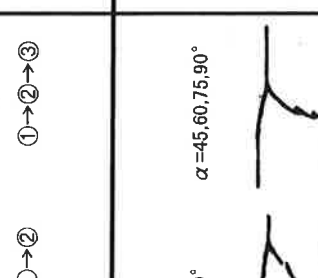
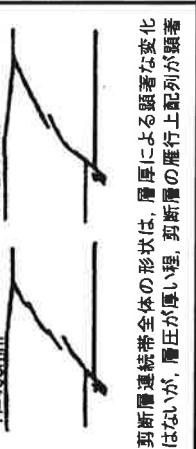
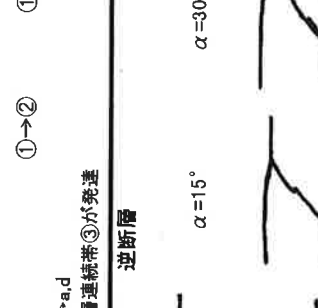
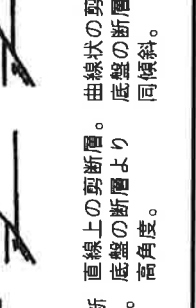
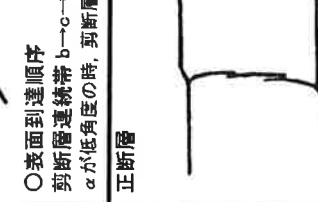
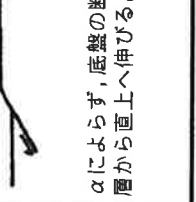
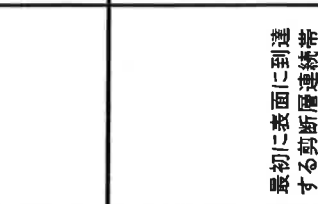
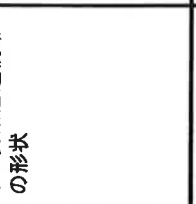
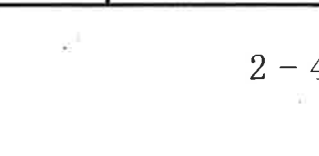
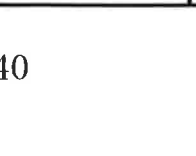


图 2-2-4 aftershock distribution, determined by Shibutani et. al. (2001), associated with the simulated cracks: (a) Bird's eye view of aftershock associated with the horizontal section HS1 and HS2 of cracks (see Fig. 12). (b) Vertical distribution (section V-V') of aftershock associated with the outline view V2 (see Fig. 10c) and vertical cross sections VS4 and VS5 of cracks distribution (see Fig. 11).

(L.A. Dalguer, K. Irikura, J.D. Riera 2002)

表2-2-1 正、逆断層断層模型実験結果

	断層型, 断層傾斜角(α)による変化	模型地盤の層厚(H)による変化 (豊浦標準砂地盤(密)H=50~2000mm)	地盤材料(粒度)による変化 (豊浦標準砂, 相馬珪砂3号, 7号, 8号)
<p>正断層</p>  <p>逆断層</p> <p>$\alpha = 15^\circ$ $\alpha = 30, 45, 60^\circ$ $\alpha = 75, 90^\circ$</p>  <p>①→② ①→② ①→②→③</p> <p>○表面到達順序 剪断層連続帯 b→c→a,d αが低角度の時, 剪断層連続帯③が発達</p>	<p>正断層</p>  <p>逆断層</p> <p>$\alpha = 15^\circ$ $\alpha = 30^\circ$ $\alpha = 45, 60, 75, 90^\circ$</p> <p>$\alpha$によらず, 底盤の断層から直上へ伸びる。高角度。直線上の剪断層。曲線状の剪断層。曲線状の剪断層。底盤の断層とほぼ同傾斜。底盤の断層より底盤の断層より低角度。</p>	<p>正断層 ($\alpha = 15^\circ$) H=400mm</p>  <p>逆断層 ($\alpha = 45^\circ$) H=400mm</p> <p>H=200mm</p> <p>剪断層連続帯全体の形状は, 層厚による顕著な変化はないが, 層厚が厚い程, 剪断層の雁行上配列が顕著</p>	<p>地盤材料の粒度により剪断層及び剪断層連続帯の発達過程は変化しない。</p>
<p>最初表面に到達する剪断層連続帯の形状</p>	<p>正断層</p>  <p>逆断層</p> <p>$\alpha = 15^\circ$ $\alpha = 30^\circ$ $\alpha = 45, 60, 75, 90^\circ$</p> <p>$\alpha$によらず, 底盤の断層から直上へ伸びる。高角度。直線上の剪断層。曲線状の剪断層。曲線状の剪断層。底盤の断層とほぼ同傾斜。底盤の断層より底盤の断層より低角度。</p>	<p>正断層 ($\alpha = 15^\circ$) H=400mm</p>  <p>逆断層 ($\alpha = 45^\circ$) H=400mm</p> <p>H=200mm</p> <p>剪断層連続帯全体の形状は, 層厚による顕著な変化はないが, 層厚が厚い程, 剪断層の雁行上配列が顕著</p>	<p>地盤材料の粒度による変化 (豊浦標準砂, 相馬珪砂3号, 7号, 8号)</p>
<p>剪断層の表面到達位置</p>	<p>正断層</p>  <p>逆断層</p> <p>$\alpha = 15^\circ$ $\alpha = 30^\circ$ $\alpha = 45, 60, 75, 90^\circ$</p> <p>$\alpha$によらず, 底盤の断層から直上へ伸びる。高角度。直線上の剪断層。曲線状の剪断層。曲線状の剪断層。底盤の断層とほぼ同傾斜。底盤の断層より底盤の断層より低角度。</p>	<p>正断層 ($\alpha = 15^\circ$) H=400mm</p>  <p>逆断層 ($\alpha = 45^\circ$) H=400mm</p> <p>H=200mm</p> <p>剪断層連続帯全体の形状は, 層厚による顕著な変化はないが, 層厚が厚い程, 剪断層の雁行上配列が顕著</p>	<p>地盤材料の粒度による変化 (豊浦標準砂, 相馬珪砂3号, 7号, 8号)</p>
<p>剪断層の表面到達時の底盤の断層変位位置(実変位)</p>	<p>正断層</p>  <p>逆断層</p> <p>$\alpha = 15^\circ$ $\alpha = 30^\circ$ $\alpha = 45, 60, 75, 90^\circ$</p> <p>$\alpha$によらず, 底盤の断層から直上へ伸びる。高角度。直線上の剪断層。曲線状の剪断層。曲線状の剪断層。底盤の断層とほぼ同傾斜。底盤の断層より底盤の断層より低角度。</p>	<p>正断層 ($\alpha = 15^\circ$) H=400mm</p>  <p>逆断層 ($\alpha = 45^\circ$) H=400mm</p> <p>H=200mm</p> <p>剪断層連続帯全体の形状は, 層厚による顕著な変化はないが, 層厚が厚い程, 剪断層の雁行上配列が顕著</p>	<p>地盤材料の粒度による変化 (豊浦標準砂, 相馬珪砂3号, 7号, 8号)</p>
<p>地盤表面の変形帯</p>	<p>正断層</p>  <p>逆断層</p> <p>$\alpha = 15^\circ$ $\alpha = 30^\circ$ $\alpha = 45, 60, 75, 90^\circ$</p> <p>$\alpha$によらず, 底盤の断層から直上へ伸びる。高角度。直線上の剪断層。曲線状の剪断層。曲線状の剪断層。底盤の断層とほぼ同傾斜。底盤の断層より底盤の断層より低角度。</p>	<p>正断層 ($\alpha = 15^\circ$) H=400mm</p>  <p>逆断層 ($\alpha = 45^\circ$) H=400mm</p> <p>H=200mm</p> <p>剪断層連続帯全体の形状は, 層厚による顕著な変化はないが, 層厚が厚い程, 剪断層の雁行上配列が顕著</p>	<p>地盤材料の粒度による変化 (豊浦標準砂, 相馬珪砂3号, 7号, 8号)</p>

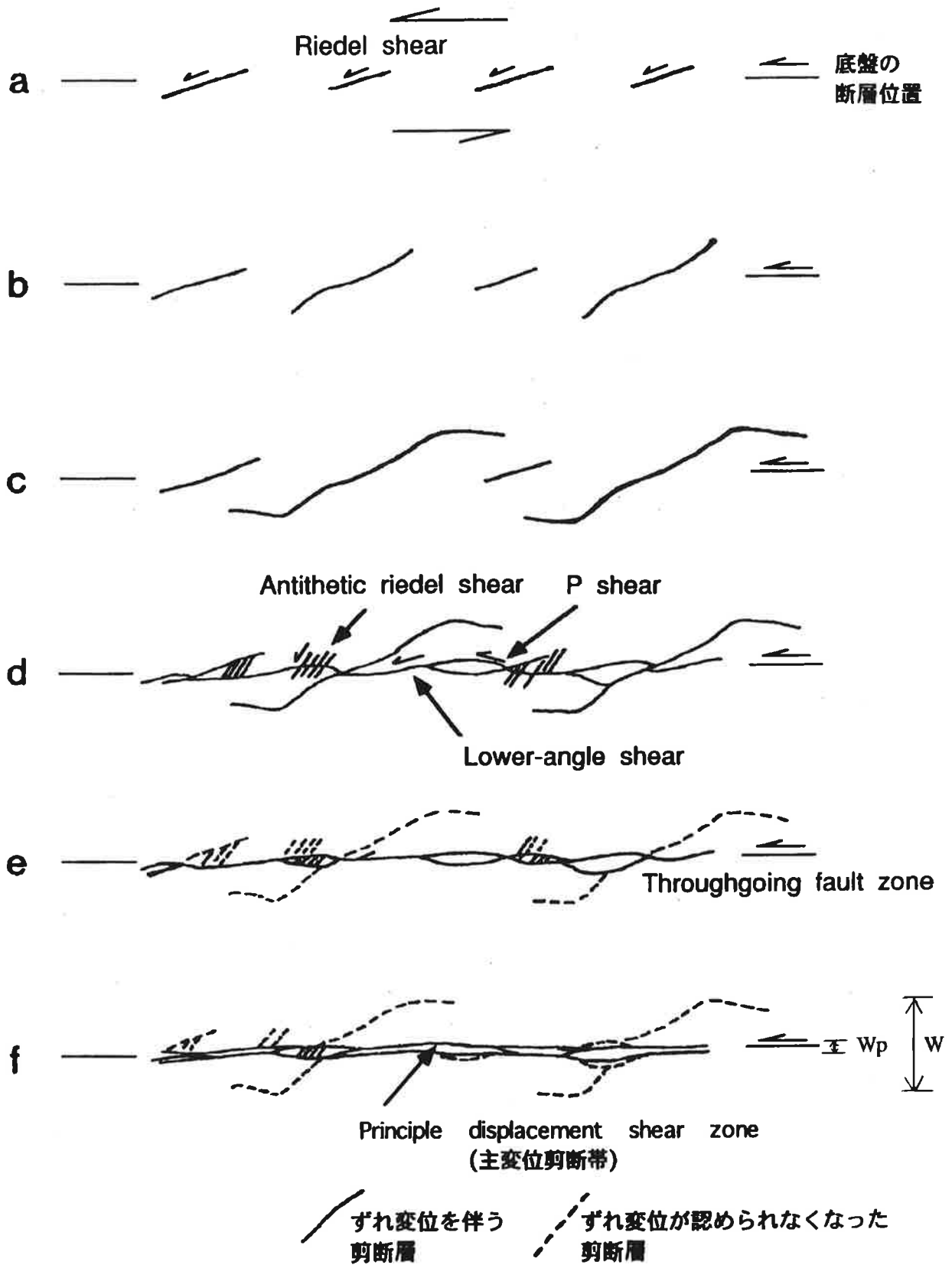
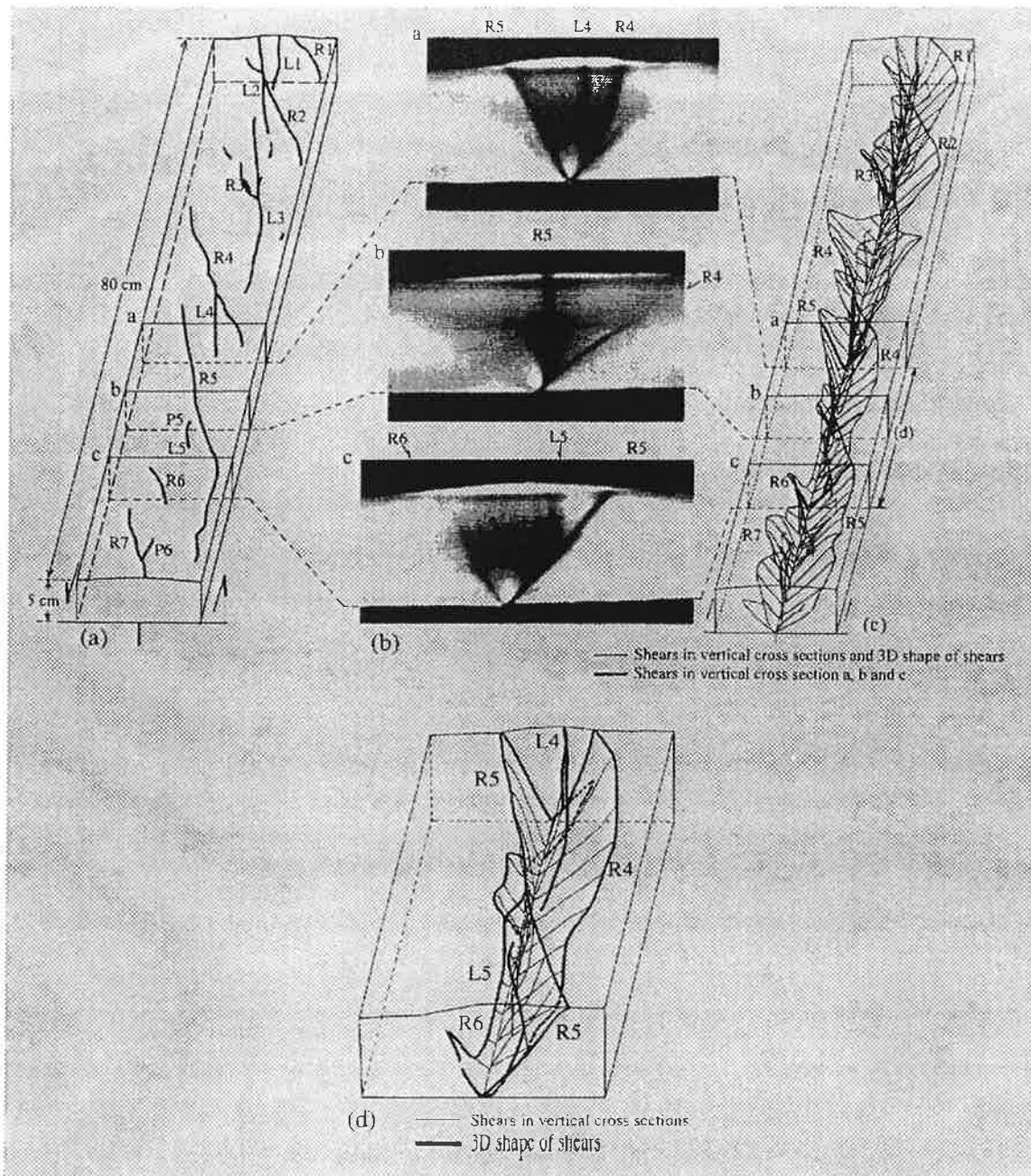


図 2 - 2 - 5 基盤の横ずれ断層変位に伴う地盤表面のせん断の発達過程模式図

上田圭一他(1999): 基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討(その3) - 横ずれ, 斜めずれ断層土層模型実験 -, 電力中央研究所報告



2-2-6 Successive vertical sections perpendicular to shear direction showing fault geometries visualized by CT scans (Case B, basement displacement = 18 mm). (a) Shear pattern at the surface of the sand pack. R1 to R7, L1 to L5 and P5 to P6 are Riedel shears, lower-angle shears and P-shears, respectively. a-c are vertical cross-sections perpendicular to the basement fault. (b) CT images of the vertical cross-section a, b and c. (c) Successive vertical sections perpendicular to the shear direction showing fault geometries visualized by CT scans. (d) Successive vertical sections (section a-c).

K.Ueta, K.Tani, T.Kato(2000):Computerized X-ray tomography analysis of three-dimensional fault geometries in basement-induced wrench faulting, Eng. Geology,

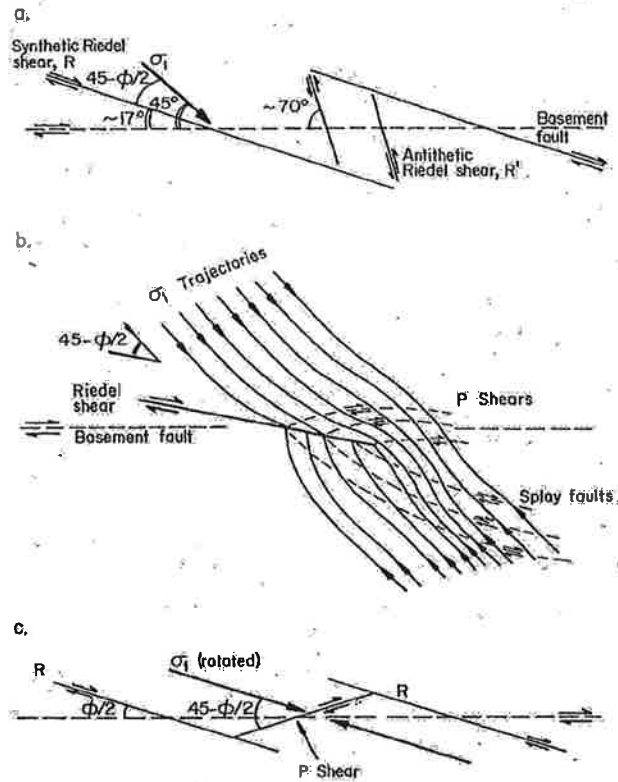


Fig. 4. Mechanical basis for the observed wrench fault pattern. (a) Riedel shears developed as Coulomb slip planes, σ_1 oriented at 45° to the basement fault strike. (b) Stress re-orientation on the compressional and extensional sides of the tip of a Riedel shear, showing potential secondary faults. (c) Stress re-orientation between two Riedel shears, generating lower-angle Riedel shears or P shears.

☒ 2-2-7 (a) Mechanical basis for the observed wrench fault pattern.

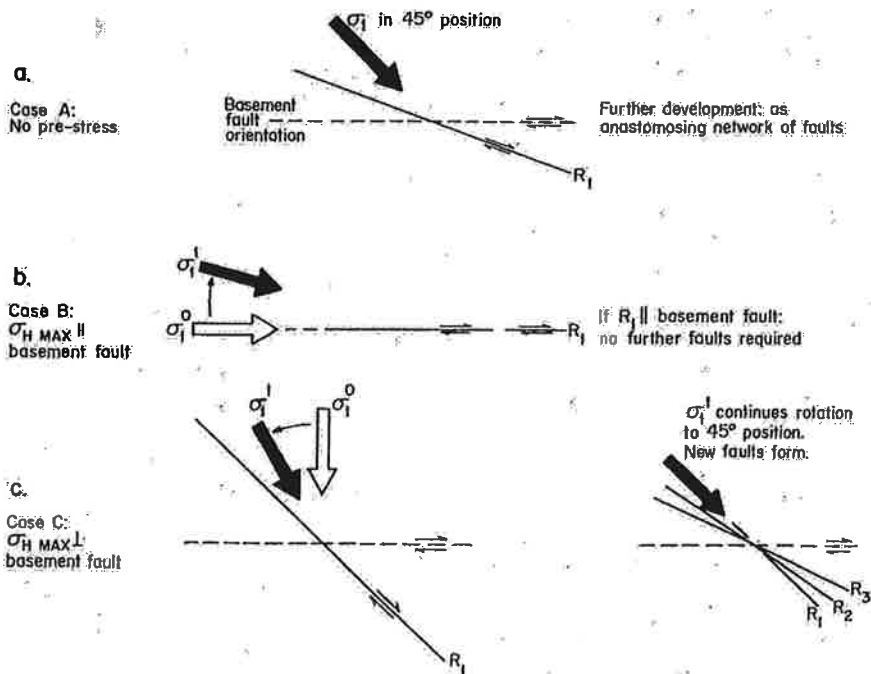


Fig. 14. Schematic explanation for the different Riedel shear orientations in the three experimental cases. (a) No pre-stress. (b) σ_{Hmax} parallel to basement fault. (c) σ_{Hmax} perpendicular to basement fault.

☒ 2-2-7 (b) Schematic explanation for the different Riedel shear orientation in the three experimental cases.

表3-1 活断層の認定・分類の比較(1/2)

文献	新編日本の活断層(1991)	九州の活構造(1989)	近畿の活断層(2000)
特徴	<ul style="list-style-type: none"> 日本とその周辺海底での活断層の分布とその諸性質に関する1990年時点での集成。 20万分の1の地勢図に表現。 	<ul style="list-style-type: none"> 「日本の活断層」の九州についての”詳細版”。 2.5万分の1地形図を使用して判読し、5万分の1地形図に表現。 	<ul style="list-style-type: none"> 「日本の活断層」の近畿についての”詳細版”。 2.5万分の1地形図を使用して判読し、5万分の1地形図に表現。
活断層の定義	<p>第四紀に繰り返し活動し、将来も活動することが推定される断層</p>	<p>第四紀に繰り返し活動し、将来も活動することが推定される断層</p>	<p>第四紀後期に繰り返し活動した証拠があるものとし、第四紀後期を約30万年前以降としてとらえた。よって、30万年前以前のみ活動した断層については、活断層とは区別して取り扱っている</p>
活断層の認定・分類基準	<p>确实度Ⅰ 定義：活断層であることが確実なもの。具体的には次のどれかの地形的特徴をもち、断層の位置、変位のむきがともに明確であるものをいう。</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 数本以上にわたる尾根・谷の系統的な横ずれ。 2) ひと続きであることが確かな地形面を切る崖線。 3) 時代を異にする地形面群を切っている崖線があり、古い地形面ほど変位が大きい(変位の累積が認められる)場合。 4) 同一地形面の変形(たわみ・傾斜など)。 5) 第四紀層を変位させている断層の露頭。 <p>确实度Ⅱ 定義：活断層であると推定されるもの。すなわち、位置・変位のむきも推定できるが、确实度Ⅰと判定できる決定的な資料に欠けるもの。</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 2~3本程度以下の尾根や谷が横ずれを示す場合。 2) 断層崖と思われる地形の両側の変位基準地形が時代を異にする場合。 3) 明瞭な基準地形がない場合(山地など)。 <p>确实度Ⅲ 定義：活断層の可能性はあるが、変位のむきが不明であったり、他の原因、たとえば川や海の浸食による崖、あるいは断層に沿う浸食作用によってリニアメントが形成された疑いが残るもの。</p>	<p>确实度Ⅰ 定義：同左</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 同左 2) 同左 3) 記載なし 4) 同左 5) 第四紀後期の地層を変位させている断層や撓曲の露頭が野外で実際にみられる。 <p>确实度Ⅱ 定義：同左</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 同左 2) 同左 3) 同左 <p>确实度Ⅲ 定義：同左</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 断層(破碎帯)に沿う河川や海などの浸食作用による断層組織地形の可能性も考えられ、確実な断層変位地形はは見られない。 2) 断層の存在はほぼ確実なものの、活断層かどうかの判定が困難なリニアメント。 <p>断層組織地形 定義A：変位地形は全く認められず、両側の地形高度や地形面にも差が認められないもの。一般に地層の走向と斜交し、被覆する第四紀層や地形面には変位を与えていない。 定義B：付近の地形の起源が古く、古期の断層に由来すると推定されるもの。地形的に不明瞭で、延長距離も短い。一般に地層の走向と斜交し、被覆する第四紀層あるいはそれ以前の地質にも変位を与えていない。</p> <p>地層境界等 定義：堆積構造や地質構造などを反映したもの。各種の地層や破碎帯などにおいて現れ、浸食作用に対する抵抗性が異なるためにできる地形であり、活断層の疑いはほとんどない。一般に小規模であり、延長距離も短い。多方向に延びたり、複雑に屈曲・湾曲していることもある。</p>	<p>确实度Ⅰ 定義：同左</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 同左 2) 同左 3) 記載なし 4) 同左 5) 30万年前以降の地層を変位させている断層や撓曲の露頭が野外で実際にみられる。 <p>确实度Ⅱ 定義：同左</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 同左 2) 同左 3) 同左 <p>明瞭なリニアメント 定義：線状地形が新鮮でその連続性も明瞭であるが、確実な変位地形を伴わないリニアメント。活断層である可能性が多少残る。</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) リニアメントの方向は周辺に分布する地層の走向と一般に斜交していることが多い。 2) リニアメント自体は長く明瞭に連続しているが、これを被覆する第四紀層や地形面には変位を与えていないか、基準となる地形や地層が欠如している。 3) ほぼ均質な火成岩で構成される地域でも、鞍部・直線状谷・傾斜変換線などが連続的に追跡され、それらに沿って断層の存在が確認されたり、推定されたりするが、変位地形は伴わず、第四紀層は切っていない。 <p>古い断層・層理・地層の境界線など 定義：古い起源の断層・地質構造・堆積構造などを反映したりニアメント。各種の地質が接する断層・古い地質時代の破碎帯などにおいて現れ、浸食作用に対する抵抗性が異なるためにできる線状地形であり、活断層の疑いはほとんどない。</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 一般に小規模であり、延長距離も普通短い。 2) 多方向に延びたり、複雑に屈曲・湾曲していることもある。

表3-1 活断層の認定・分類の比較(2/2)

文 献	都市圏活断層図(1996)	200万分の1日本列島活断層図(1999)
特 徴	<ul style="list-style-type: none"> 「新編日本の活断層」,地質調査所作成の「5万分の1地質図」等を参考としている。 それぞれの活断層が過去にいつ動いたかは調べていない。したがって,それぞれの活断層がいつ動くか,言い換えれば,この次の地震がいつなのかについては,この図からはわからない。 	<ul style="list-style-type: none"> 活断層・推定活断層としたものの多くは,「新編日本の活断層」の確実度Iに近い。単にリニアメントの鮮明さや地形の高度差の有無に準拠していないので,「新編日本の活断層」の確実度IIやIIIの多くは取り上げていない。 2.5万分の1地形図を用い,それに記載された活断層線図をデジタル化したデータを用いている。よって,活断層に位置の精度が高い。
活断層の定義	最近数十万年前間に約千年から数万年の間隔で繰り返し活動した跡が地形に明瞭に現れており,今後も繰り返すと考えられるもの。	最近数十万年前間に概ね千年から数万年の間隔で繰り返し活動しその痕跡が地形に現れ,今後も活動を繰り返すと考えられる断層。
活断層の認定・分類基準	<p>活断層 最近数十万年前間に約千年から数万年の間隔で繰り返し活動した跡が地形に明瞭に現れており,今後も繰り返すと考えられるもの。</p> <p>活断層(位置やや不明確) 活断層のうち,活動の痕跡が浸食や人工的な要因等によって改変されているために,その位置が明確に特定できないもの。</p> <p>活断層(活撓曲) 活断層のうち,変異が軟らかい地層内で拡散し,地表には段差ではなくたわみとして現れたもの。たわみの範囲及び傾斜方向を示す。</p> <p>活断層(伏在部) 活断層のうち,最新の活動時以降の地層で覆われ,変位を示す地形が直接現れていない部分。</p> <p>地震断層 地震発生の際に変位したことが明らかになっている活断層。</p> <p>推定活断層(地表) 地形的な特徴により活断層の存在が推定されるが,現時点では明確に特定できないもの。または,今後も活動を繰り返すかどうか不明なもの。</p> <p>推定活断層(地下) 新しい地層に覆われていて,断層地形が地表で確認されていないが,既往のボーリングや物理探査によりその存在が推定された活断層。</p> <p>活褶曲 現在も津図いている地殻変動により生じている波状地形。</p>	<p>活断層 最近数十万年前間に概ね千年から数万年の間隔で繰り返し活動しその痕跡が地形に現れ,今後も活動を繰り返すと考えられる断層。</p> <p>推定活断層 「活断層」に比べて,断層変位地形が最近数十万年前以降(特に後期更新世以降)に形成されたものかどうかの判定が難しいものや,断層変位地形そのものが他の理由(成因)で生じる可能性を残す場合。</p>

表3-2 「新編 日本の活断層」の活断層確実度と「土木学会リニアメント判読基準」の比較(案)

「[新編]日本の活断層」(活断層研究会, 1991)による活断層の確実度の判定	「原子力発電所地質・地盤の調査・試験法および地盤の耐震安定性評価手法」(土木学会, 1985)によるリニアメント判読基準			
	リニアメントのランク	判 読 内 容		
		段 丘 面	山地・丘陵内	リニアメントの連続方向・連続性・高度不連続など
<p>確実度 I</p> <p>活断層であることが確実なもの。 具体的には次のどれかの地形的特徴をもち、断層の位置、変位のむきがともに明確であるものをいう。</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 数本以上にわたる尾根・谷の系統的な横ずれ 2) ひと続きであることが確かな地形面を切る崖線 3) 時代を異にする地形面群を切っている崖線があり、古い地形面ほど変位が大きい(変位の累積が認められる)場合 4) 同一地形面の変形(たわみ・傾斜など) 5) 第四紀層を変位させている断層の露頭など 	<p>Aランク (変位地形である可能性が高い)</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・ひと続きであることが明瞭な段丘面の開析を受けていない鮮明な崖、急傾斜面等の直線的な連続からなるもの。 ・崖、急斜面が異なる複数の段丘面等の地形面上に直線的に連続するもの。 	<ul style="list-style-type: none"> ・鮮明な崖、鞍部等の直線的な連続からなり、ひと続きであることが明瞭な地形面上に一樣の高度不連続が認められるもの。 ・河谷・尾根が系統的に同方向に屈曲し、屈曲量に累積性が認められるもの。 	<ul style="list-style-type: none"> ・連続方向は河食崖、海食崖の方向とは斜交或いは直交する。 ・傾斜方向は地形面の一般傾斜方向とは逆方向を示す。 ・連続方向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向であるが、明瞭な高度不連続が認められ比高が大きく一樣であり連続も良い。
<p>確実度 II</p> <p>活断層であると推定されるもの。すなわち、位置・変位のむきも推定できるが、確実度 I と判定できる決定的な資料に欠けるもの。たとえば以下のような場合である。</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) 2~3 本程度以下の尾根や谷が横ずれを示す場合 2) 断層崖と思われる地形の両側の変位基準地形が時代を異にする場合 3) 明瞭な基準地形がない場合(山地など) 	<p>Bランク (変位地形である可能性がある)</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・ひと続きであると推定される段丘面上のほとんど開析を受けていない鮮明な崖、急傾斜面の直線的な連続からなるもの。 	<ul style="list-style-type: none"> ・崖、鞍部等の直線的な連続からなり、ひと続きであると推定される地形面上に一樣の高度不連続が認められるもの。 ・河谷・尾根が不明瞭ではあるが、系統的に同方向に屈曲しているもの。 	<ul style="list-style-type: none"> ・連続方向は河食崖、海食崖の方向とは斜交或いは直交する。 ・傾斜方向は地形面の一般傾斜方向とは逆方向を示す。 ・連続方向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向であるが、明瞭な高度不連続が認められ比高が大きく一樣であり連続も良い。
<p>確実度 III</p> <p>活断層の可能性はあるが、変位のむきが不明であったり、他の原因、たとえば川や海の浸食による崖、あるいは断層に沿う浸食作用によってリニアメントが形成された疑いが残るもの。</p>	<p>Cランク (変位地形である可能性が低い)</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・段丘面上にみられるほぼ直線的な崖、急傾斜面の連続からなるが一部不鮮明なもの。 	<ul style="list-style-type: none"> ・崖、鞍部等のほぼ直線的な連続からなり、その両側で高度不連続が一樣に認められる。 ・河谷・尾根が一部で同方向に屈曲しているもの。 	<ul style="list-style-type: none"> ・連続方向は旧流路、河食崖、海食崖の方向とはやや斜交する。 ・連続方向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向であるが、高度不連続が認められ比高が大きく連続も良い。しかし、一部で不明瞭となる。
<p>その他</p> <p>活断層の可能性が低いもの。 リニアメントは認められるが、活断層を示す地形が不明瞭なもの、あるいは古い時代の断層の存在にもとづく侵食作用による線構造。</p>	<p>Dランク (変位地形である可能性は非常に低い)</p>	<ul style="list-style-type: none"> ・段丘面上にみられる崖、急傾斜面の連続からなり断続することが多く不鮮明なもの。 	<ul style="list-style-type: none"> ・開析をうけ不鮮明な崖、鞍部等のほぼ直線的な断続からなりその両側で高度不連続が認められるが不明瞭であるもの。 	<ul style="list-style-type: none"> ・高度不連続は不明瞭であり、連続方向は河食崖、海食崖の方向と、傾斜方向は地形面の一般傾斜方向と同方向或いは斜交し、一部で寸断され断続する。

表3-3 リニアメント判読基準(案)

リニアメントのランク	山地・丘陵		段丘面, 扇状地等の平坦面上	
	崖・鞍部等	尾根・水系の屈曲	崖・溝状凹地	撓み・傾斜面
L _A	<ul style="list-style-type: none"> 新鮮な崖, 鞍部等の連続の良い直線状の配列からなり, 連続区間が長く, 両側の地形形態が類似し, 一様な高度差が認められるものでかつ, 延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの 	<ul style="list-style-type: none"> 尾根・水系が長い区間で同方向に屈曲し, かつ屈曲は鮮明であり, 河川の規模と屈曲量との相関あるいは閉塞丘, 風隙等の特異な地形のいずれかが認められるもの 	<ul style="list-style-type: none"> 崖, 溝状凹地等の連続の良い直線状の配列からなり, 方向が水系の側刻方向と異なり, 延長が長く, かつ, <ol style="list-style-type: none"> 時代の異なる複数の段丘面に連続し, 古い段丘面ほど比高が大きいもの 崖面が山地・丘陵側に向き段丘面の傾斜方向とは逆向きを示すもの 山地・丘陵内の明瞭な崖, 鞍部等に連続するもの 	<ul style="list-style-type: none"> 撓み量, 傾斜角が大きく, 延長が長いものあるいは延長は短い, 撓み量, 傾斜角が大きく, 段丘面の傾斜方向とは逆向きであるもの
L _B	<ul style="list-style-type: none"> 崖, 鞍部等の連続の良い直線状の配列からなり, 連続区間が長く, 両側の地形形態が類似し, 一様な高度差が認められるもので, <ol style="list-style-type: none"> 地形形態は鮮明であるもの 地形形態はやや不鮮明であるが, 延長上の段丘面に同方向の崖が認められるもの 	<ul style="list-style-type: none"> 尾根・水系が同方向に屈曲し, かつ屈曲は鮮明であり, <ol style="list-style-type: none"> 連続区間も長い, 河川の規模と屈曲量との相関あるいは閉塞丘, 風隙等の特異な地形のいずれも認められないもの 連続区間は短い, 河川の規模と屈曲量との相関あるいは閉塞丘, 風隙等の特異な地形のいずれかが認められるもの 	<ul style="list-style-type: none"> 崖, 溝状凹地等の連続の良い直線状の配列からなり, 方向が水系の側刻方向と異なるが延長が短いものあるいは方向が水系の側刻方向であるが延長が長いもので, かつ, <ol style="list-style-type: none"> 時代の異なる複数の段丘面に連続し, 古い段丘面ほど比高が大きいもの 崖面が山地・丘陵側に向き段丘面の傾斜方向とは逆向きを示すもの 山地・丘陵内の明瞭な崖, 鞍部等に連続するもの 	<ul style="list-style-type: none"> 撓み量, 傾斜角は小さいが, 段丘面の傾斜方向とは逆向きのあるいは延長が長いもの 撓み量, 傾斜角が大きい, 延長は短く, 段丘面の傾斜と同方向であるもの
L _C	<ul style="list-style-type: none"> 崖, 鞍部等の直線状の配列からなり, 両側で一様な高度差があるが, 地形形態は一部で不鮮明かあるいは不連続となるもの 	<ul style="list-style-type: none"> 尾根・水系が同方向に屈曲し, <ol style="list-style-type: none"> 連続区間は長い, 屈曲は不鮮明であり, 屈曲量も小さく, 河川の規模と屈曲量との相関が認められないもの 屈曲は鮮明であるが, 連続区間は短く, 屈曲量も小さく, 河川の規模と屈曲量との相関が認められないもの 	<ul style="list-style-type: none"> 崖, 溝状凹地等の直線状の配列からなり, <ol style="list-style-type: none"> 方向が水系の側刻方向とやや異なり, 時代の異なる複数の段丘面に連続するが, 延長が短いもの 方向が水系の側刻方向であるが, 延長が長いもの 	<ul style="list-style-type: none"> 撓みの形態が不鮮明あるいは傾斜角は小さいが, 延長が長いもの
L _D	<ul style="list-style-type: none"> 崖, 鞍部等のほぼ直線状の配列からなるが, 連続が断続的か, あるいは地形形態が不鮮明であり, 両側で局所的に高度差は認められるが一様ではないもの 	<ul style="list-style-type: none"> 尾根・水系が同方向に屈曲しているが, 連続区間が極めて短いもの 	<ul style="list-style-type: none"> 直線状の崖, 溝状凹地等からなり, 延長が短いもの 	<ul style="list-style-type: none"> 撓みの形態が不鮮明あるいは傾斜角は小さく連続しないもの

表 2-3-4 地形要素ごとの判読基準 (案)

基準面	地形要素	変位の一樣性	保存度	連続性・直線性	第四紀地形面	総合判断
山地・丘陵	高度不連続、崖を含む	一樣	最良	直線状で長い	同方向の崖	A
			良		崖なし	B
			やや不良	一部で断続	同方向の崖	
			一部で不良	直線状	崖なし	
	高度不連続、崖を一部にし か含まない。	一樣でない	断続的	断続的	崖なし	D
			不良	連続良い	崖なし	

基準面	地形要素	河川の向き	連続性・直線性	基準面の傾斜	変位の累積	総合判断	
第四系	崖、高度不連続を含む 崖を一部にしか含まない。	斜交する	直線状で長い	順	あり	A	
				逆	不明		
			極めて良い	順	不明		
				短い	順		あり
		平行する	直線状で長い	逆	不明	B	
				順	あり		
			斜交する	短い	順		不明
				平行する	長い		順
平行する	短い	—	不明	D			

基準面	地形要素	撓み量	基準面の傾斜	連続性・直線性	明瞭度	総合判断
第四系	撓み・傾斜	大きい	逆	—	明瞭	A
			順	長い		
				短い		
		小さい	逆	—	不明瞭	C
			順	長い		
				短い		

主として横ずれ要素からなるもの

基準面	地形要素	連続性・直線性	特異地形	河川規模との相関	総合判断
山地・丘陵	同方向に屈曲し、明確である	直線状で長い	あり	—	A
			なし	あり	
		短い	あり	—	B
			なし	あり	
	同方向に屈曲する傾向がある	長い	なし	不明	C
		短い			D

閉塞丘、風隙など



図3-3-1 柏崎平野及びその周辺地域における地形・地質構造の概要
 岸他, 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世~更新世の褶曲形成史
 地学雑誌 Jor.Geo.1996

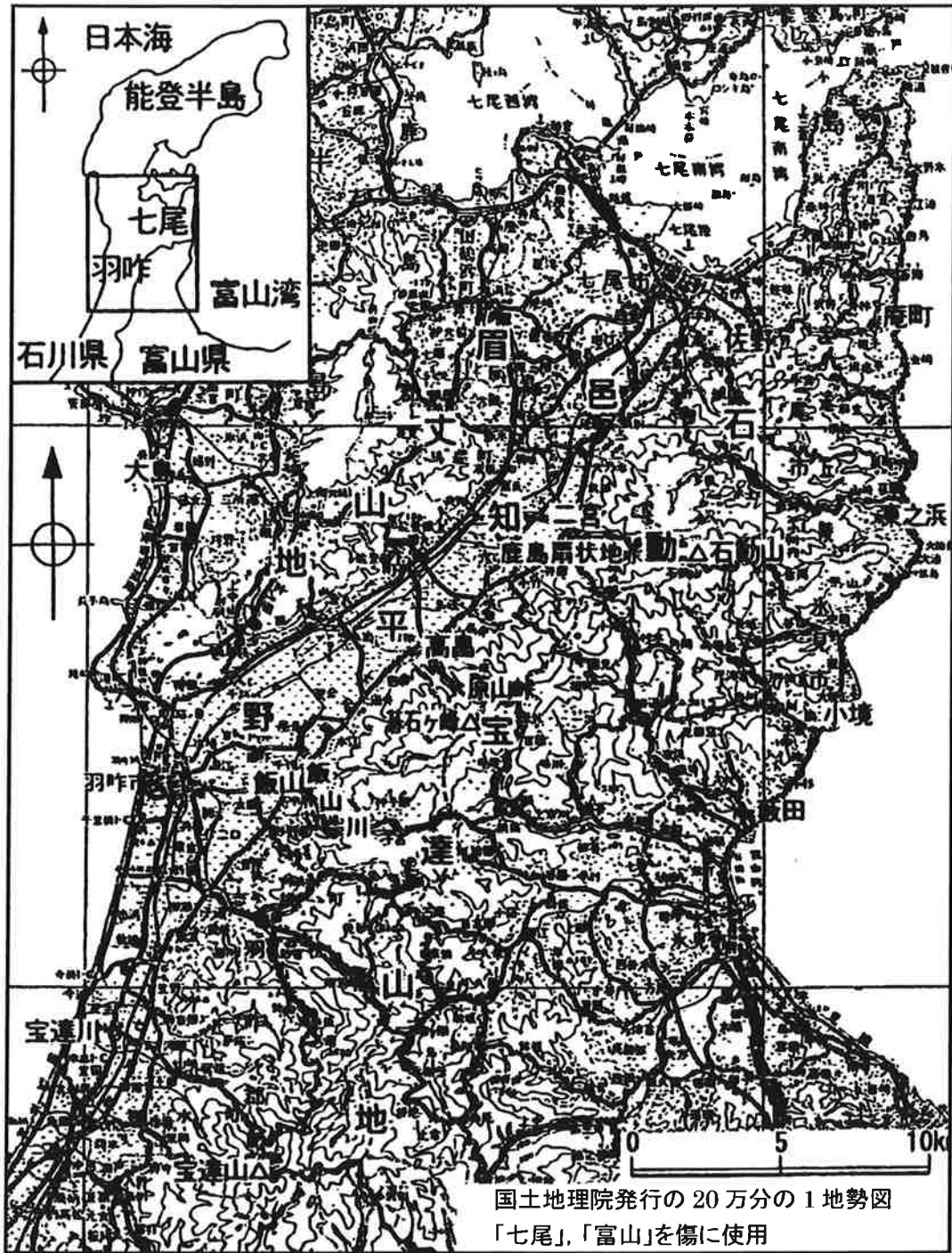


図3-3-2 石動・宝達山地及び周辺の地質図
 片川他, 石動・宝達山地北部の地塊区分と活構造
 地学雑誌 Jor.Geo.2002

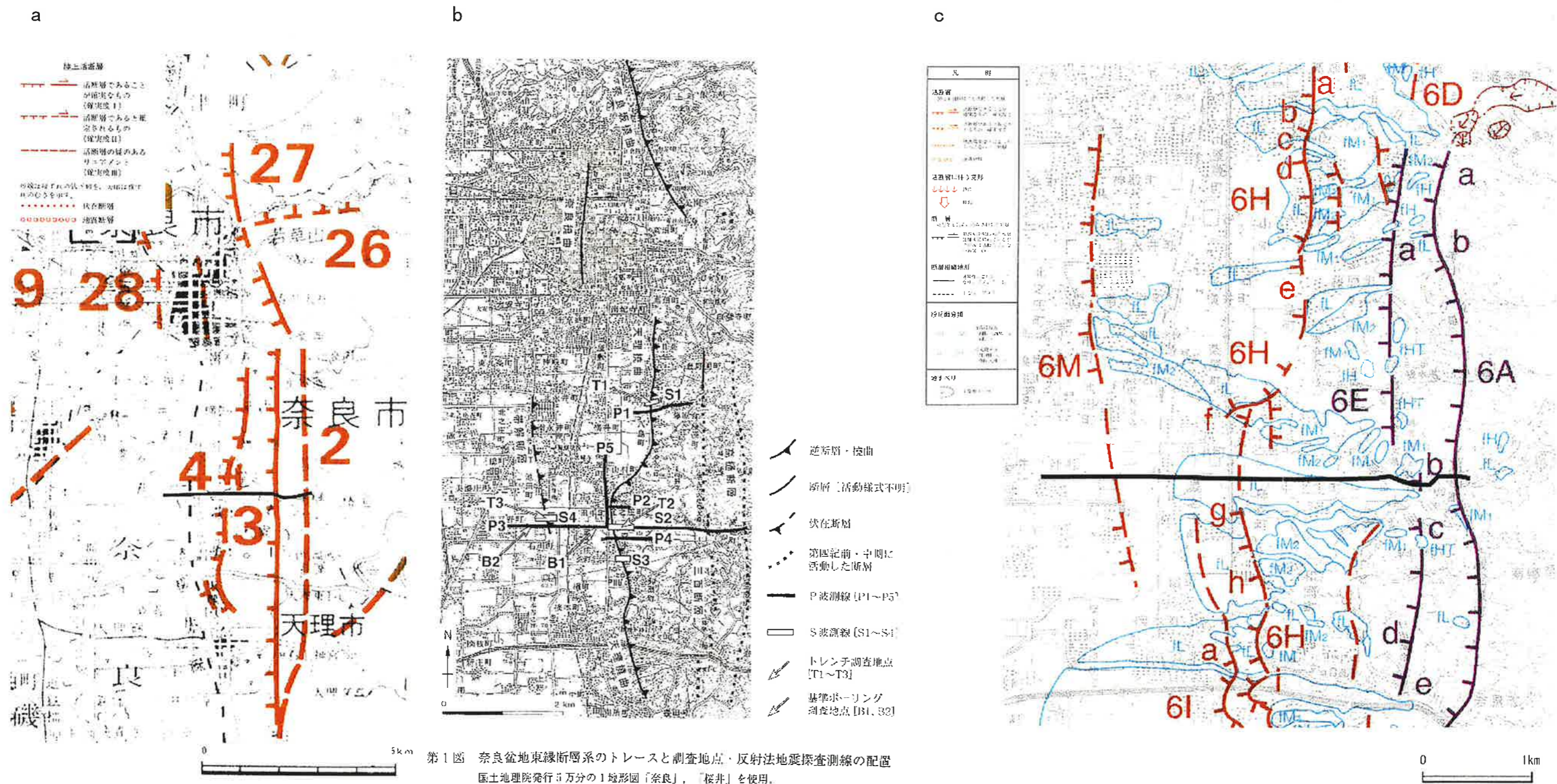
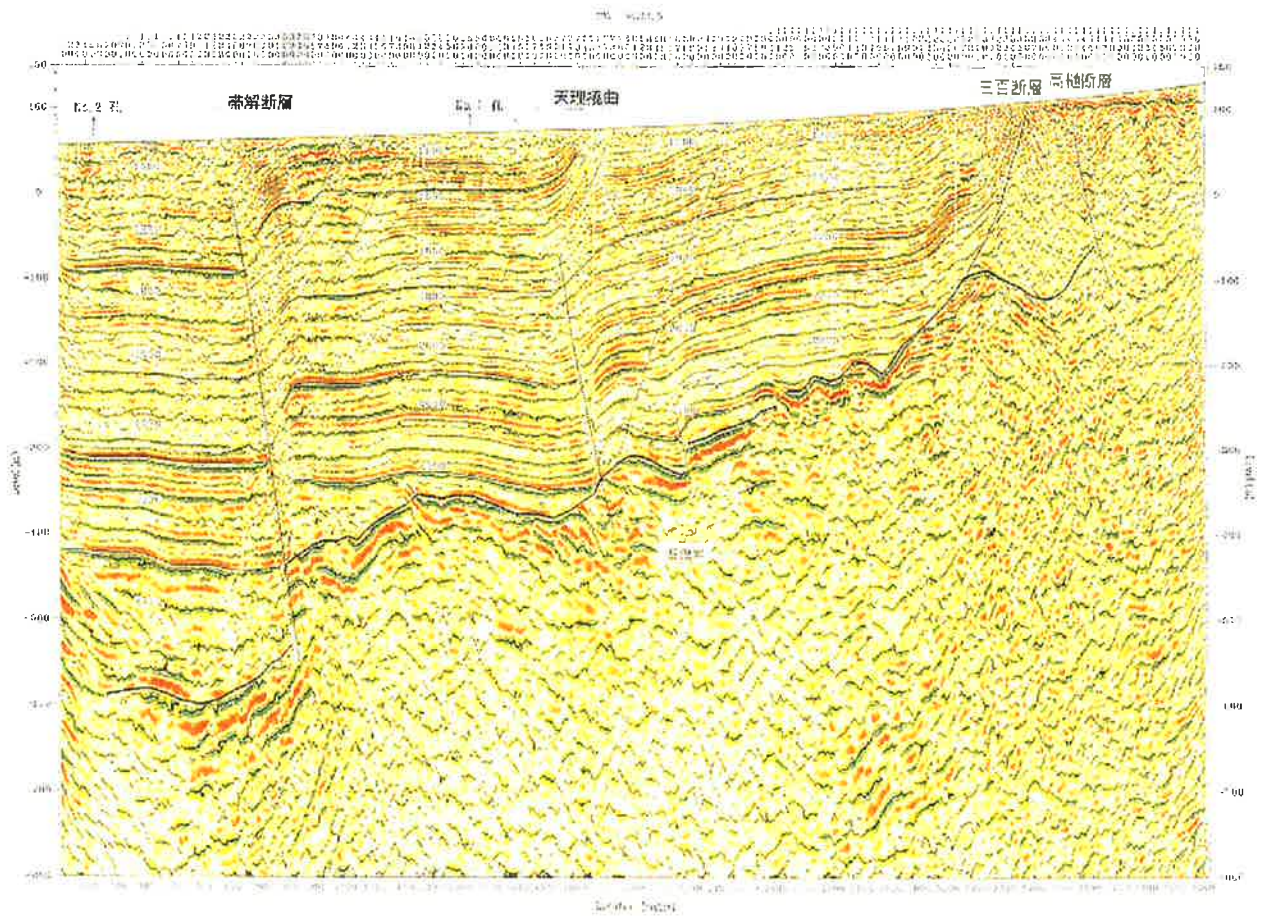


図2-3-3 奈良盆地東縁断層の位置図

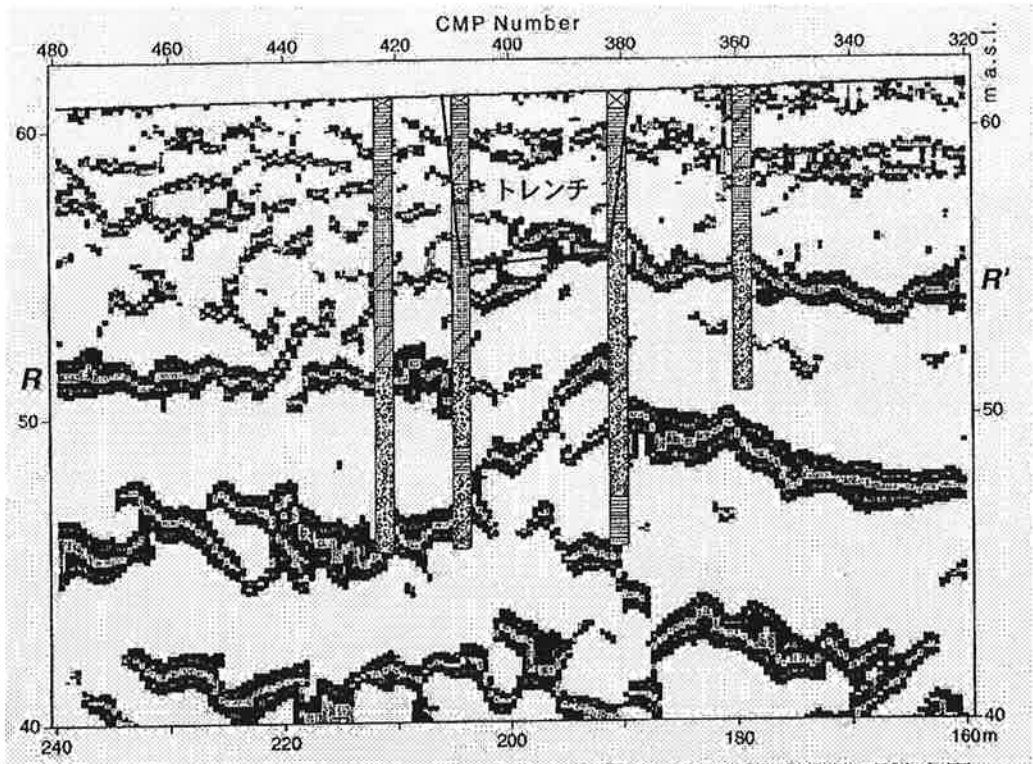
a: 活断層研究会編(1991)に一部加筆, 2: 高樋断層, 3: 三百断層, 4: 天理撓曲, 26: 鬼ヶ辻断層, 27: 奈良坂撓曲, 28: 佐保田撓曲群, 黒実線: 奥村ほか(1997)の反射法地震探査P3 測線位置;
 b: 奥村ほか(1997); c: 岡田・東郷編(2000)に一部加筆, 6A: 高樋断層, 6E: 三百断層, 6H: 天理撓曲, 6M 帯解断層, 実線: 奥村ほか(1997)の反射法地震探査P3 測線位



第 8 図 P3 測線のカラー反射断面（深度変換断面）

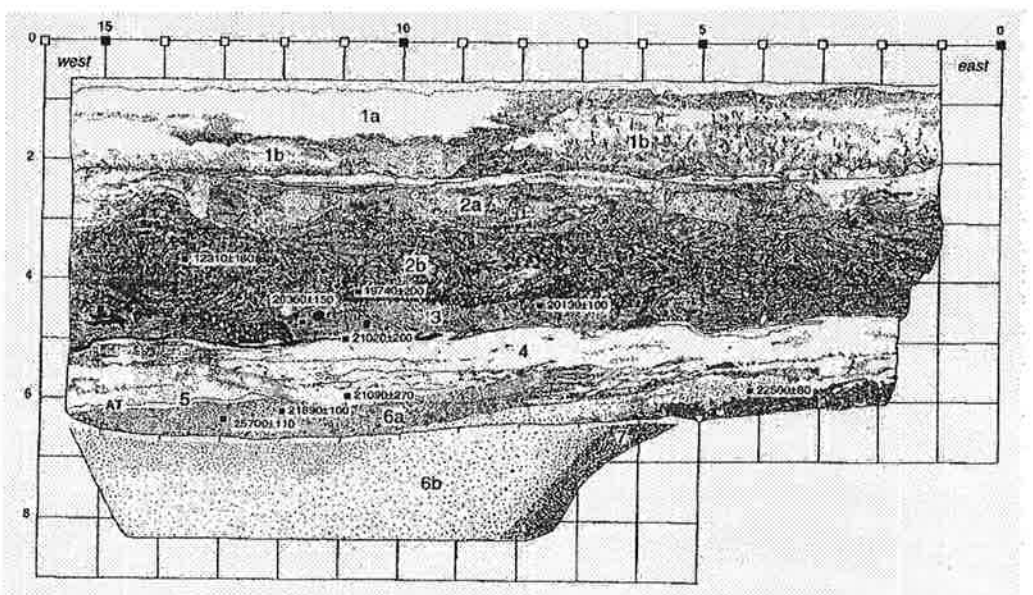
図2-3-4 奈良盆地東縁断層の反射断面

奥村晃史他(1997): 奈良盆地東縁断層系の総合調査, 地質調査所研究資料集



第6図 大和郡山市井戸野トレンチ (T3) 付近のS4測線深度断面拡大図
トレンチ掘削部分とボーリング調査結果を併せて示す。反射面 R-R' に対応する礫層上面がボーリングによって確認された。この礫層上面には、トレンチ付近で西側低下約5mの撓曲変形が予想された。

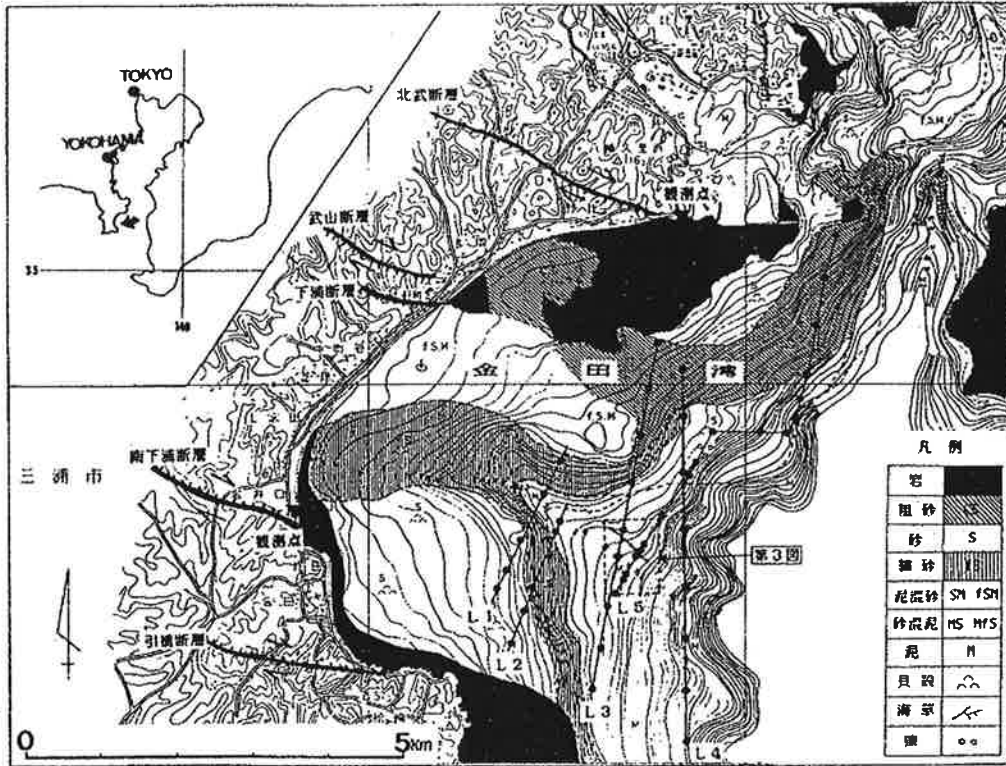
図 2-3-5 帯解断層通過地点における S 波反射断面とボーリング結果
奥村晃史他 (1997): 奈良盆地東縁断層系の総合調査, 地質調査所研究資料集



第7図 井戸野町トレンチ (T3) 北側壁面のスケッチ
6.5m 以下の部分は、強め戻し前に追加掘削して観察した状況を示す。
AT: 給良一井沢火山灰層 (約2.4~2.5万年前)。
数字は暦年補正を施さない放射性炭素同位体年代 (単位は BP)。

図 2-3-6 帯解断層通過位置におけるトレンチ壁面のスケッチ
奥村晃史他 (1997): 奈良盆地東縁断層系の総合調査, 地質調査所研究資料集

(a)



第1図 金田湾における調査測線 (L.1~5) の位置 (等深線および底質は首都圏整備委員会: 1971による). 黒丸は位置の測点.

(b)

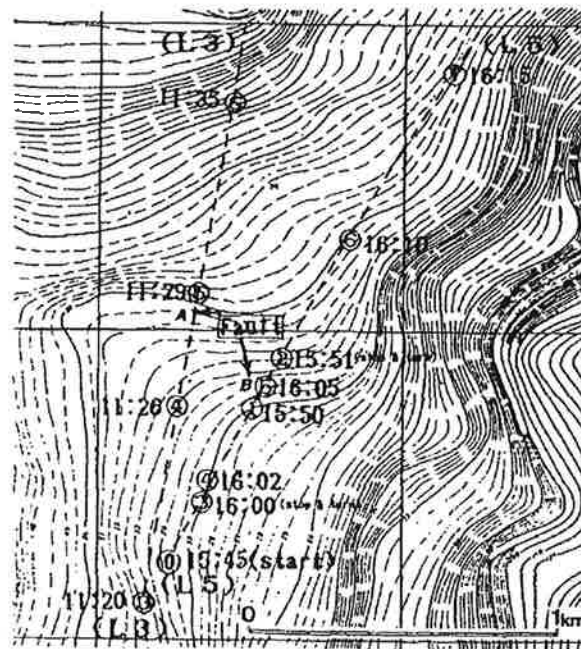
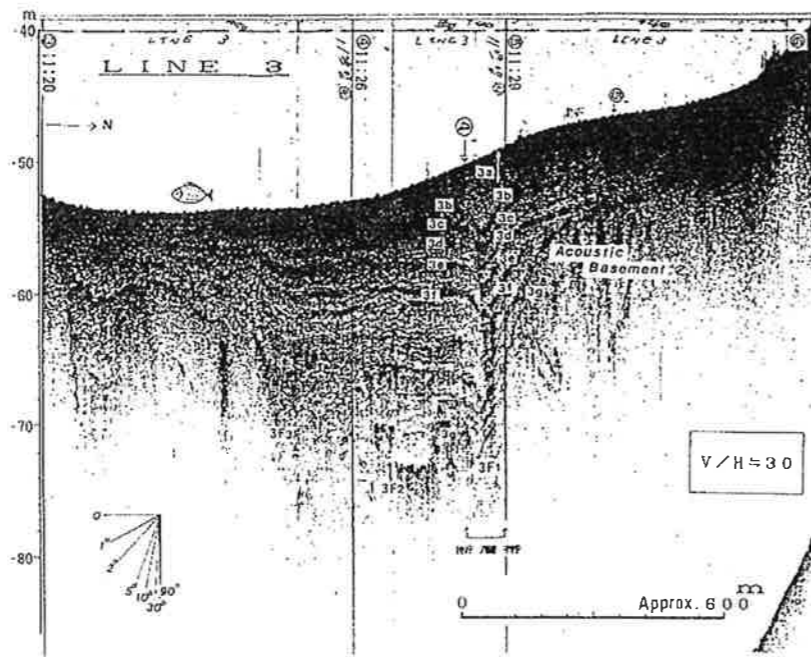


図3 LINE 3, LINE 5 の航跡(破線)と断層の位置 (A, B). 丸印は位置の測点 (測定時刻付).

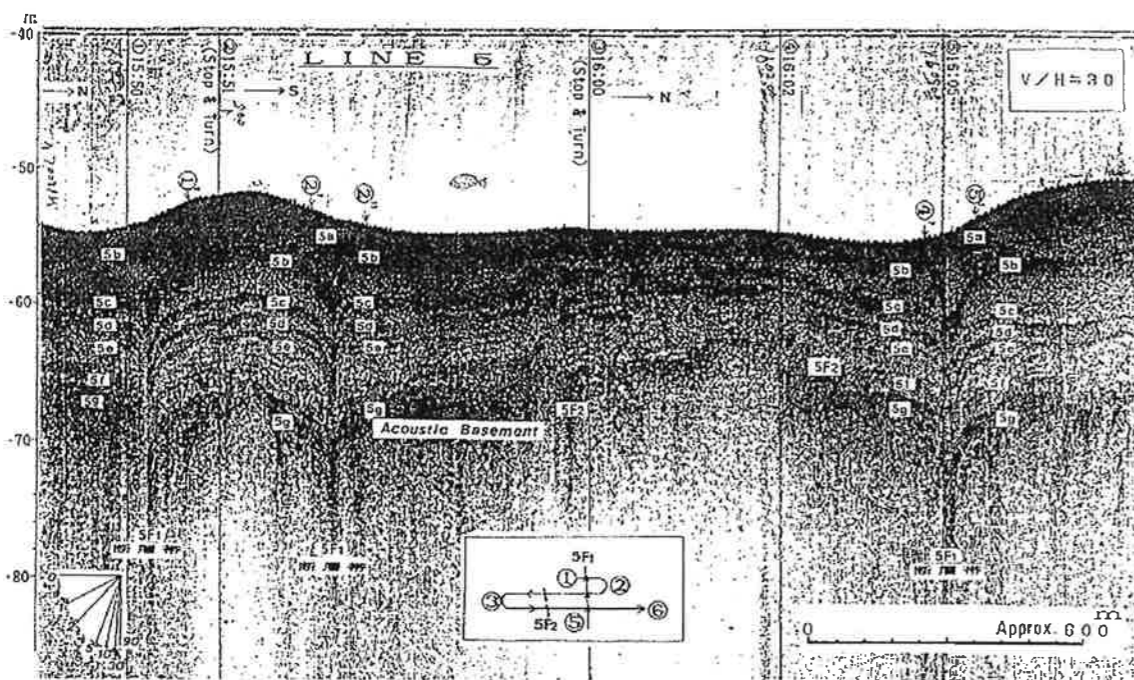
図2-3-7 金田湾における調査位置図 (a) 及び断層位置図 (b)

今泉俊文他 (1987): 三浦半島南東部金田湾における海底活断層の発見 (新称: 金田湾断層), 活断層研究



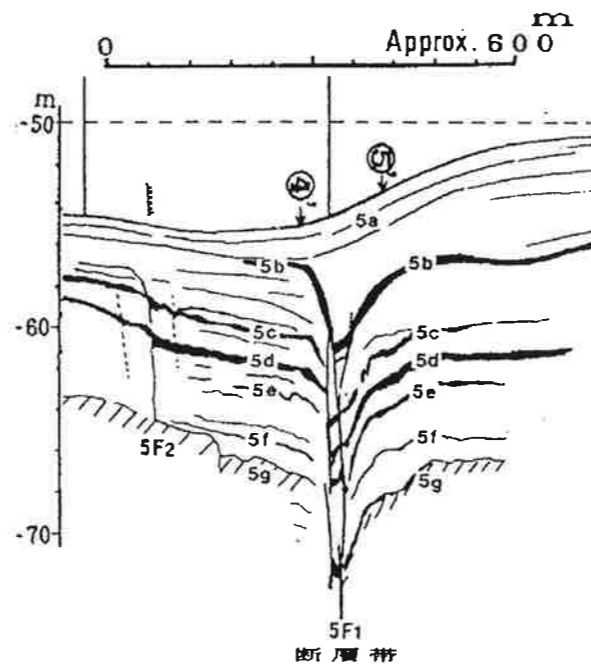
第4図 LINE3上の断層付近の音波探査記録 (3a ~ 3gは音響反射面を、3F₁ ~ 3F₂は断層を示す)

図2-3-8 Line3における音響反射断面



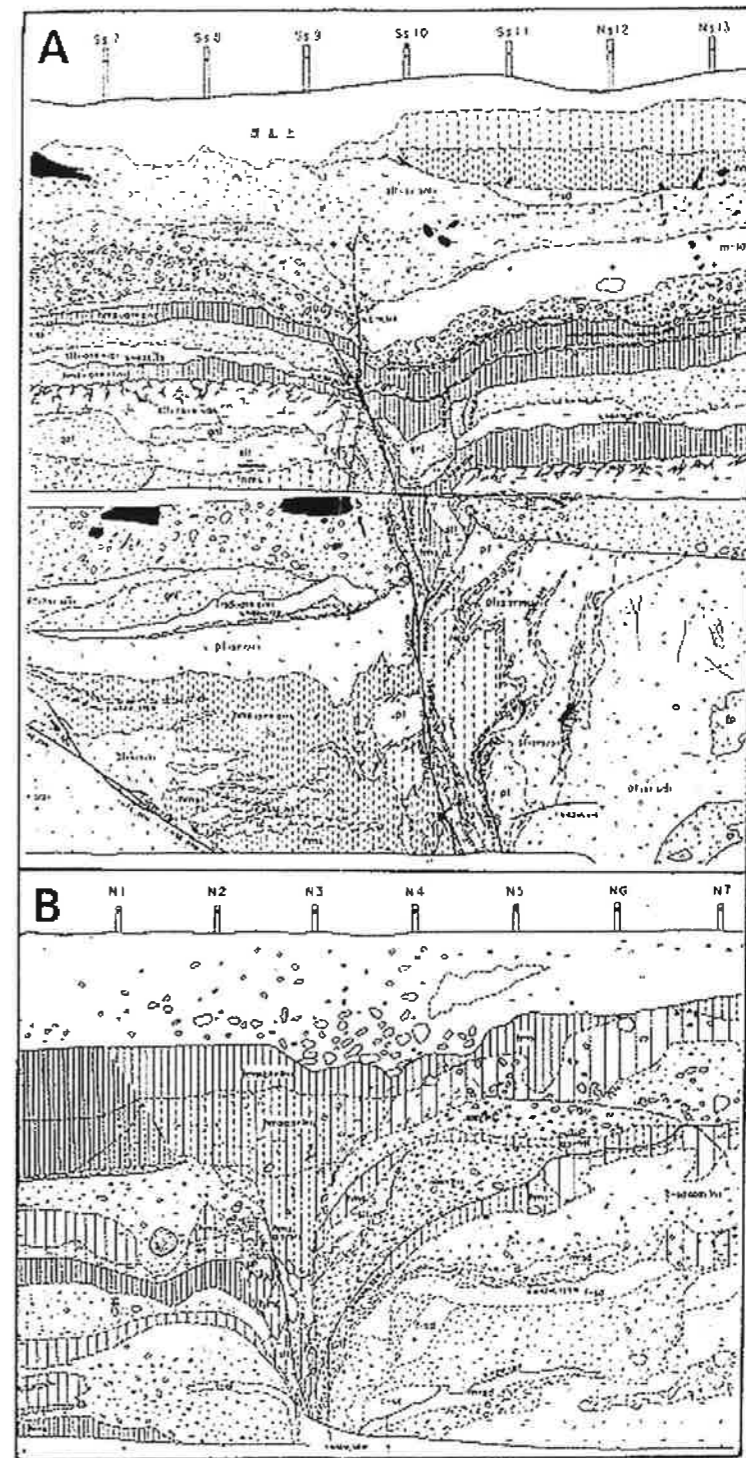
第5図 LINE5上の断層付近の音波探査記録 (5a ~ 5gは音響反射面を、5F₁ ~ 5F₂は断層を示す)

図2-3-9 Line5における音響反射断面(左)及び断層付近の断面図(右)



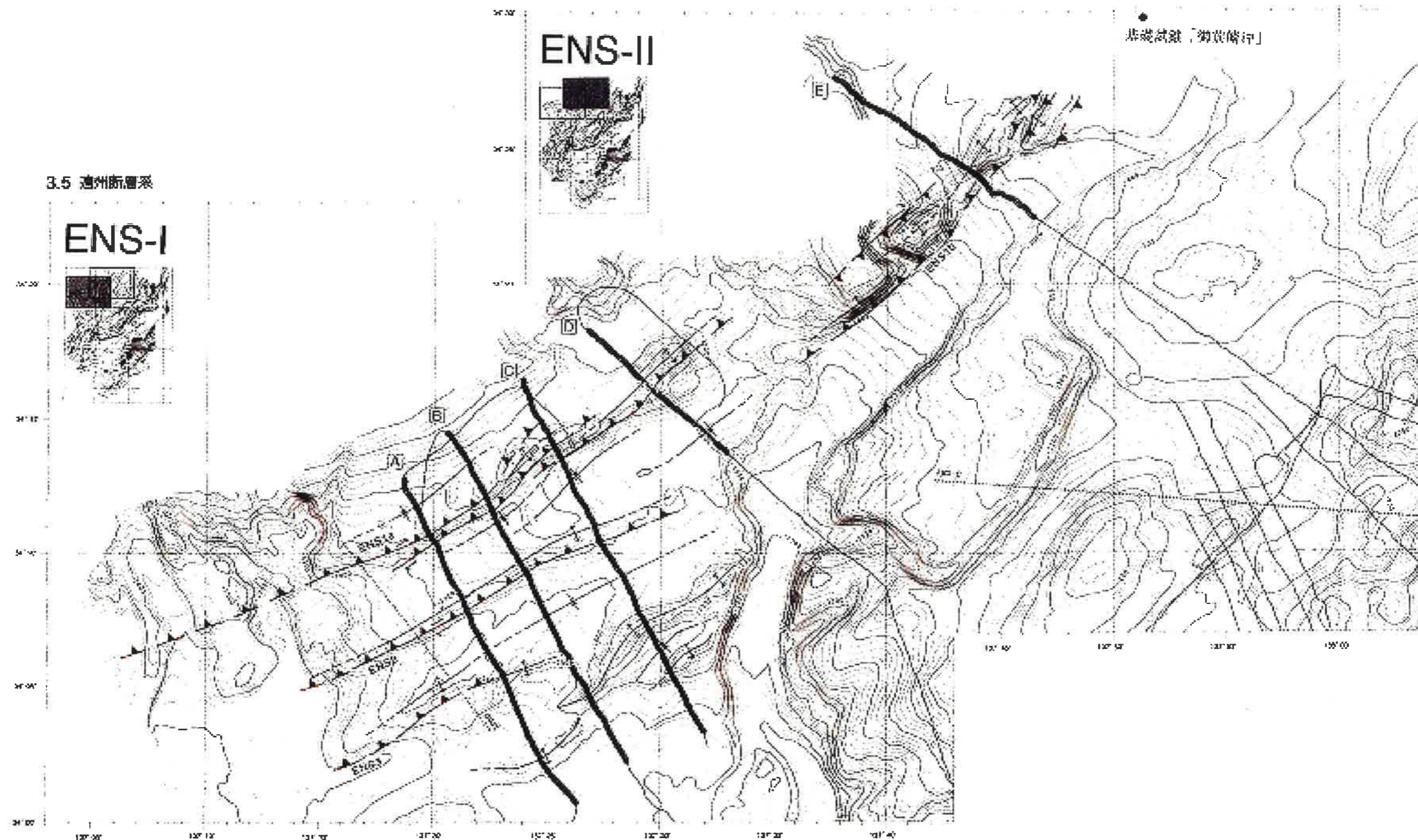
第6図 LINE5上の⑤地点付近の断面図

(音波探査記録は第5図参照)



第7図 トレンチ壁面に現れた横ずれ断層の形態 (A)丹那断層・子乃神社(今泉・丹那断層発掘調査研究グループ:1985)、(B)糸静線・大沢地区(三好・糸静線発掘調査研究グループ:1984)。いずれも水平・垂直同スケールで上部の杭間隔は1m。凡例は省略。

図2-3-10 金田湾断層と比較対照されたトレンチ壁面に見られた横ずれ断層の形態



遠州断層系の特徴

断層名	長さ (km)	平面 走向	変位量 (km)	上下 変位量 (km)	断面 形態	表層 地形	変位基準	冷 湧 水	確 実 度	活 動 度	備考・文献
ENS1a	31(>47)	NE	右 4	0.5	フラワー	断層崖	海底谷		I	A	冷湧水は変色域とチューブワームの存在による。南西方向へのリニアメントの連続は約 100km に及ぶ。構造的隆起帯を形成。猪間・佐々木(1979), 加藤他(1989), 倉本他(1998a)
ENS1b	7(>4)	NE	右 4		フラワー	断層崖	海底谷	有	I	A	冷湧水は変色域の存在による。構造的隆起帯を形成。猪間・佐々木(1979), 加藤他(1989)
ENS2	22(28)	NE		0.3	フラワー	断層崖			I	A	
ENS2	5(12)	NE		0.2	フラワー	断層崖			I	A	変形帯を含めると約 30km の長さ, S 字状褶曲構造を形成。

図 2-3-1 1 遠州断層系付近の海底地形図 (東海沖海底活断層研究会編, 1999 を基に編集)

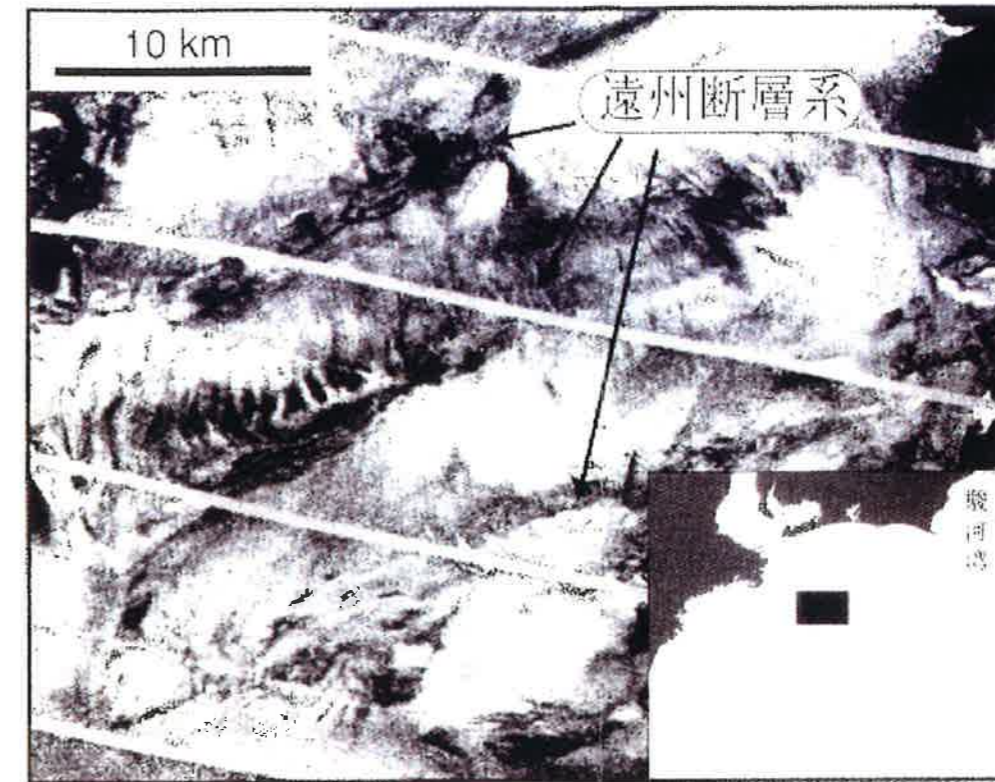
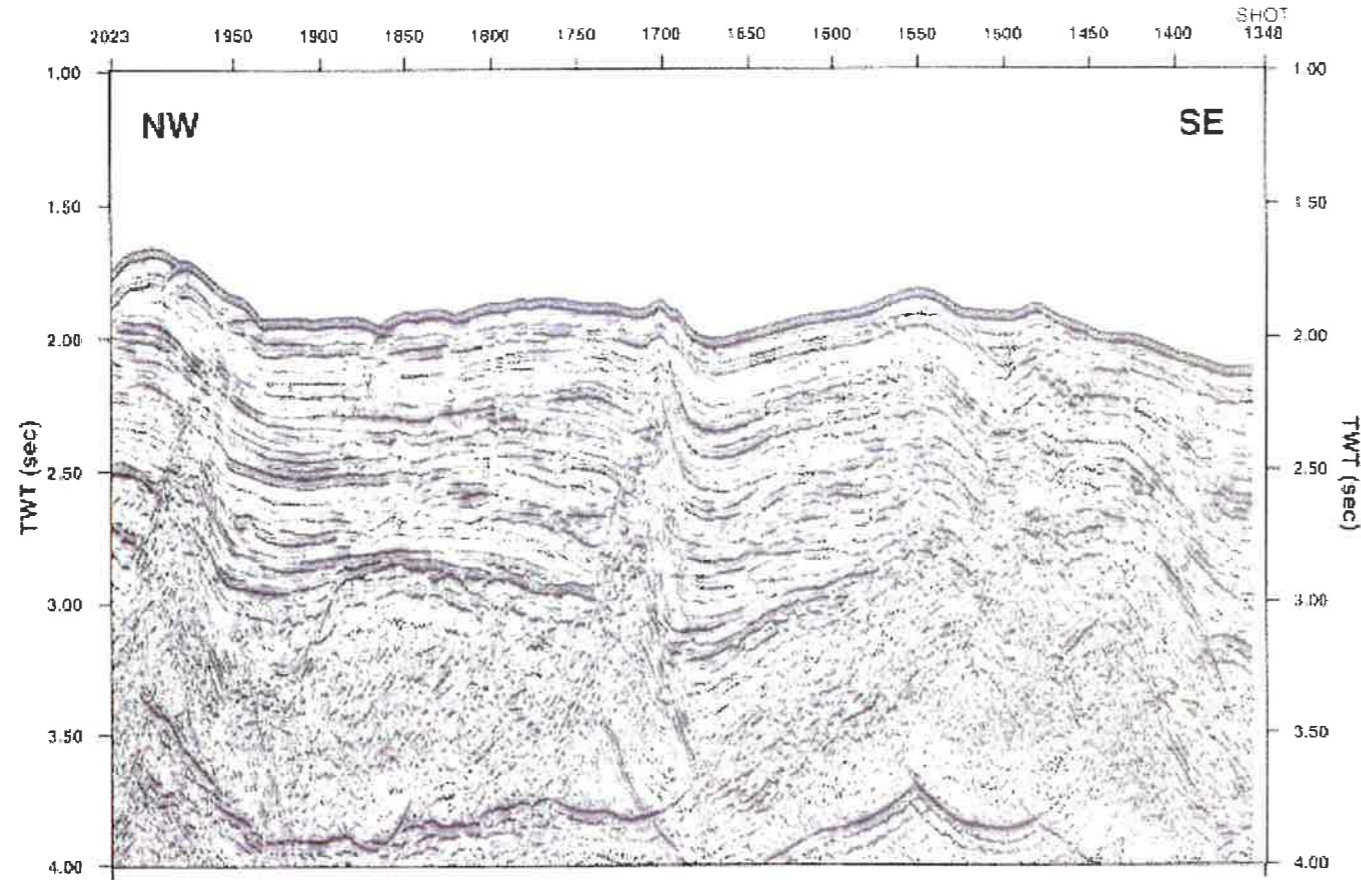


図 3.5.2 遠州断層系の海底音響画像
 駿英半島沖（右下に表示範囲を示す）に3本の平行するリニアメントが明確に認められる。北から ENS1, ENS2, ENS3。

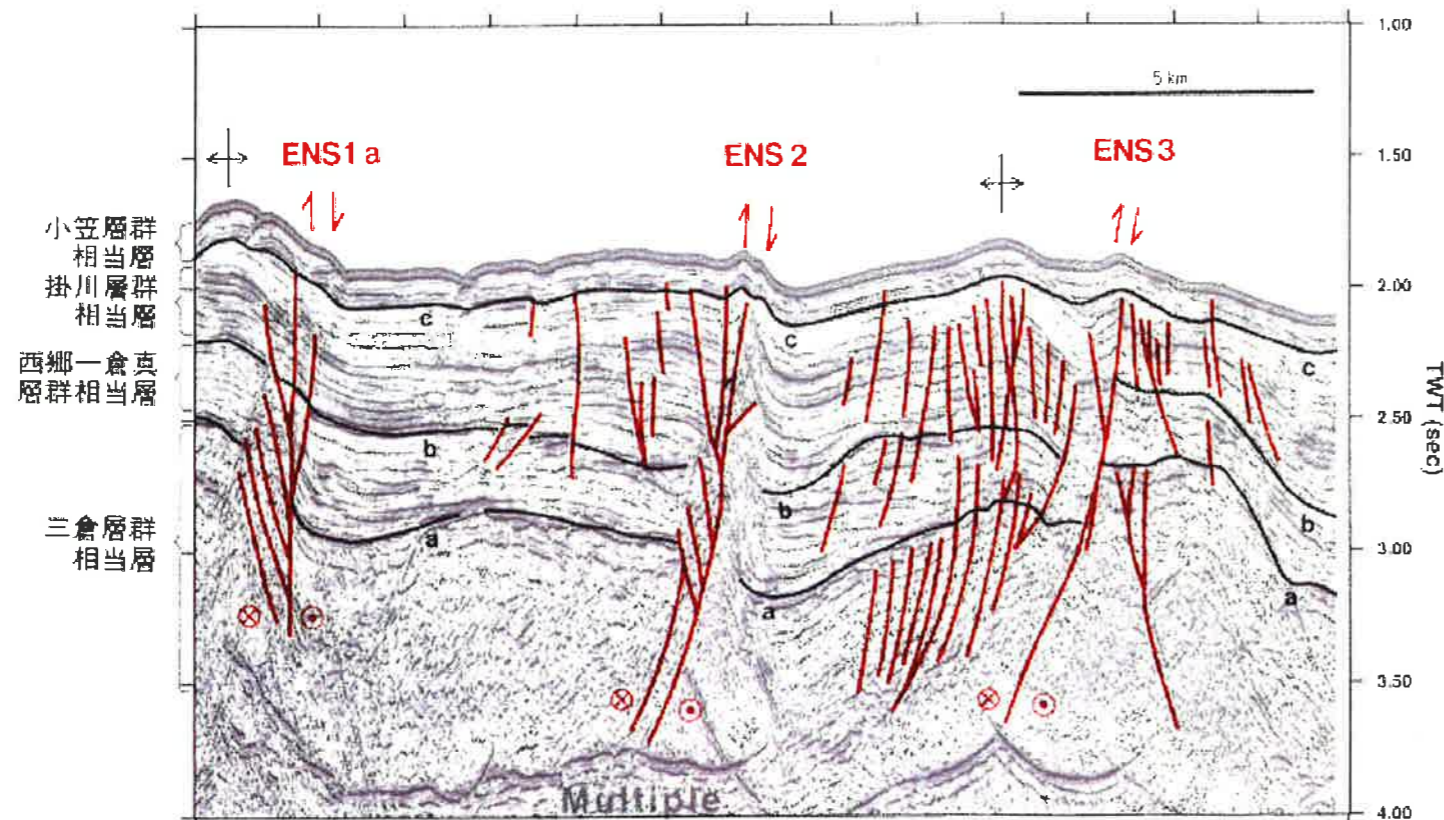


図 3.5.1 遠州断層系の音響地殻断面 GSJ1 (マルチチャンネル音波探査による)
 音波に高分解能エアガンを用いたマルチチャンネル音波探査記録。上段にマイグレーション処理を行った記録断面、下段にその解釈を示す。解像度の点では深海底航方式の音波探査記録に劣るが、比較的深部までの地殻構造を示している。音響層序を近傍の湛前データと比較して対比を行った。遠州断層系はフラワー構造を示し、造断層成分をもつ横ずれ断層として認識できる。測線は分布図 ENS-1 に示す。

図 2-3-12 遠州断層系の音響地殻断面
 東海沖海底活断層研究会編 (1999)

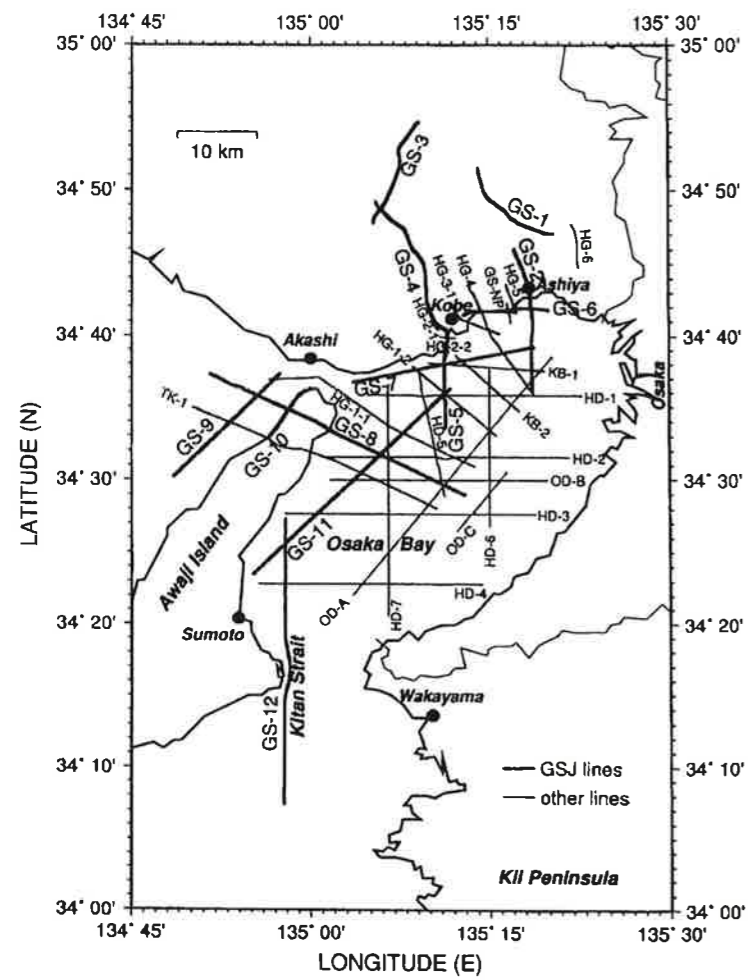


図2-3-13 測線インデックスマップ

GS,TK,HG,KB,HD,NP,OD はそれぞれ地質調査所, 東京大学地震研究所, 兵庫県, 神戸市, 海上保安庁水路部, 動力炉・核燃料開発事業団, 大阪地質試験所の測線であることを示す。

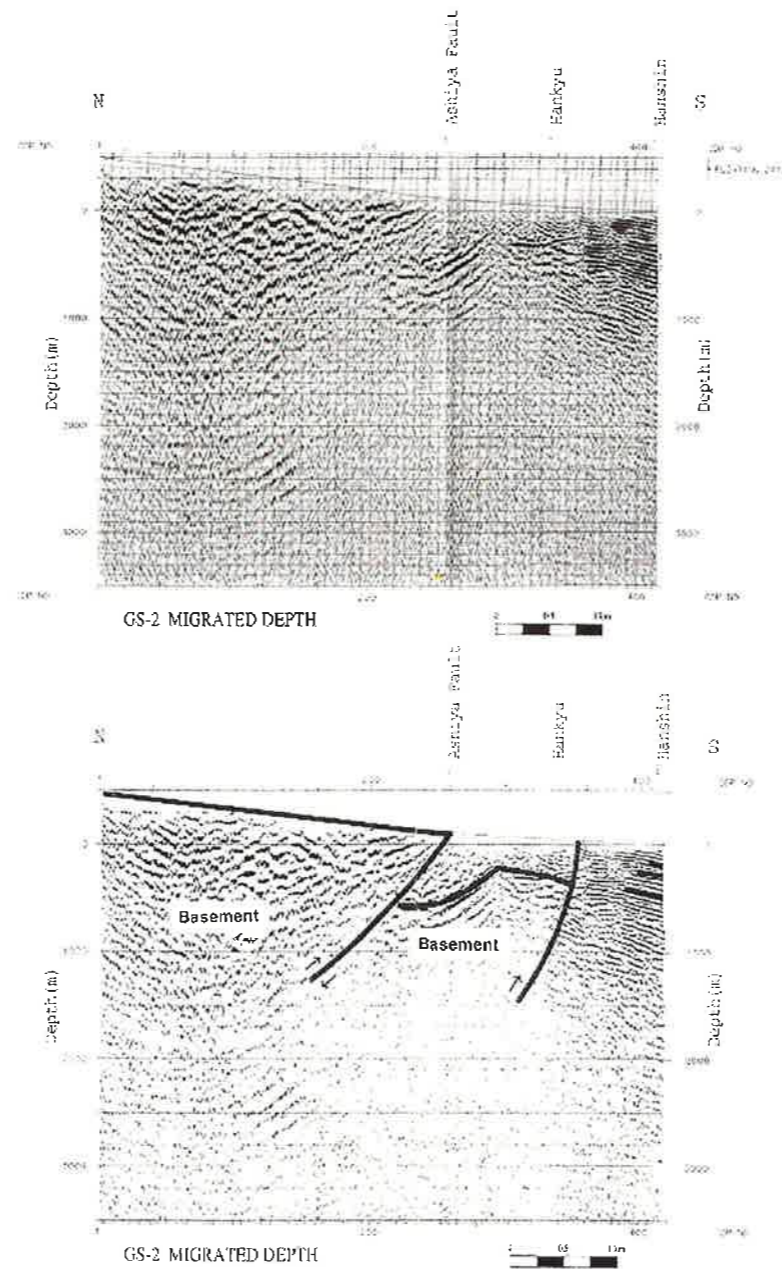


図2-3-14 芦屋断層を横切る反射法地震探査測線(GS-2)の深度断面(上)と解釈図(下), 横倉ほか(1999)を基に編集

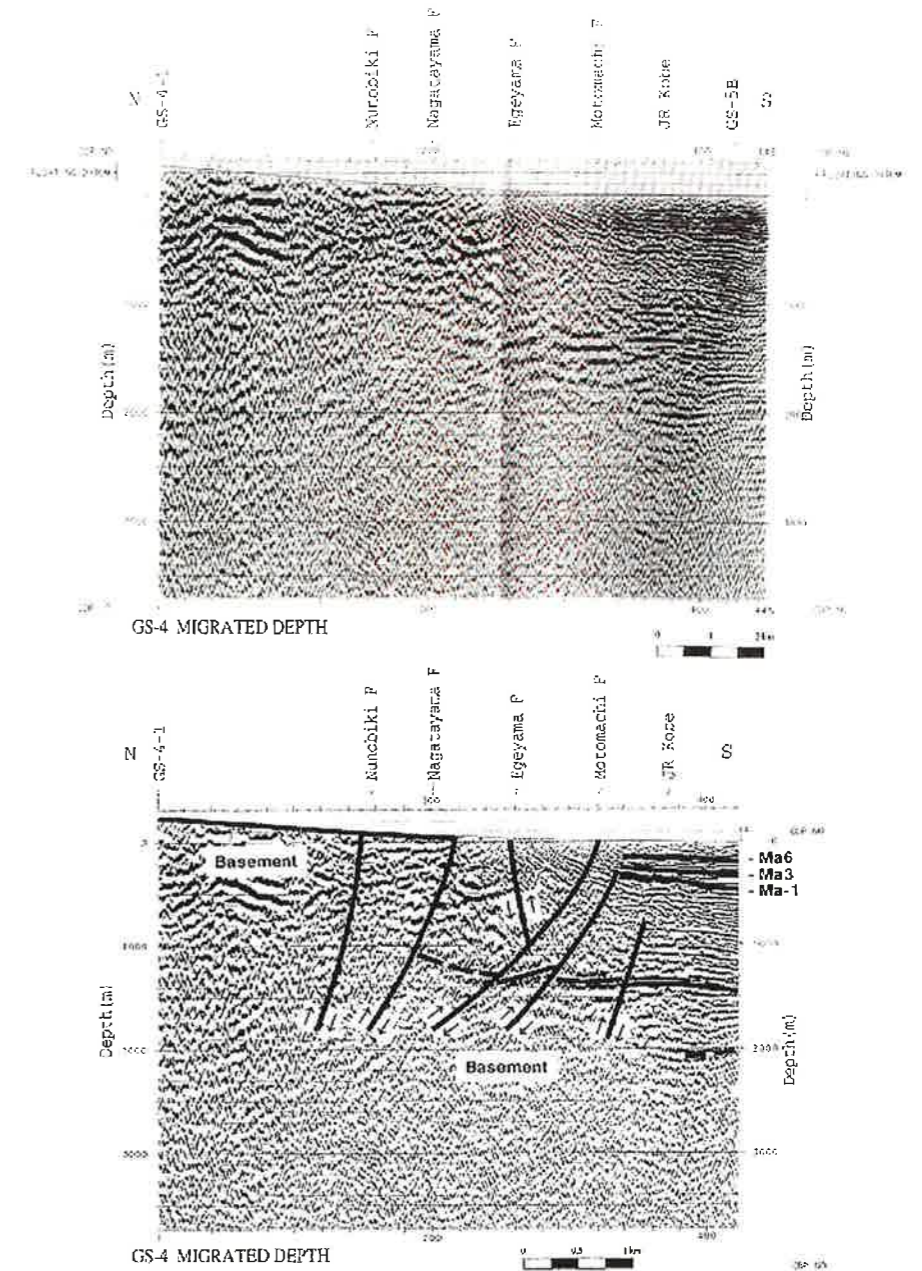


図2-3-15 布引断層長田山断層を横切る反射法地震探査測線(GS-4)の深度断面(上)と解釈図(下), 横倉ほか(1999)を基に編集

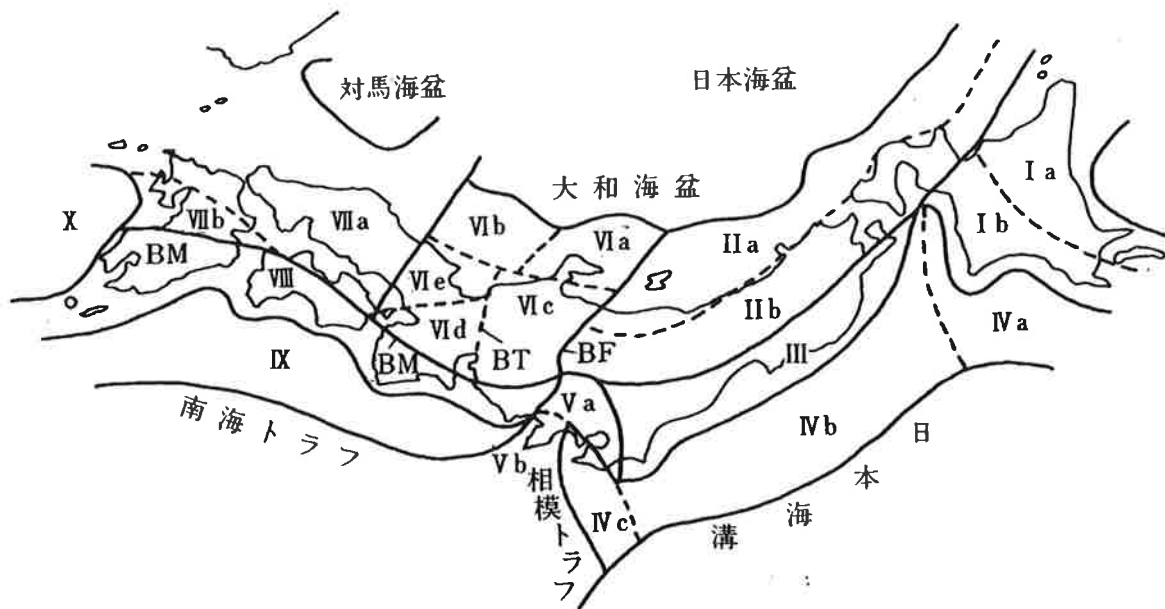


活断層区の特徴

活断層区	断層密度	地震活動度	断層型
I 東北日本内側	中	中	逆断層
II 中央日本内帯	高	高	横ずれ断層+逆断層
III 西南日本内帯 (中国・北九州)	低	低	横ずれ断層+正断層
IV 外帯	極低	超低	
V 南関東・伊豆	高	高	横ずれ断層(+逆断層)

図 2-4-1 日本の活断層区区分例 (その1)

岡田篤正・安藤雅孝(1979):日本の活断層と地震



活断層区とその中での断層の特性

大区分	小区分	密度	主要断層の長さ*	主要断層の活動度	卓越する断層型**	備考
I 北海道主部	a 北海道主部内帯	小	小	C	逆?	
	b 北海道主部外帯	小	中	B	逆	
II 東北日本内帯	a 東北日本内帯大陸斜面	大	大	A?	逆	海底
	b 東北日本内帯陸上	中	小	B	逆	火山地帯
III 東北地方外帯		極小	中	B	逆・横	
IV 東北日本太平洋斜面	a 北海道軟岩沖	大	大	A?	逆・横?	海底
	b 三陸・常磐・鹿島沖	大	大	A?	逆	海底
	c 相模舟状海盆周辺	大	大	A	逆・横	主に海底
V 伊豆小笠原弧先端部	a 関東山地周辺	中	小	B	逆・横	
	b 伊豆半島周辺	大	小	B	横	火山地域
BF フォッサマグナ西縁地帯		大	小	A	横・逆	
VI 西南日本内帯東部	a 能登半島周辺	小	小	B・C	逆	陸と海底
	b 隠岐舟状海盆周辺	中	中	B?	逆?	海底
	c 中部山地	大	大	A	横・逆	
	BT 敦賀湾-伊勢湾線地帯	大	中	A・B	横・逆	
	d 近畿三角地域	大	中	B・A	逆・横	
VII 西南日本内帯西部	e 近畿西北部	中	中	B	横・逆	
	a 中国・瀬戸内・北九州	小	小	B・C	横・逆	
	b 中九州火山地域	大	小	B	正	火山地域
BM 中央構造線地帯		大	大	A	横	
VIII 西南日本外帯		極小	小	B・C	逆・横	
IX 西南日本太平洋斜面		大	大	AA	逆・横	海底
X 沖縄舟状海盆北部		中	大	B?	正?	海底
南西諸島		大~極小 (地域差大)	小	B・C	正	陸上のみ
伊豆・小笠原諸島		小?	小	C	逆?	陸上のみ

* 小: 20km以下, 中: 20~50km, 大: 50km以上, 海底と陸上は元の資料が違うが, 200万分の1図による長さ。

** 逆: 逆断層, 正: 正断層, 横: 横ずれ断層。

図2-4-2 日本の活断層区区分例(その2)

活断層研究会編(1980):「日本の活断層」—分布図と資料—

山陰地方周辺の M6.5 以上の地震

0700 01 01 00:00 -- 2000 10 08 24:00

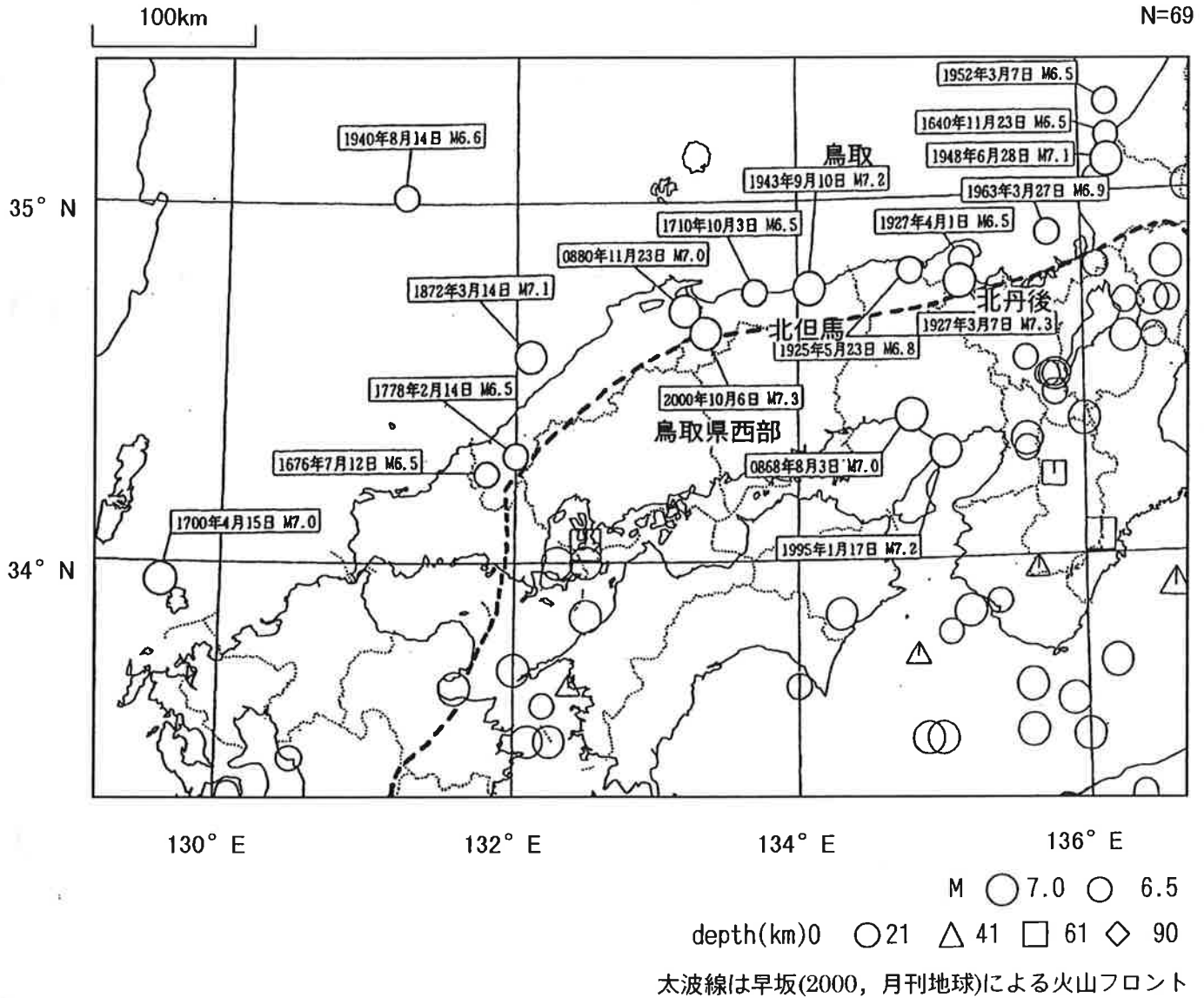
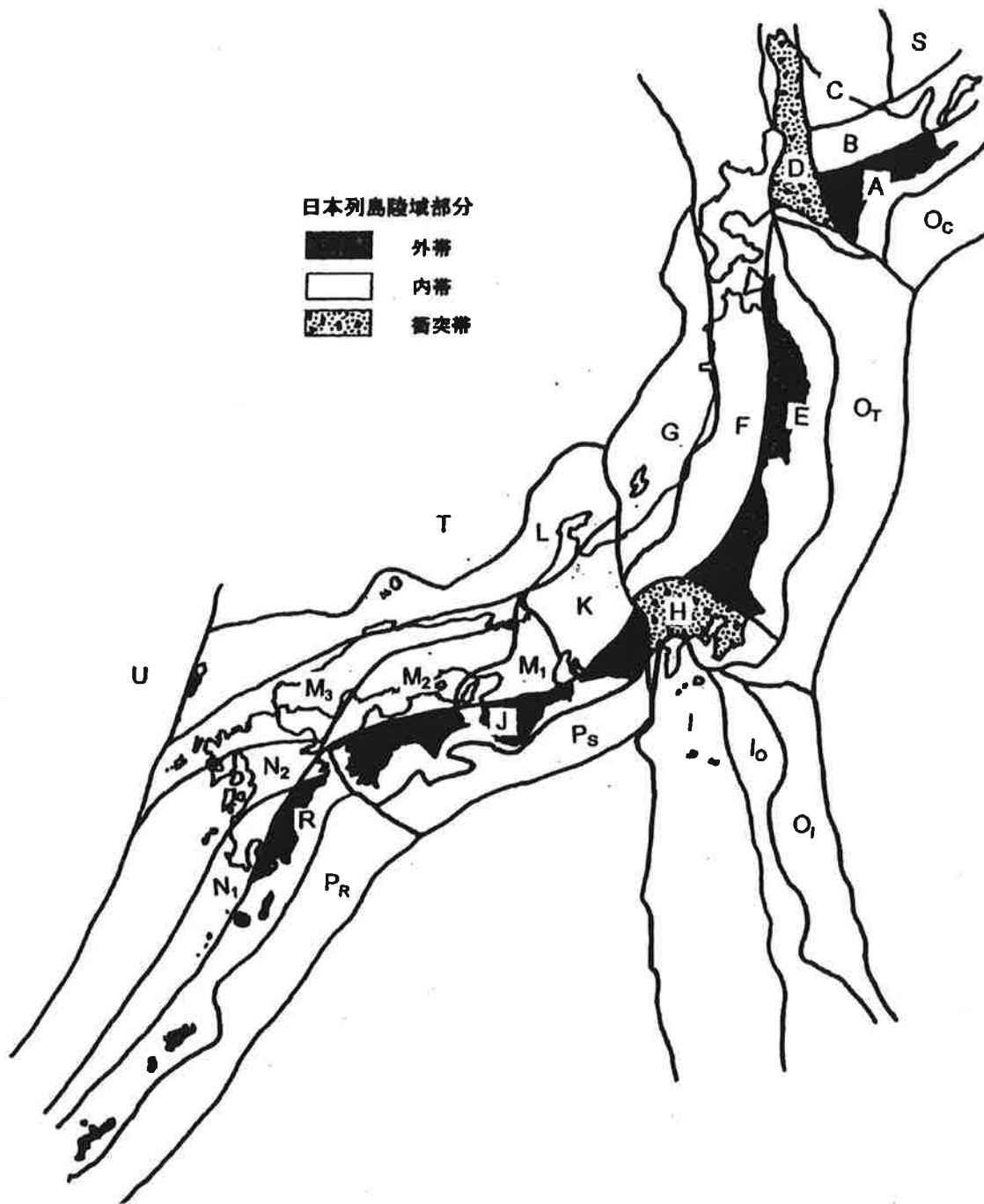


図 2-4-3 山陰地方の M6.5 以上の地震 (700 年~2000 年 10 月) (気象庁資料)
(垣見 2002 を基に編集)



A: 根室帯, B: 大雪山-知床帯, C: 北見帯, D: 天塩-夕張衝突帯, E: 北上-阿武隈帯,
 F: 奥羽-道南帯, G: 日本海東縁帯, H: 南部フォッサマグナ衝突帯, I: 伊豆-硫黄島帯, I₀:
 小笠原帯, J: 赤石-四国帯, K: 美濃-飛騨帯, L: 能登-宍道帯, M₁: 近畿三角帯, M₂: 瀬戸
 内帯, M₃: 山陰-北九州帯, N₁: 霧島-トカラ帯, N₂: 別府-沖縄トラフ帯, O_C, O_T, O₁, P_S,
 P_R: 前弧海盆(それぞれ千島弧, 東北日本弧, 伊豆-小笠原弧, 西南日本弧, 琉球弧の前弧海盆),
 R: 宮崎-沖縄島帯, S, T, U: 緑海(S: オホーツク海, T: 日本海, U: 東シナ海)

図 2-4-4 日本列島の地体構造区分図

松田時彦・吉川真季(2001): 陸域のM \geq 5地震と活断層の分布関係

—断層と地震の分布関係—その2, 活断層研究, 20号

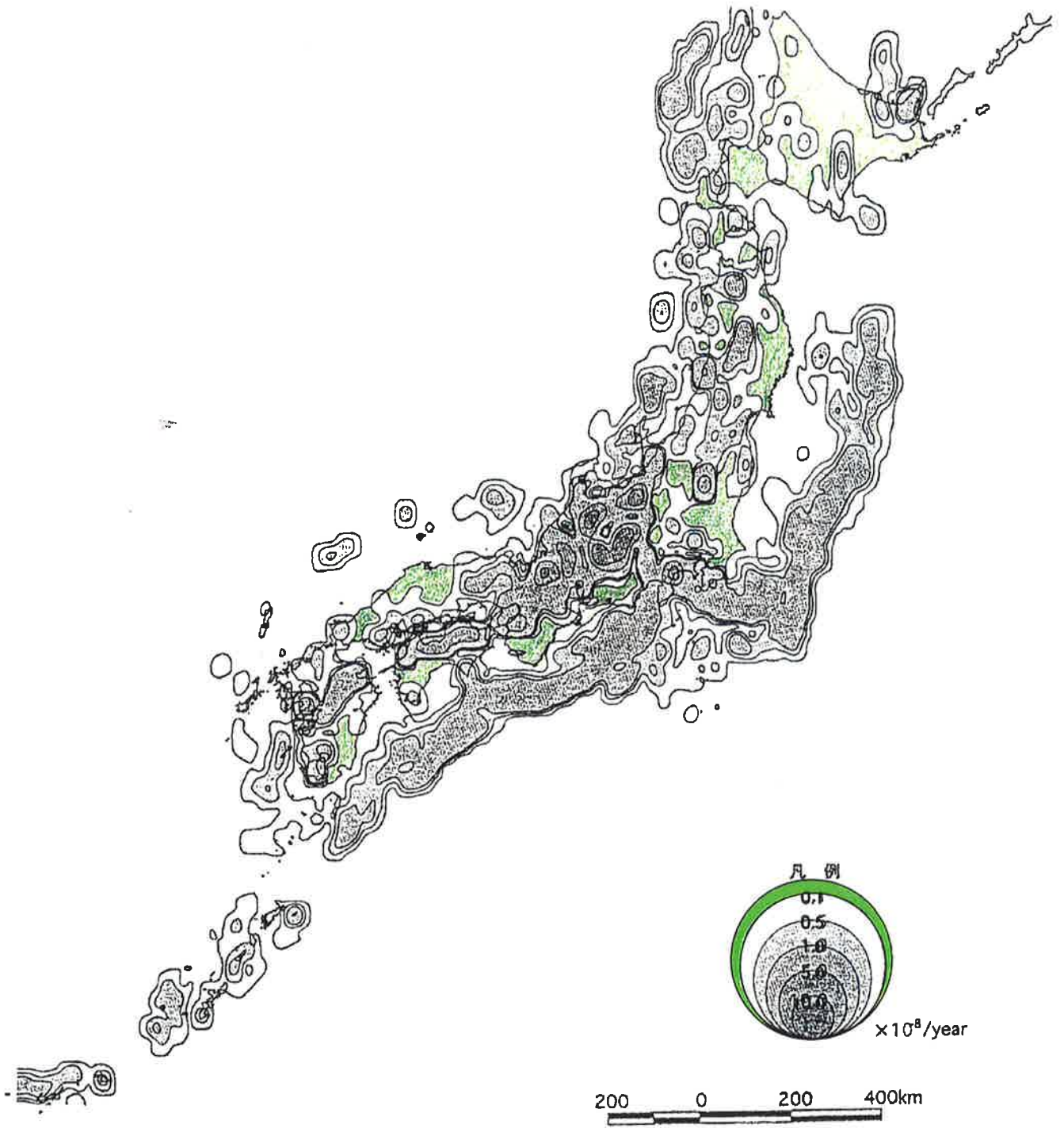
表 2-4-1 地体構造区別の断層数・断層長・地震数および分布密度

島 弧	略号*	地体構造区	S 陸域面積 10 ⁴ km ²		F 断層数		L 断層長		E ₁ 地震数** 1900以後		E ₂ 地震数** 1900以前		F/S 断層数密度***		L/S 断層長密度***		E ₁ /S 地震数密度***		E ₁ /F 地震数/断層	
千島弧	外帯 A	根室帯	1.69		2		104		1		0		1.2		61.5		0.6		0.5	
	内帯1 B	大雪山-知床帯	1.62		6		90		8		0		3.7		55.6		4.9		1.3	
	内帯2 C	北見帯	0.86	2.48	0	6	0	90	0	8	0	0	0.0	2.4	0.0	36.3	0.0	3.2	0.0	1.3
	衝突帯 D	天塩-夕張衝突帯	2.12		7		163		7		0		3.3		76.9		3.3		1.0	
東北日本弧	外帯 E	北上-阿武隈帯	3.34		6		189		3		4		1.8		56.6		0.9		0.5	
	内帯1 F	奥羽-道南帯	7.62		40		1036		29		32		5.2		136.0		3.8		0.7	
	内帯2 G	日本海東縁帯	0.98	8.60	6	46	188	1224	24	53	22	54	6.1	5.3	191.8	142.3	24.5	6.2	4.0	1.2
	衝突帯 H	南部フォッサマグナ衝突帯	1.96		20		443		18		24		10.2		226.0		9.2		0.9	
伊豆・小笠原弧	外帯 I ₀	小笠原帯	0.01		0		0		0		0		0.0		0.0		0.0		0.0	
	内帯 I	伊豆-碓氷島帯	0.26		3		56		20		10		11.5		215.4		76.9		6.7	
西南日本弧	外帯 J	赤石-四国帯	3.13		8		157		7		11		2.6		50.2		2.2		0.9	
	内帯1 K	美濃-飛騨帯	3.04		47		1605		19		22		15.5		528.0		6.3		0.4	
	内帯2 M ₁	近畿三角帯	1.21		45		1363		10		19		37.2		1126.4		8.3		0.2	
	内帯3 M ₂	瀬戸内帯	2.63	10.56	24	140	643	4124	7	76	9	71	9.1	13.3	244.5	390.5	2.7	7.2	0.3	0.5
	内帯4 M ₃	山陰-北九州帯	3.13		16		347		38		12		5.1		110.9		12.1		2.4	
	内帯5 L	能登-宍道帯	0.55		8		166		2		9		14.5		301.8		3.6		0.3	
琉球弧	外帯 R	宮崎-沖縄島帯	1.42		8		117		6		3		5.6		82.4		4.2		0.8	
	内帯1 N ₁	霧島-トカラ帯	0.82		4		55		15		2		4.9		67.1		18.3		3.8	
	内帯2 N ₂	別府-沖縄トラフ帯	1.25	2.07	13	17	372	427	16	31	16	18	10.4	8.2	297.6	206.3	12.8	15.0	1.2	1.8
	計(平均)		37.64		263		7094		230		195		(7.0)		(188.5)		(6.1)		(0.9)	
	外帯 計(平均)		9.59		24		567		17		18		(2.5)		(59.1)		(1.8)		(0.7)	
	内帯 計(平均)		23.97		212		5921		188		153		(8.8)		(247.0)		(7.8)		(0.9)	
	衝突帯 計(平均)		4.08		27		606		25		24		(6.6)		(148.5)		(6.1)		(0.9)	

*松田(1990)による。ただし、I₀、M₁、M₂、M₃、R、N₁、N₂は新設

**地震は震央が陸域(沿岸地域15km以内を含む)でマグニチュード5以上のもの。1885年以後の地震は深さ20km以浅。(松田ほか、2000の付表による)

***面積10⁴km²あたりの数またはkm



活断層データは、「新編日本の活断層」(活断層研究会編, 1990)を用いた。陸域の活断層は確実度 I および II を使用している。 $0.5 \times 10^{-8}/\text{yr}$ 以上の領域をグレースケールで示している。また、緑色は $0.1 \times 10^{-8}/\text{yr}$ 以下の領域である。

図 2-4-5 日本列島とその周辺海域の水平歪速度分布

野原壯他(2000): 活断層 GIS データを用いた地殻の歪速度の推定, 活断層研究(一部加筆)

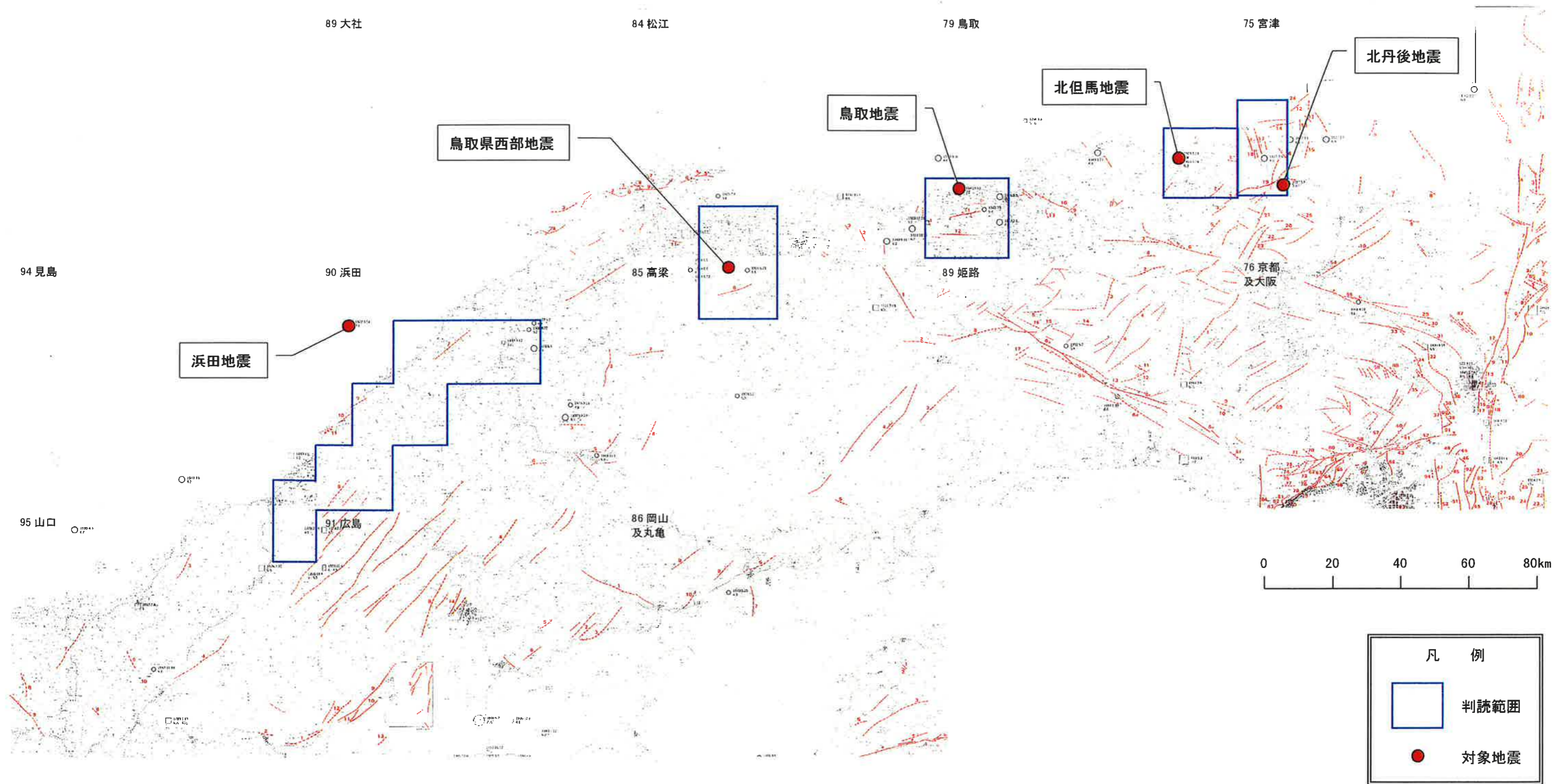
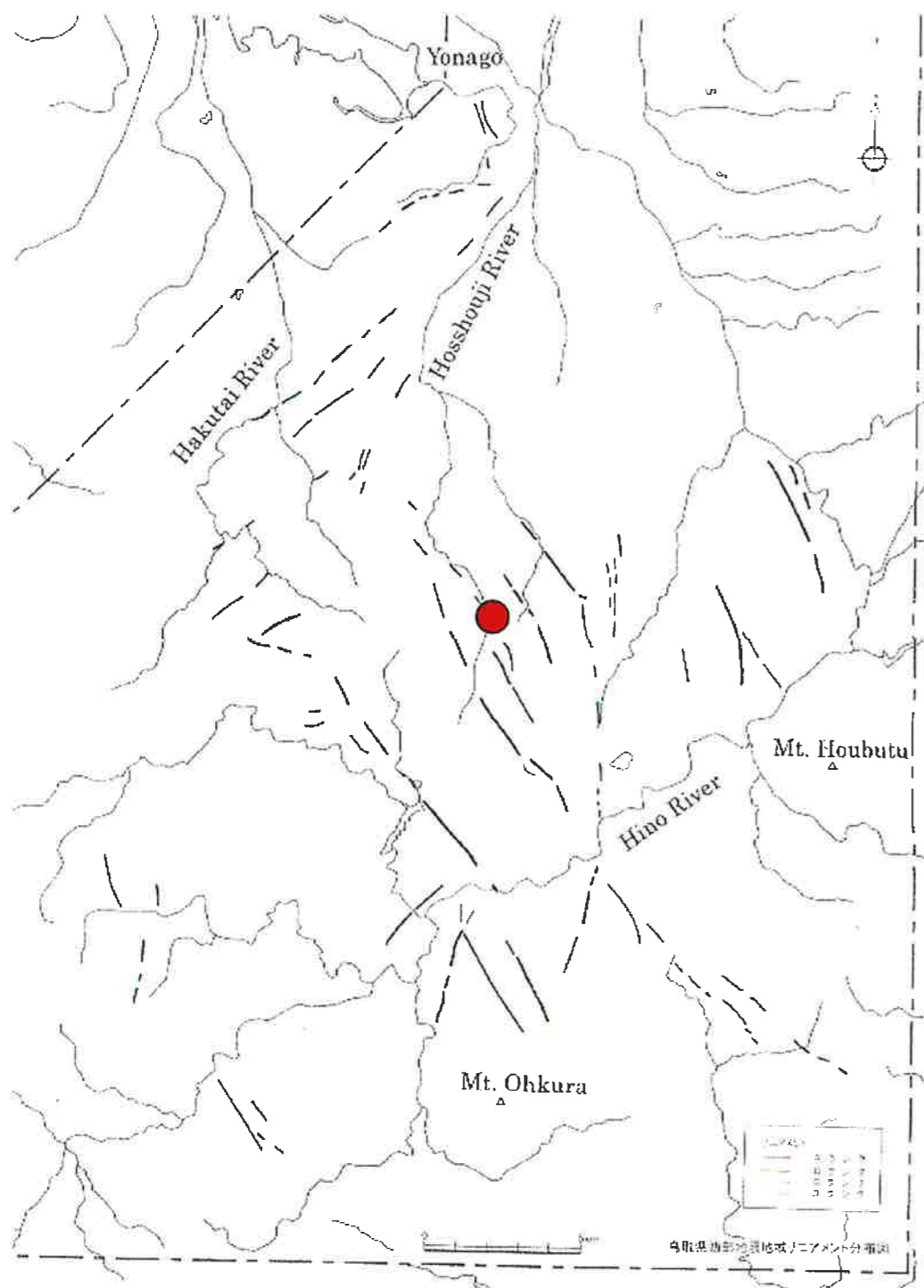
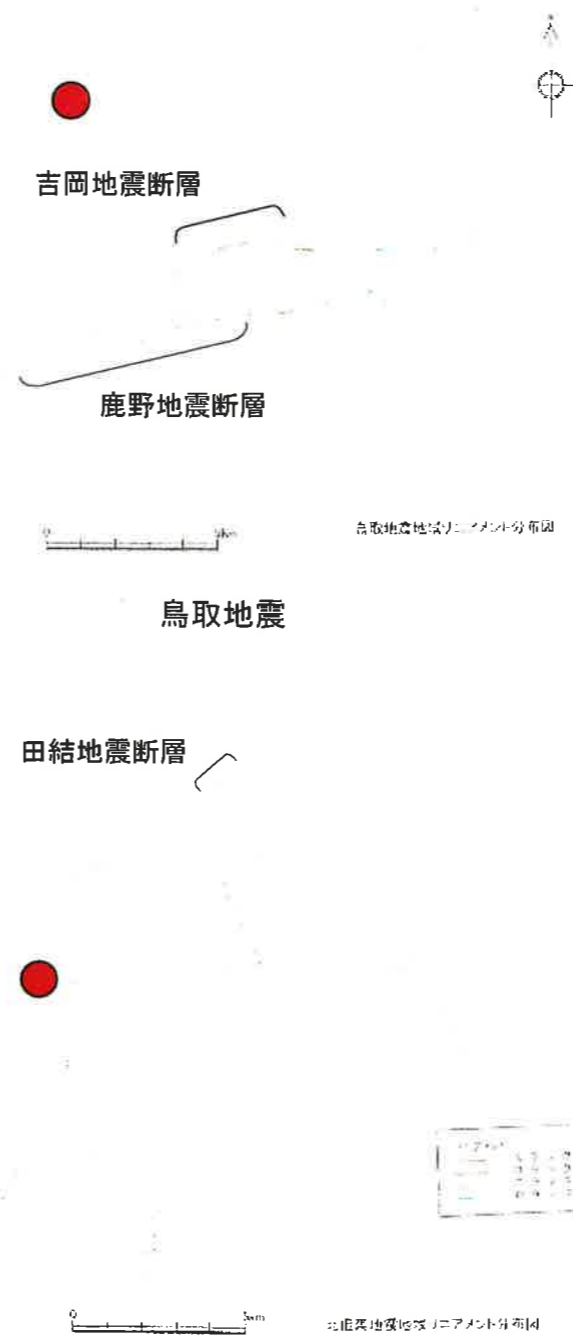


図2-4-6(1) 山陰地方の震源近傍のリニアメント判読範囲図
『新編「日本の活断層」—分布図と資料—(1991)』を基に編集



鳥取県西部地震



北但馬地震

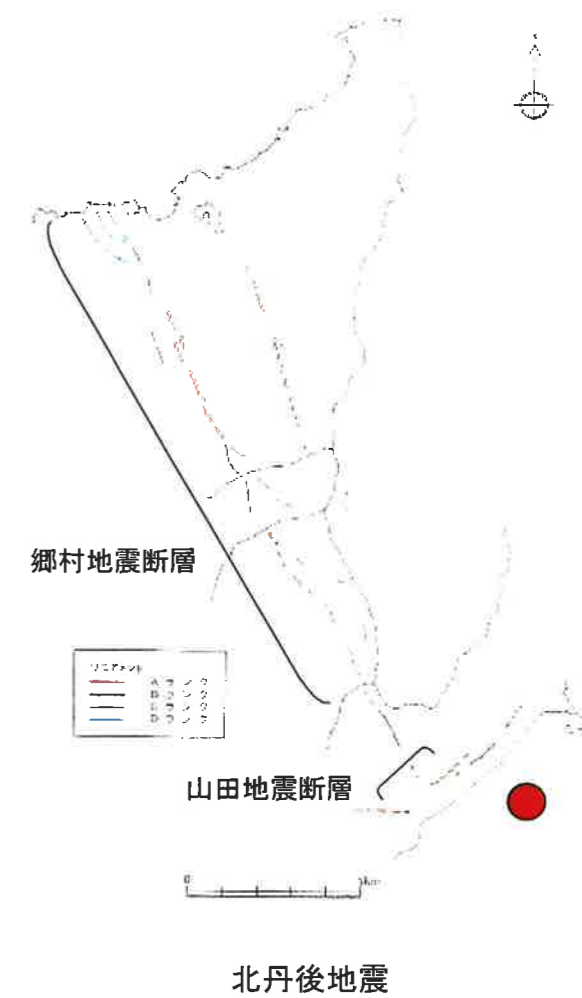


図2-4-6(2) 山陰地方の震源近傍のリニアメント比較図(鳥取県西部地震, 鳥取地震, 北但馬地震, 北丹後地震)



図 2-4-6 (3) 山陰地方のリニアメント比較図 (島根県西部)

地震活動の推移の比較

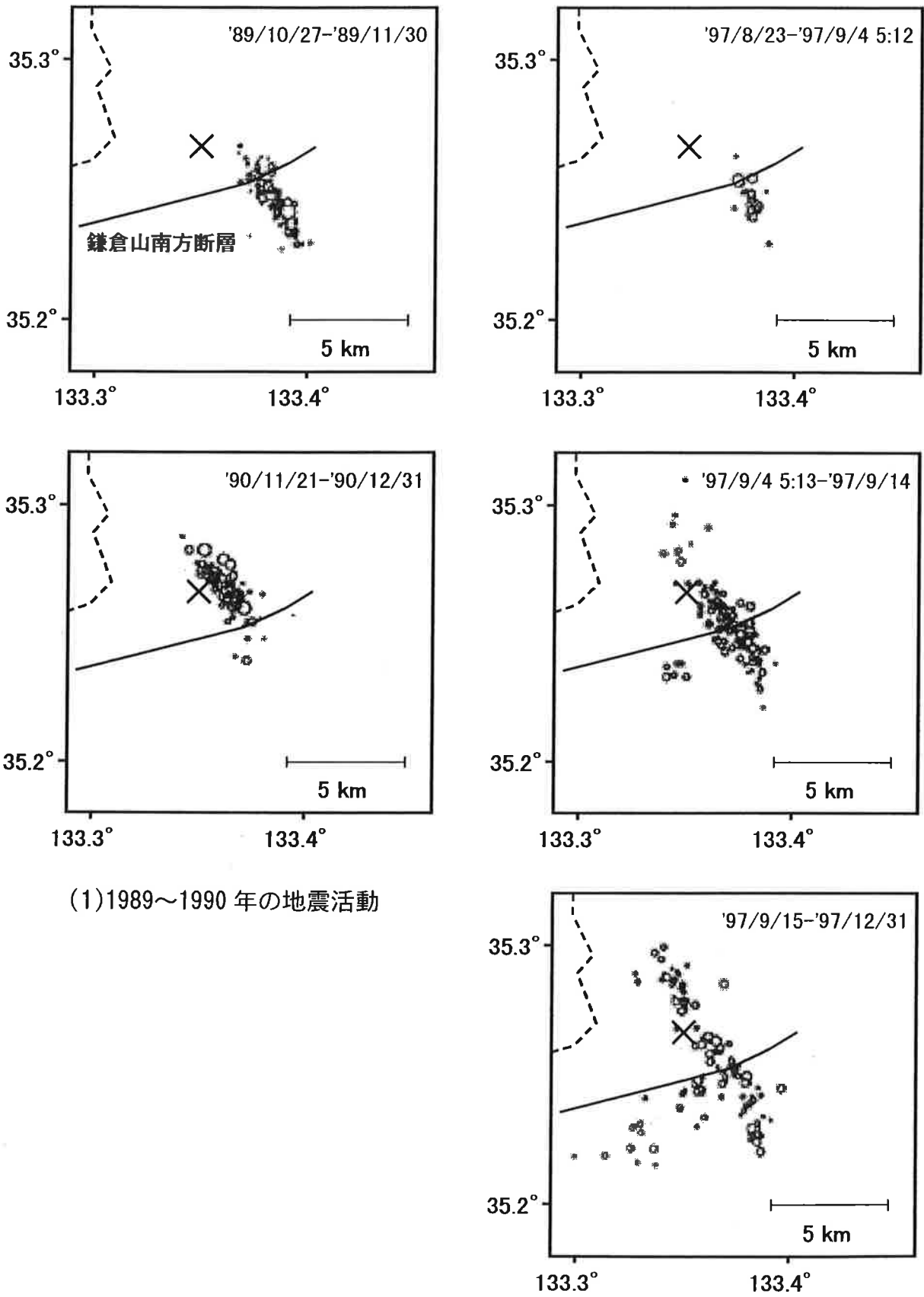


図 2 - 4 - 7 1989~1990年及び1997年の地震活動 (京都大学防災研究所, 2000)
(× : 震源位置 加筆)

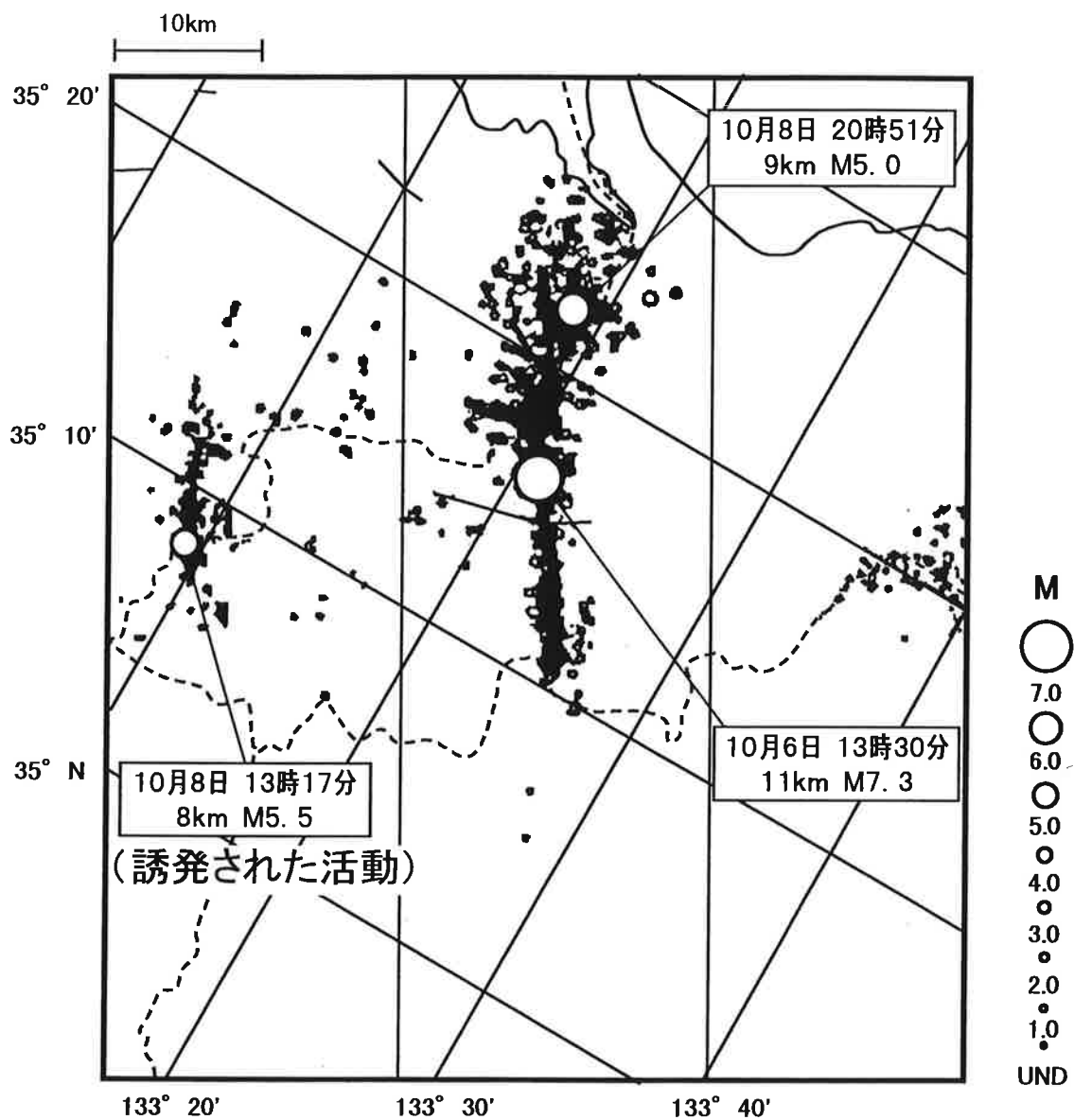


図 2 - 4 - 8 平成 12 年鳥取県西部地震の本震及び余震分布 (気象庁, 2000)

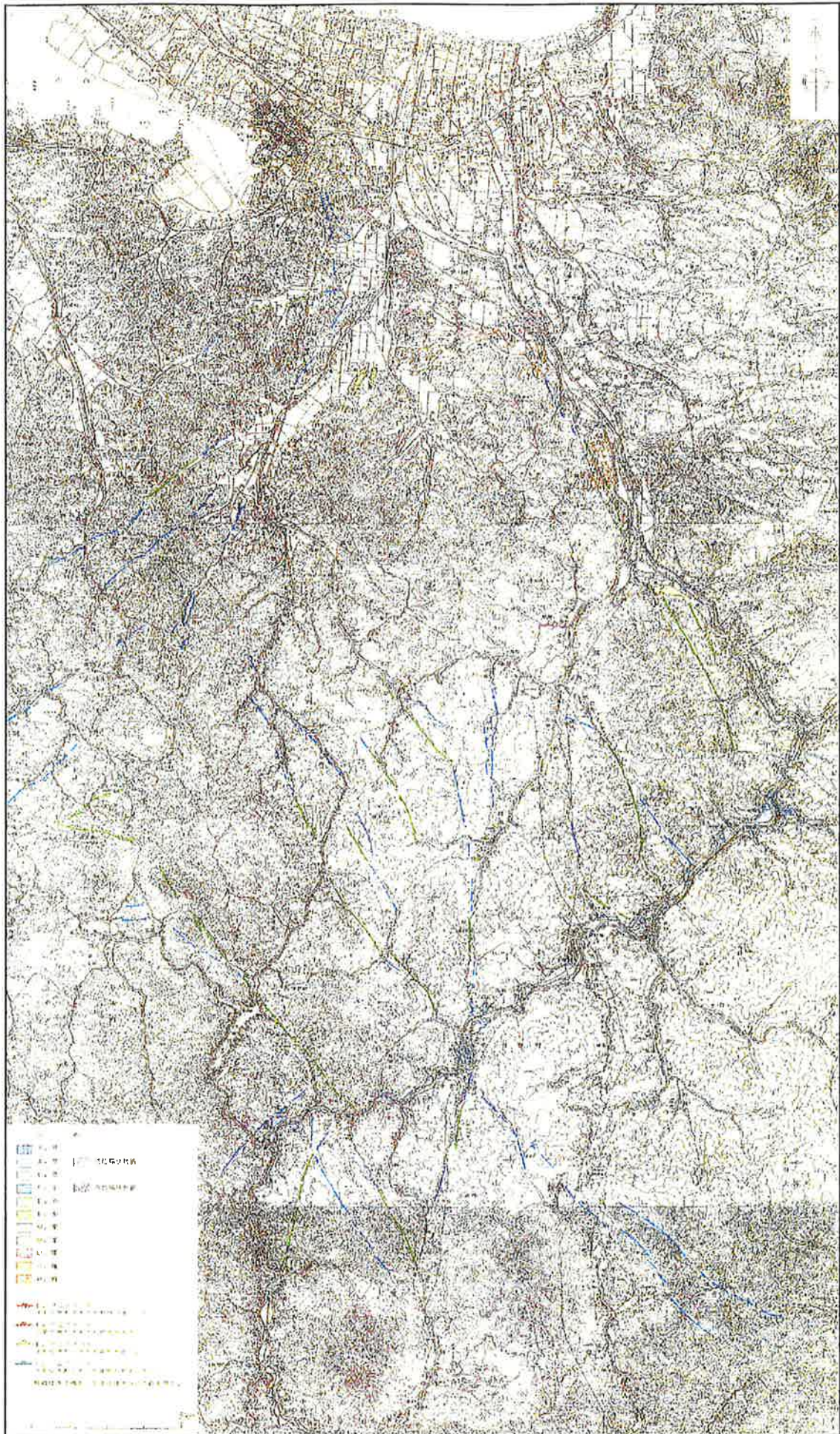


図 2-4-9 鳥取県西部地震余震域周辺のリニアメント判読図

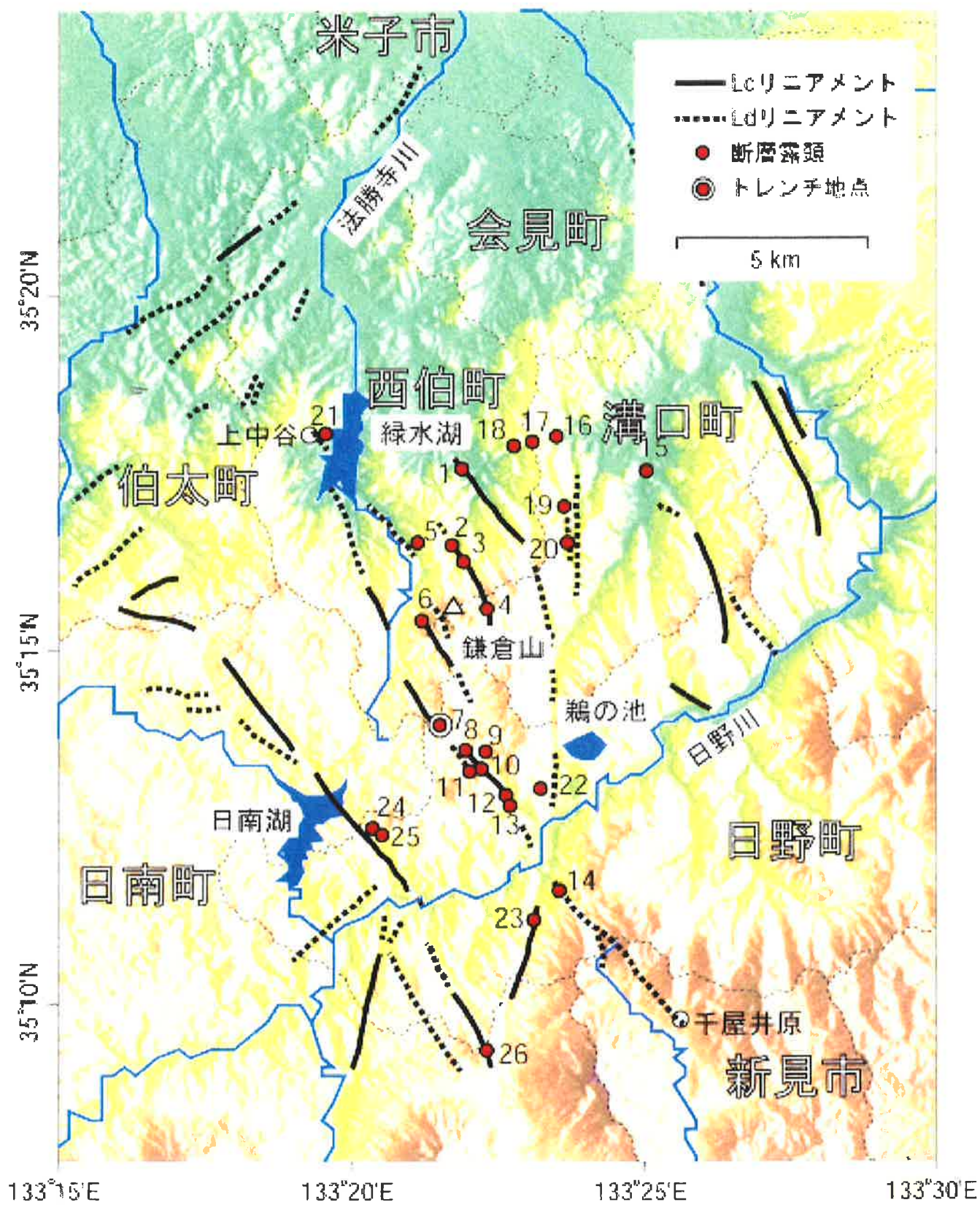


図 2-4-10 断層露頭分布図

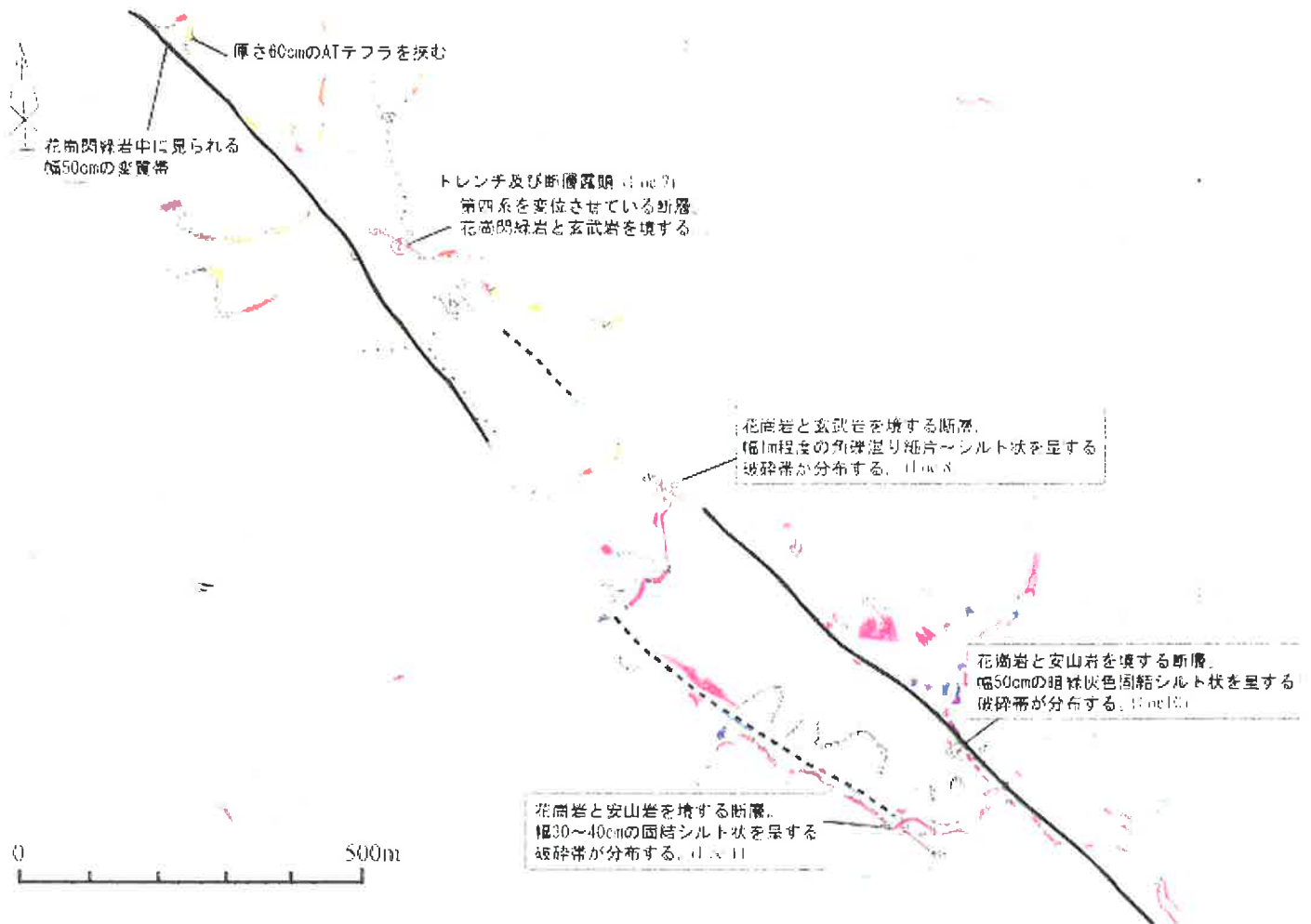


図 2-4-11 久住付近のリニアメント判読図と断層露頭のトレンチ位置図

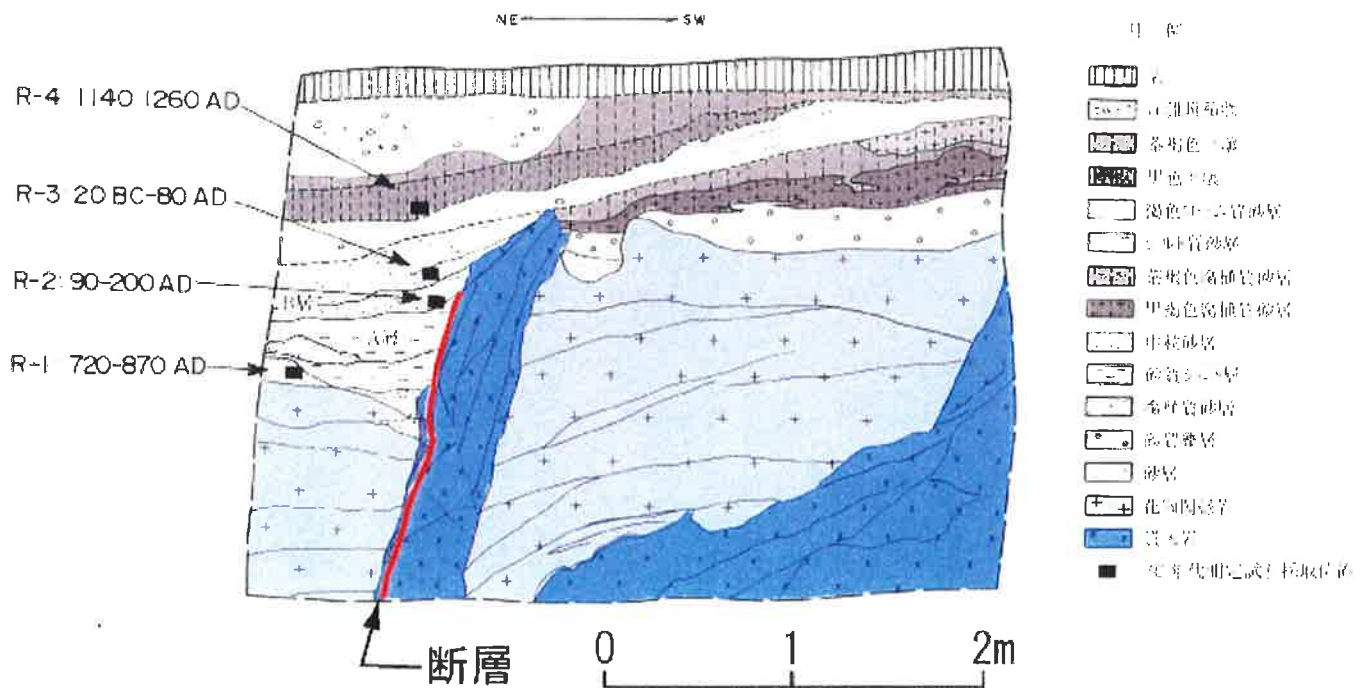


図 2-4-12 久住断層露頭のスケッチ

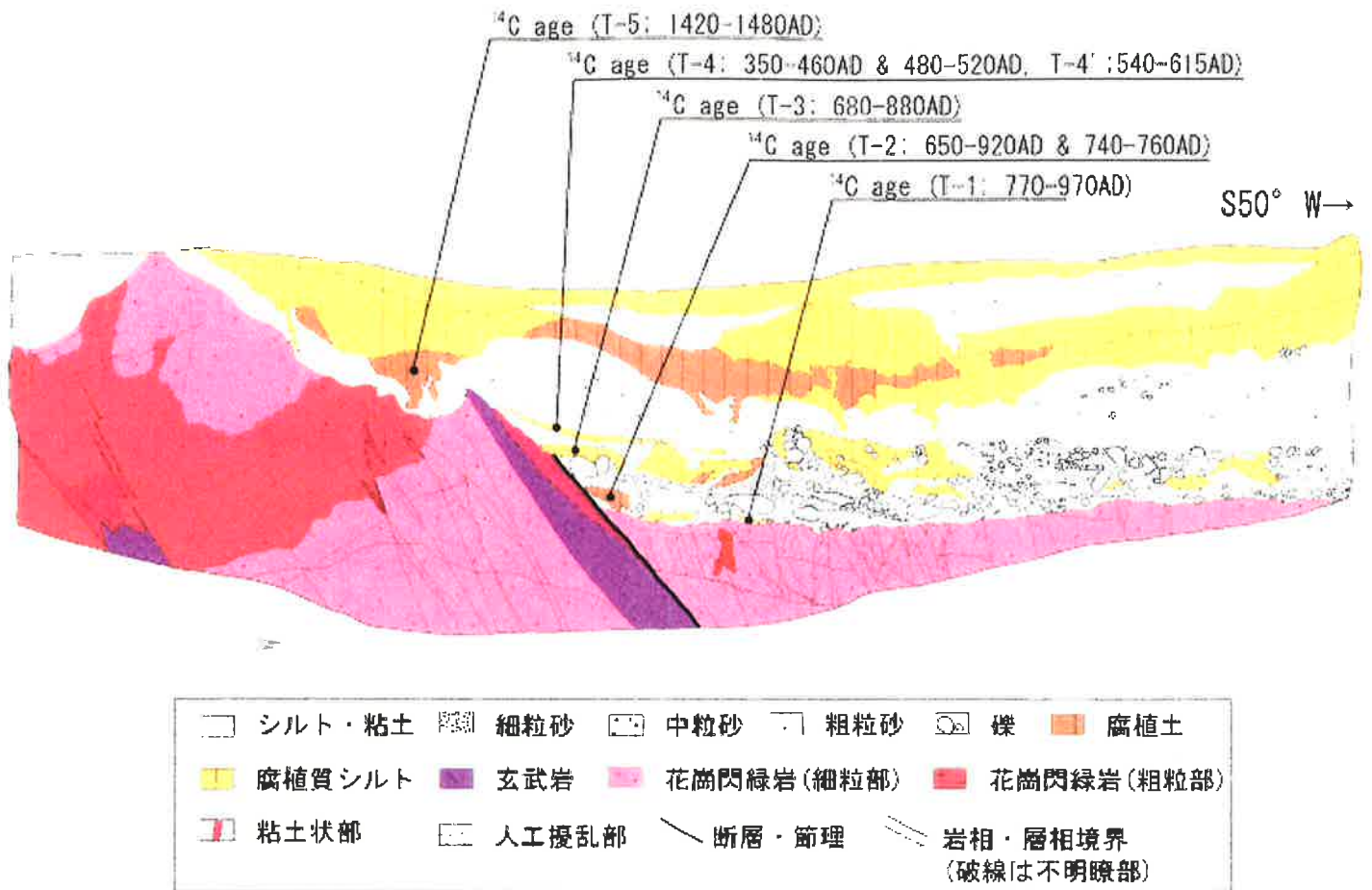


図2-4-13 久住のトレンチ壁面(N面)スケッチ

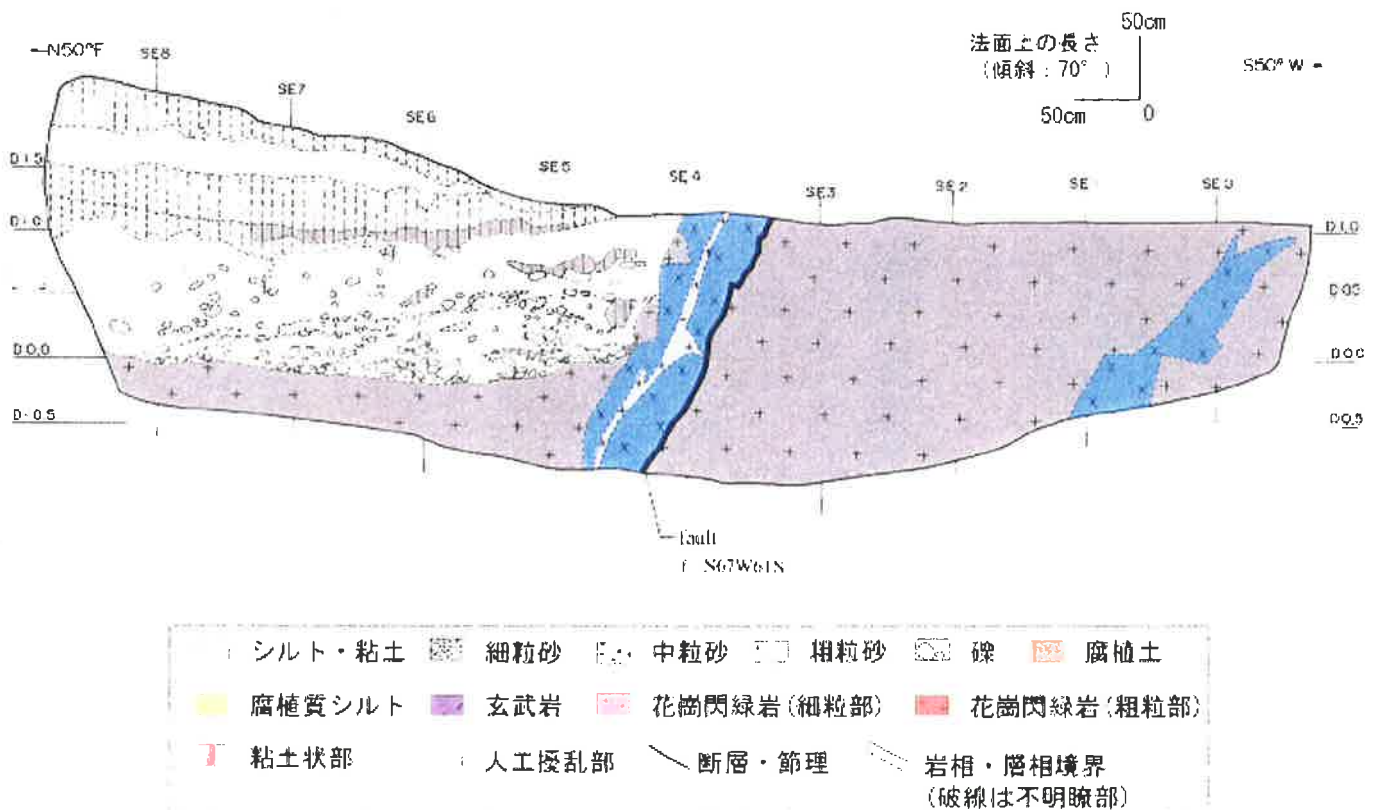


図2-4-14 久住のトレンチ壁面(S面)スケッチ

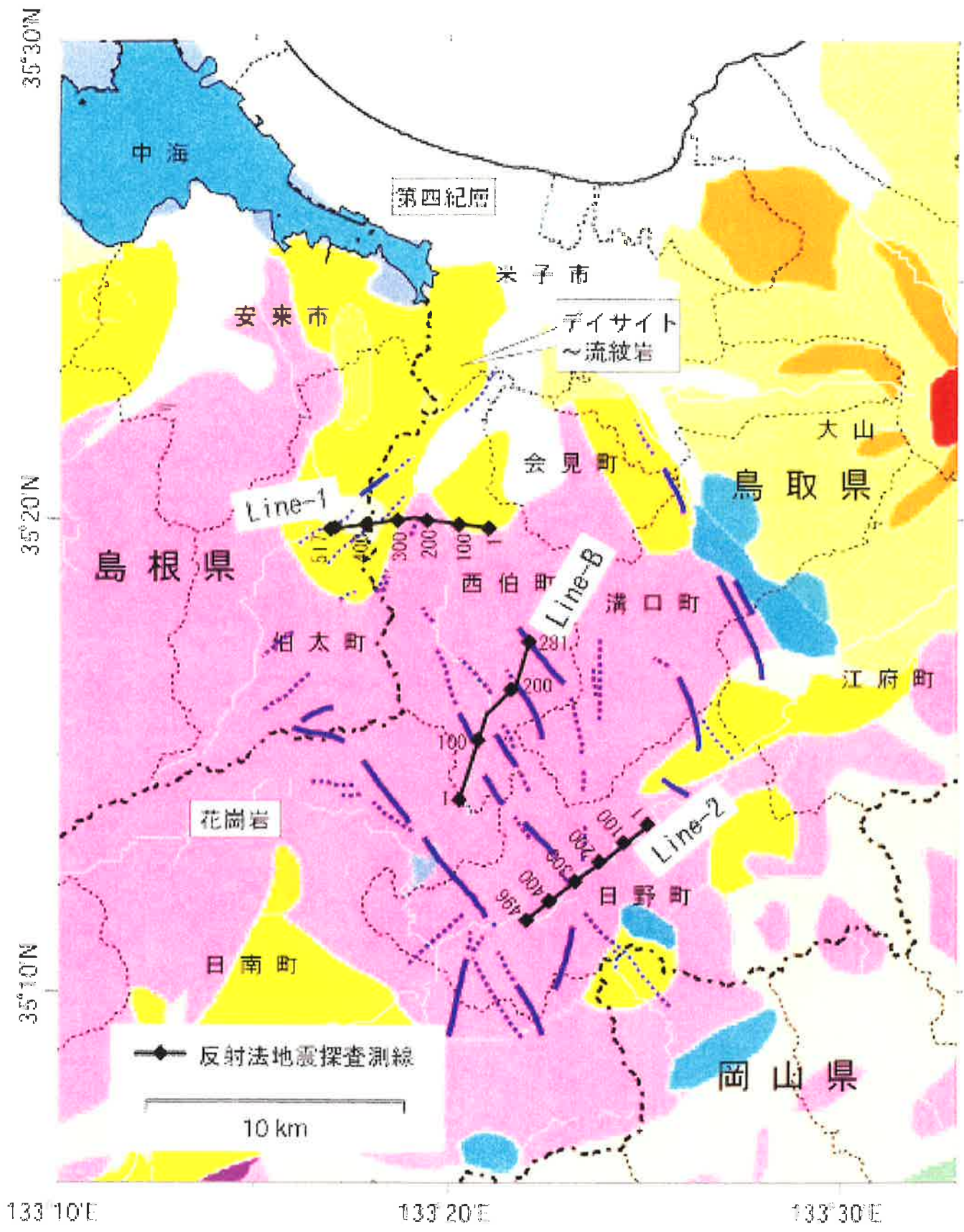


図2-4-15 反射法地震探査の測線

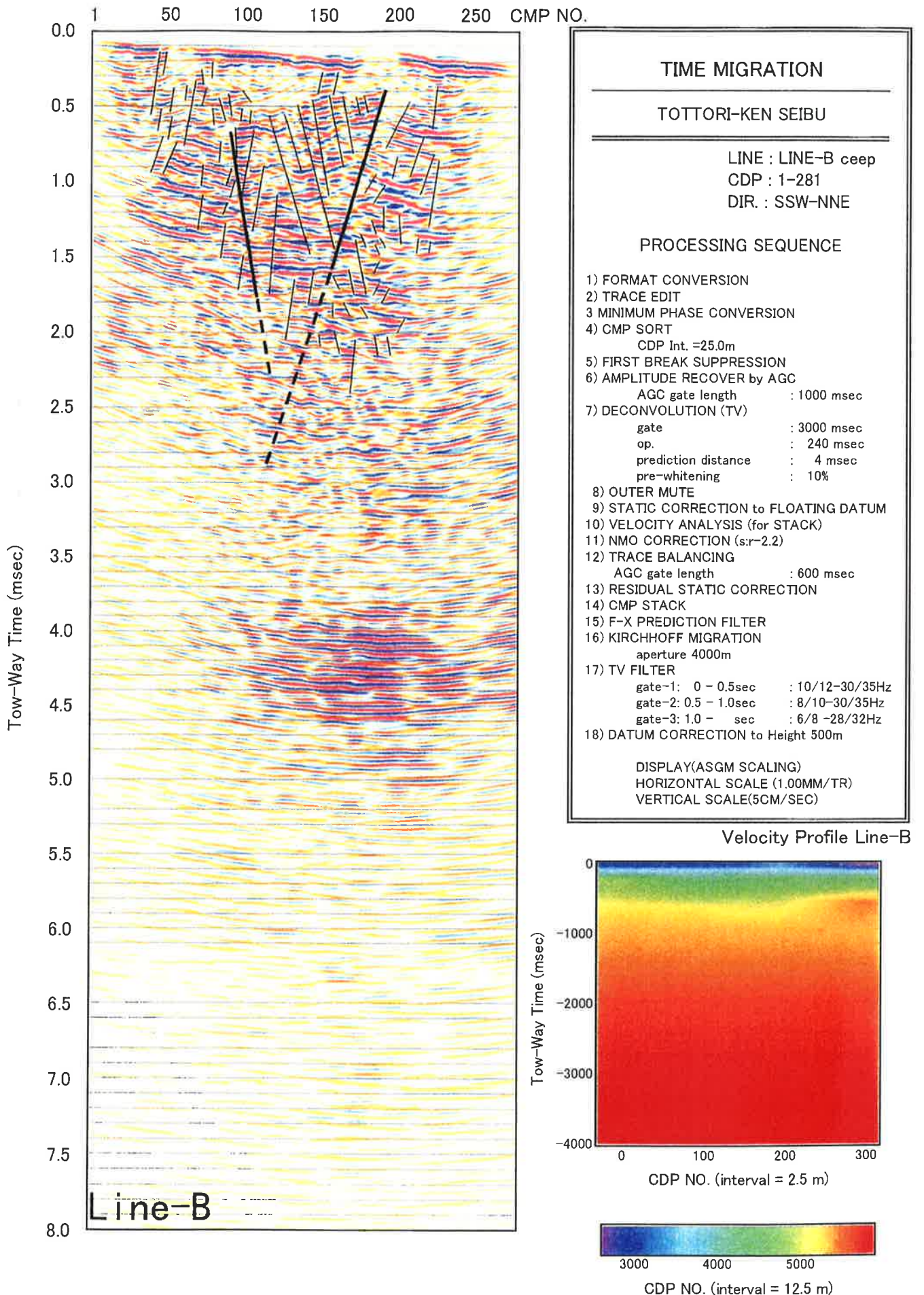
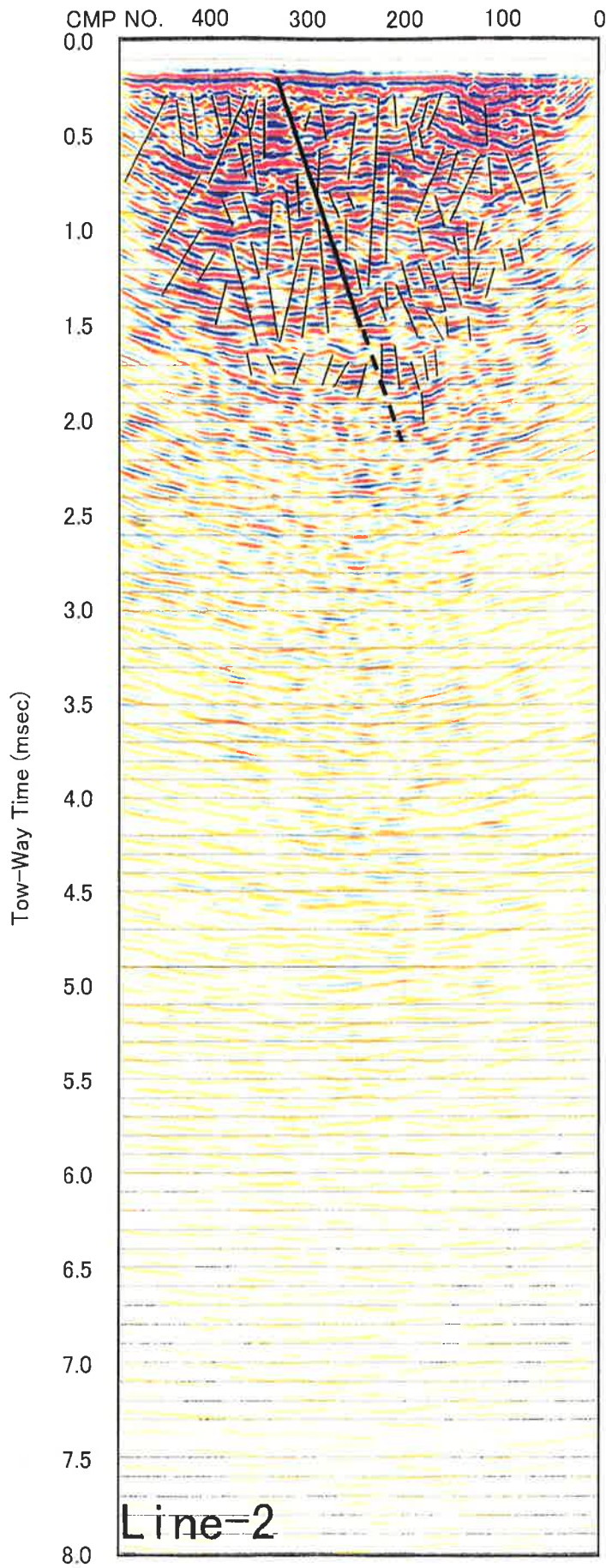


图 2 - 4 - 1 6 反射断面解释图(Line-B)



TIME MIGRATION

TOTTORI-KEN SEIBU

LINE : LINE-2
 CDP : 496-1
 DIR. : W-E

PROCESSING SEQUENCE

- 1) FORMAT CONVERSION
- 2) TRACE EDIT
- 3) MINIMUM PHASE CONVERSION
- 4) CMP SORT
 CDP Int. =12.5m
- 5) FIRST BREAK SUPPRESSION
- 6) AMPLITUDE RECOVER by AGC
 AGC gate length : 1000 msec
- 7) DECONVOLUTION (TV)
 gate : 3000 msec
 op. : 240 msec
 prediction distance : 4 msec
 pre-whitening : 10%
- 8) OUTER MUTE
- 9) STATIC CORRECTION to FLOATING DATUM
- 10) VELOCITY ANALYSIS (for STACK)
- 11) NMO CORRECTION (str-2.2)
- 12) TRACE BALANCING
 AGC gate length : 600 msec
- 13) RESIDUAL STATIC CORRECTION
- 14) CMP STACK
- 15) F-X PREDICTION FILTER
- 16) KIRCHHOFF MIGRATION
 aperture 4000m
- 17) TV FILTER
 gate-1: 0 - 0.5sec : 10/12-30/35Hz
 gate-2: 0.5 - 1.0sec : 8/10-30/35Hz
 gate-3: 1.0 - sec : 6/8 -28/32Hz
- 18) DATUM CORRECTION to Height 500m

DISPLAY(ASGM SCALING)
 HORIZONTAL SCALE (0.5MM/TR)
 VERTICAL SCALE(10CM/SEC)

Velocity Profile Line-2

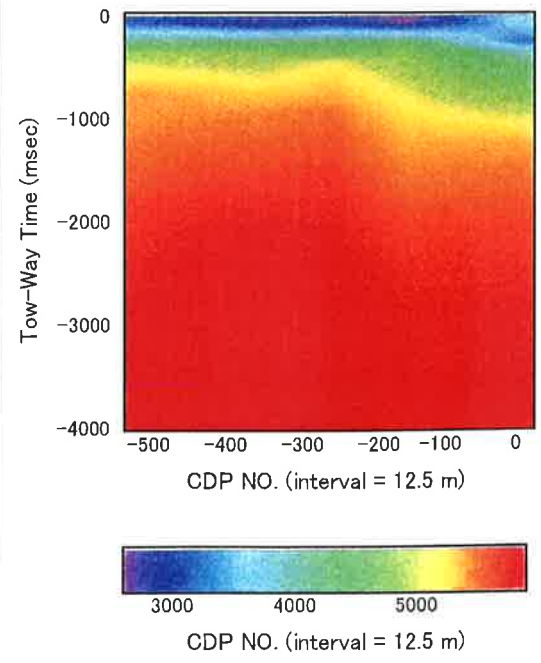
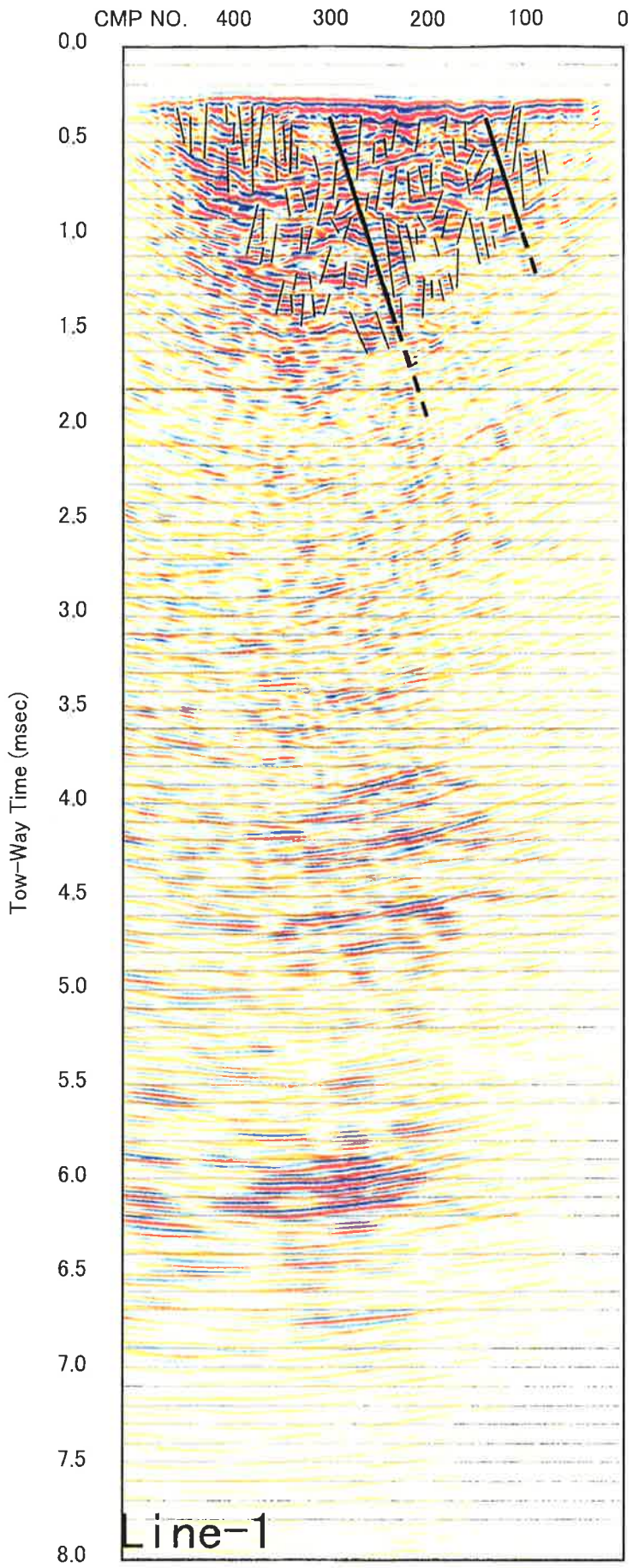


图 2 - 4 - 1 7 反射断面解释图(Line-2)



TIME MIGRATION

TOTTORI-KEN SEIBU

LINE : LINE-1
 CDP : 517-1
 DIR. : W-E

PROCESSING SEQUENCE

- 1) FORMAT CONVERSION
- 2) TRACE EDIT
- 3) MINIMUM PHASE CONVERSION
- 4) CMP SORT
 CDP Int. =12.5m
- 5) FIRST BREAK SUPPRESSION
- 6) AMPLITUDE RECOVER by AGC
 AGC gate length : 1000 msec
- 7) DECONVOLUTION (TV)
 gate : 3000 msec
 op. : 240 msec
 prediction distance : 4 msec
 pre-whitening : 10%
- 8) OUTER MUTE
- 9) STATIC CORRECTION to FLOATING DATUM
- 10) VELOCITY ANALYSIS (for STACK)
- 11) NMO CORRECTION (str-2.2)
- 12) TRACE BALANCING
 AGC gate length : 600 msec
- 13) RESIDUAL STATIC CORRECTION
- 14) CMP STACK
- 15) F-X PREDICTION FILTER
- 16) KIRCHHOFF MIGRATION
 aperture 4000m
- 17) TV FILTER
 gate-1: 0 - 0.5sec : 10/12-30/35Hz
 gate-2: 0.5 - 1.0sec : 8/10-30/35Hz
 gate-3: 1.0 - sec : 6/8 -28/32Hz
- 18) DATUM CORRECTION to Height 500m

DISPLAY(ASGM SCALING)
 HORIZONTAL SCALE (0.5MM/TR)
 VERTICAL SCALE(10CM/SEC)

Velocity Profile Line-1

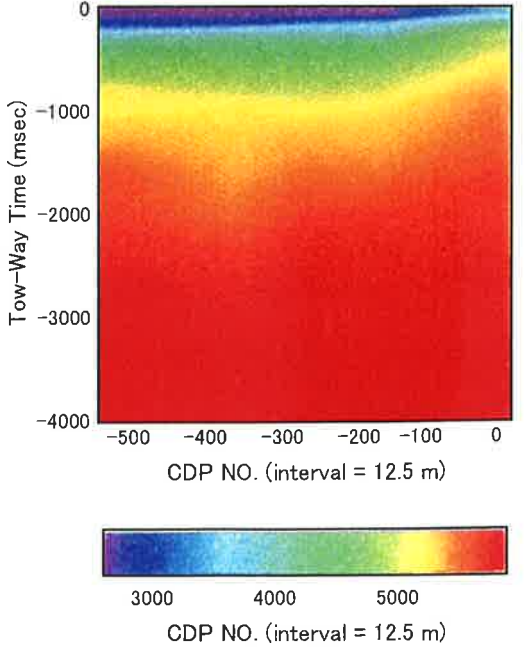


图 2 - 4 - 1 8 反射断面解释图(Line-1)

第 3 部

活断層の評価について

3-1. はじめに

原子力発電所の立地・建設に際しては、敷地及び周辺地域の地質構造を把握することが必要である。このために各種指針・手引きに従い耐震設計上考慮すべき断層の分布ならびに活動性の把握と、建設に必要な構造物の周辺の詳細な地質構造、岩層分布及び岩質の解明を行っている。

本資料は、「原子力発電所の地質、地盤に関する安全審査の手引き」(原子炉安全専門審査会 1978)及び「原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601」((社)日本電気協会 1987)において断層分布ならびに活動性評価に関する記載の内容を概観し、さらに最新の知見を踏まえた調査手法の検討状況について述べるものである。

3-2. 地質調査について

「原子力発電所の地質、地盤に関する安全審査の手引き」では、断層活動性評価のための地質調査に関する審査事項として以下のとおり記載している。

敷地周辺の地質

- (1) 敷地の中心から少なくとも半径 30km の範囲の陸地について、既存の地形図、地質図及び地質に関する文献等を参考とし、必要に応じて航空写真判読、地表踏査等を加えて作成された原縮尺 20 万分の 1 以上の地質図並びにこれに基づく地質説明が適切かつ妥当であると評価できなければならない。
- (2) 敷地前面が海域である場合は陸域に準ずる範囲について既存の海底地形図、海底地質図等の文献等を参考とし、必要に応じて弾性波探査等を加えて作成された海底地形図、海底地質図、海底地質構造図等に基づく海底地質の説明が適切かつ妥当であると評価できなければならない。なお、海域に関する地質説明は、陸域におけるそれと整合性のとれたものであることが認められなければならない。

また、民間基準である「原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-1987」では以下のように記載されており、原子力発電所の立地・建設の際には陸域においては文献による検討、空中写真判読によるリニアメント調査、地表地震調査を実施している。また、海域においても断層の活動性を評価するため文献調査及び必要に応じて音波探査等を実施している。

調査方法

(a) 文献調査

文献調査は、既往の文献により、調査地域内の地質資料を調査し、集

約するものである。地形・地質文献資料は、多種多様であるが、公刊されているものはできるだけ網羅することとする。公刊文献としては地質調査所、各都道府県発行の地質図・同説明書及び地学関連学会誌等に公表されたものなどがあり、なお、必要に応じて公刊文献以外の資料も利用する。

文献調査によって、地形、層序、地質構造及び地史などの一般的な事項に関する記述内容と断層の分布、リニアメント、基準地形面、第四紀地殻運動に関する記述内容及び必要に応じて、活火山、大規模地すべりなどに関する記述内容を把握する。

このうち、断層、リニアメント等については、長さ10km程度以上のもの(敷地近傍では、より短いものでも敷地に与える影響の大きいものを含む。)及び第四紀の活動が記載されているもの(第四紀後期に活動がないと記載されているものを除く。)を抽出し、位置、方向、長さ、破砕幅、変位量、センス、リニアメントの特徴、活動性指摘の有無について整理する。この結果をもとに、各々の断層について、文献において推定されたものか実在することが確認されたものかを明らかにする。

(b)地形・リニアメント調査

地形・リニアメント調査は、既存の地形図(国土地理院発行:1/5 万, 1/2.5 万等), 空中写真(林野庁・国土地理院撮影:1/4 万~1/1 万等)によりリニアメント判読を行う。

リニアメント判読では、長さ10km程度以上のリニアメント及び明瞭な変位地形を示すリニアメントを抽出し、その地形の特徴により分類、整理し

て断層の存在と活動性についての資料とする。なお、リニアメントの判読基準の例を表 3.2.2-1 に、判読内容の例を表 3.2.2-2 に示す。

(c) 地表地質調査

地表地質調査は、「3.2.1(2)調査の範囲」で述べた範囲について実施する。

敷地から半径 10km の範囲では詳細な地表地質調査を実施し、構成岩石、層序、地質構造等を明らかにする。また、10km 以遠の断層、リニアメント沿いの調査でも、断層露頭の調査と併せて地質構造、岩石分布等を把握する。断層の存否は、露頭で明らかにすることが望ましいが、明確にし得ないものについては、周辺の地質構造からの検討が考えられる。

調査対象の断層、リニアメントについては、適宜、断層露頭の詳細なスケッチ、記載等を行う。断層の規模、特に断層の長さは想定される地震の規模を決める重要な要素であるので、連続性については慎重な検討が必要である。断層露頭スケッチの例を図 3.2.2-1 に示す。

断層の活動性については、断層の上載地層、特に第四紀層(段丘堆積物、火山灰層、赤色土等の断層の活動年代に関する指標となる地層)の性状を調査し、必要に応じてこれらの地層の年代を判定するための調査を行う。なお、断層内物質についても必要に応じて調査を行う。

(d) 海底地質調査

海域において地質構造、特に断層に関する資料がない場合や、海域に

において文献資料に指摘されている断層の活動性評価を必要とする場合には、海底地質調査を実施し、地層分布、地質構造、断層の存否、その規模・性状、活動性の調査を行う。

海底地質構造に関する文献資料は、海上保安庁水路部、地質調査所等の公的機関によるものが主である。これらの機関による海域の調査は、各々の場合の目的に応じて調査方式が異なり、特に音波探査の探査深度、測線間隔、分解能にそれぞれの特色を有するので、文献資料に示された地質構造、特に断層を検討するに当たっては、これらの手法上の特色を十分理解する必要がある。

海底地質調査は主として音波探査により、海底における地質構造を調査し、海域での地層・岩石の分布及び断層の分布、規模・性状、活動性を把握して、陸域におけるそれとの関連性を明らかにする。音波探査及び関連検討事項による海底断層活動性検討の流れの例を図 3.2.2-2 に示す。

これらの調査計画・手法及び結果の検討方法についてまとめた基本的な手順を図 3-1 に示す。また、海域の断層活動性調査については、音波探査法を主体とする特色を有するため図 3-2 に別途流れ図を示す。

土木学会(1985)では音波探査による海底地質調査が必要になる場合として以下の3点を挙げている。

- ① 海域において地質構造、特に断層に関する資料がない場合

② 敷地内の断層が海域に延長し、その活動性が明らかでない場合

③ 海域において文献資料に指摘されている断層の活動性評価を必要とする場合

さらに、平成3年度より、原子力土木委員会新立地部会の下に断層活動性分科会及び同ワーキンググループを設置して、各専門の立場から原子力発電所立地・建設にかかわる断層の調査法について、近年のボーリング調査・物理探査・トレンチ調査・断層模型実験など主体とする適用例と新知見を踏まえて取りまとめている(土木学会 1996)。

この中で、各種物理探査法の断層調査への適用性について表 3-1のようによまとめられている。また、海域での反射法地震探査で一般的に用いられる震源の種類と特徴について表 3-2 のようにまとめられ、原子力発電所の立地調査に反映している。

3-3. 鳥取県西部地震を踏まえた断層活動性及び地震規模調査の提案

原子炉施設の立地・建設の際に実施する断層の活動性評価について「原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-1987」(日本電気協会 1987)では、敷地内調査の中で必要に応じて物理探査、トレンチ調査、断層活動年代調査を実施するよう記載している。また、物理探査については、弾性波探査(岩盤中の弾性波伝播速度)、電気探査(比抵抗その他の電

氣的性質), 重力探査(密度), 磁気探査(磁氣的性質), 放射能探査等を挙げている。

鳥取県西部地震では, 従来の原子炉施設の立地・建設の際に実施する文献調査, 地形・リニアメント調査, 地表地質調査によって事前にある程度の地震発生のポテンシャルがあることが推定可能であったとの調査結果が得られている。しかし, 活断層としての地形的特徴が不明瞭であったために, 「規模」については最近の地震活動の分析や反射法地震探査等により詳細な調査を実施することによってM7 クラスの規模として推定可能であったと考えられる。

このため, 地形的に不明瞭な断層についても活動性及び規模が評価ができるように, 従来手法を見直し, 物理探査等の位置付けを明確にすることが求められている。

従来使用されてきた断層活動性調査の流れを図 3-3 に示す。

従来の指針では, 活断層の評価において広域では長さ10km程度以上, 敷地近傍ではより短いリニアメントまでを考慮することとしている。また, 活断層の実在が特定できない場合は地質構造の検討を行うこととしているが, 調査内容についてはふれていない。

図 3-4 に鳥取県西部地震を踏まえた断層活動性及び地震規模調査の流れを示す。

ここでは, 断層地形が不明瞭な場合にを考慮に入れ, 断層地形が不明

瞭な場合には最近の地震活動の分析や物理探査等を実施し地質構造及び震源断層の検討を実施するよう記載した。さらに、想定される地震規模評価についてもふれ、断層地形が明瞭な場合は地表地質調査を実施した上で、また、不明瞭な場合はさらに最近の地震活動の分析や物理探査等による調査を加えた上で評価するよう記載した。

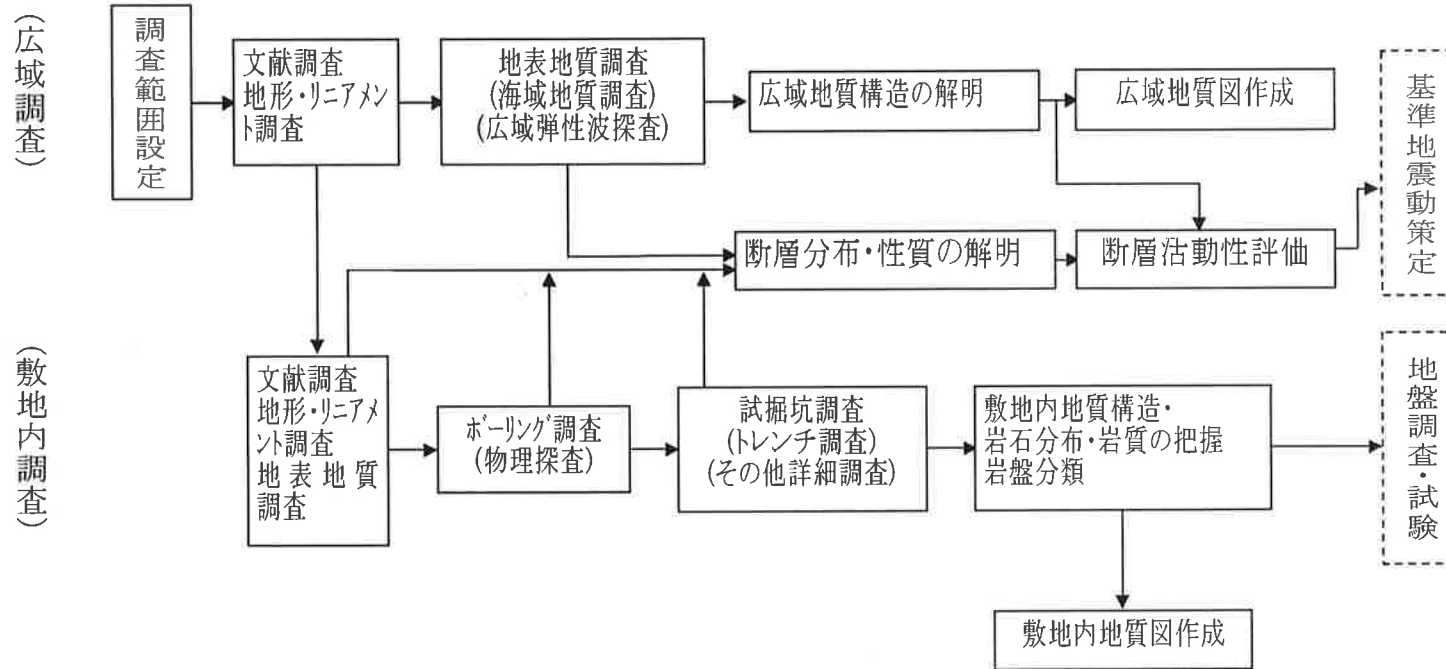
引用文献

原子炉安全専門審査会(1978):原子力発電所の地質,地盤に関する安全審査の手引き

(社)日本電気協会(1987):原子力発電所耐震設計技術指針
JEAG4601-1987

土木学会(1985):原子力発電所地質・地盤の調査・試験法及び地盤の耐震安定性の評価手法

土木学会(1996):原子力発電所の立地多様化技術 附属編-1 断層活動性評価技術



注:() 必要に応じて実施する調査
 [] 他章(節)記載事項

図3-1 地質調査の流れ

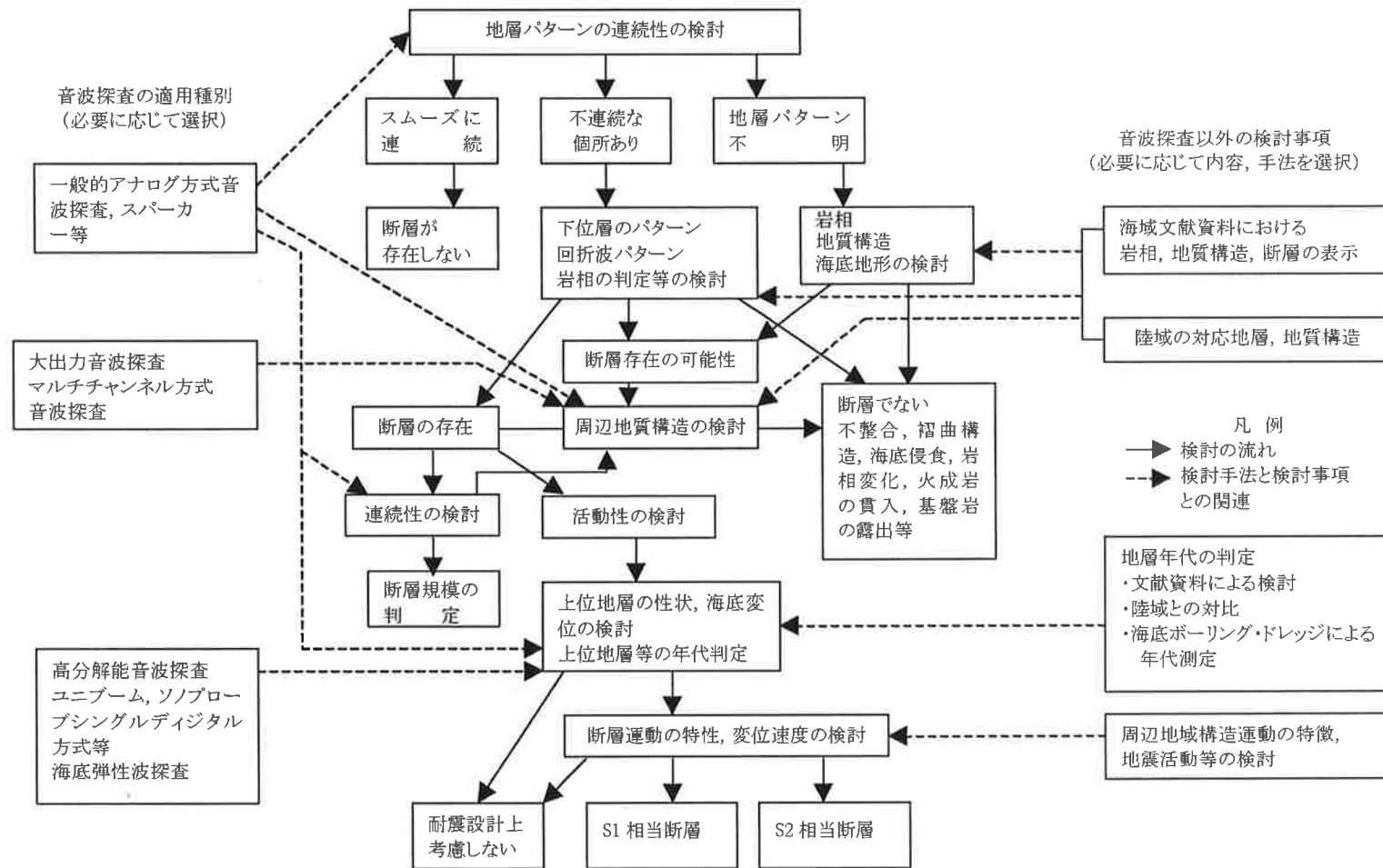


図3-2 音波探査及び関連検討事項による海底断層活動性検討の流れの例

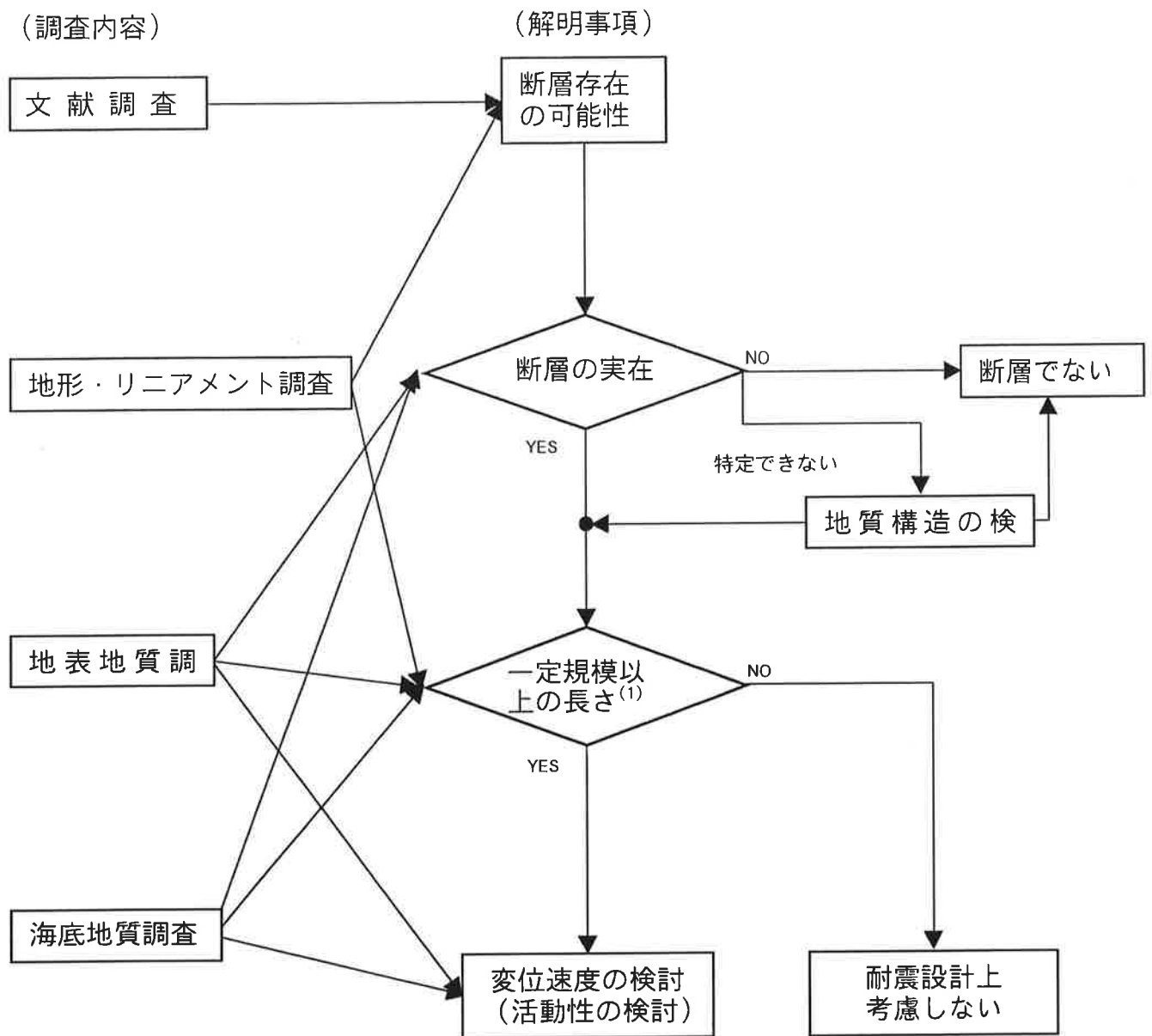
表3-1 断層調査に用いられる物理探査法

	探査法	方 法	測定・地盤条件等	対象深度(注)	結 果	
地表からの概略調査	ELFMT 法 VLFMT 法	電磁波のうちのごく強い周波数のものだけを用いて、地下の比抵抗構造を算出する。	30度以上の急傾斜や送電線及び鉄道路線付近では測定不可。	ELFMT は 1km 以浅 VLFMT は 100m 以浅	得られる見かけ比抵抗断面図から、断層、岩石境界の位置等が推定できる。	
	重力探査法	バネの伸び縮みを用いて測定点下の密度構造を測定し、基盤の深度・形状を概査する。	複雑な地質分布地域では、地層中の密度分布にかなりの地域性があり、重力基盤が地質基盤と一致しない場合がある。	5km 程度	得られている密度構造断面図から基盤形状、深度等を推定できる。	
	磁気探査	磁場を測定し、地下の岩石ごとの磁性分布を把握する。	断層境界の両側の地盤を構成する岩石の磁性が異なっていることが必要。	地表付近	地下の磁性の異なる岩石分布が平面のコンターマップとして示される。	
	γ線測定	シンチレーションカウンタにより地中からのγ線の強度を計る。	被服層が厚いと不明瞭な結果となる。	地表付近	探査地域におけるクラッキーゾーン等が平面のコンターマップとして示される。	
	反射法	深部の地層境界からの弾性波の反射波を用いて地下構造(弾性波速度構造)を算出する。	できるだけ平坦で、震源装置が移動可能な直線上の道が必要。火山岩地域のように地中に速度変化境界がない地域では不適。	数百 m～数 km	地下の地層境界が縞模様で示される。各層の平均弾性波速度が概算される。	
	CSAMT 法	人工の電磁波を発生し、その電磁波が遠方の地点に誘起する電場と磁場の強度を測定・解析することにより、地下の比抵抗構造を捉える。	測定条件は ELFMT、VLFMT と同じ。 測定地点から 5km 以上離れた地点に長さ 2km 程度の送信アンテナを設置可能な場所が必要。	100m～1km 以浅	得られた比抵抗断面図から、低比抵抗部や高～低の境界部より間接的に断層の位置等が判る。	
地表からの詳細調査	屈折法	波動記録の初動走時から地下の速度構造を求める。	下部の地層の弾性波速度が上部層の速度より遅いと探査できない。	数十 m	地層境界の深度と、弾性波速度及び断層に伴う低速帯が検出できる。	
	浅層反射法	深部の地層境界からの弾性波の反射波を用いて地下構造(弾性波速度構造)を算出する。	できるだけ平坦で、震源装置が移動可能な直線状の道が必要。	数十～数百 m	地下の地層が縞模様で示される。各層の平均弾性波速度が概算される。	
	高密度電気探査 (2次元比抵抗探査)	従来の電気探査(1次元探査)を高度に展開し、地下の2次元比抵抗断面をインバージョン手法により求める。	急傾斜ではなく、幅約 1m 程度の直線上の測線が設置可能な場所。	100m 以浅	深部の比抵抗断面から CSAMT 法と同様に地下 100m 以浅の断層の位置、岩石境界等を判定できる。	
	地下レーダ法	地中の異物(配管、空洞、地層)の境界から反射してくる電磁波を用いて、その位置を検出する。	地下水面以深は測定不可。また、比抵抗に応じて探査深度が異なり、ごく表層しか探査できない場合がある。	2m 以浅	反射法と同様な断面が得られ、異物があれば縞模様の変化が検出できる。	
ボーリング孔を用いた詳細調査	VSP 探査法	地表に震源を置き、ボーリング孔中の多深度でその記録を得る。	反射法と同じ測定装置及び解析手法を必要とする。明確な反射断面が期待できない地盤には不適。	ボーリング深度にほぼ対応する。	ボーリング孔付近の正確な反射断面図が得られる。反射面の位置、深度及び地層の速度が得られる。	
	ジオトモグラフィ法	比抵抗トモグラフィ	上記の高密度電気探査の地表電極をボーリング孔中に設置する方法をとる。	鉄ケーシングでは測定不可能。塩ビケーシングでもケーシングに孔やスリットを開ける必要がある。	ボーリング深度、(孔間距離はボーリング深度と同程度が望ましい)	孔間の比抵抗分布図が示される。
		弾性波トモグラフィ	一方の孔中で弾性波を発震し、他方の孔中で受振する。その測定値を波線解析し、2次元速度断面を得る。	構内発振のために、雷管・小規模発破を用いるのでボーリング孔壁を痛めてしまう。		孔間の弾性波速度分布図が示される。
		電磁波トモグラフィ	上記の弾性波の代わりに、電磁波を用いる方法をとる。	現状では、堆積岩のように比抵抗が低い地域では電磁波の届く距離が不足である。	ボーリング深度、(孔間距離は数十 m 以下)	孔間の電磁波速度分布図と電磁波減衰分布図が示される。

注) 本表に記した対象深度は、電中研での実施例を中心にしたものである。同じ探査法でも探査目的によって対象深度は異なる。

表 3-2 反射法地震探査に用いる震源の種類と一般的特徴

震源方式	電歪・磁歪式振動板	電磁誘導式振動板	水中放電	水の瞬間放出	圧縮空気の放出
代表的装置名	ソノプローブ サブボトムプロファイラー チャープソナー	ユニプーム	スパーカー	ウォーターガン	エアガン
発震周波数	2,000~8,000Hz	400~14,000Hz	100~4,000Hz	1~1,000Hz	1~500Hz
発震波形	波連	単一パルス	パルス 2 個	単一パルス	振動波形
発震間隔	0.2~0.6sec	0.167~0.5sec	0.1 ~10sec	0.5~20sec	0.5~60sec
エネルギー	36ジュール	100~300ジュール	50~20,000ジュール	3,000~80,000ジュール	400~400,000ジュール
受震成分数	シングル	シングル	シングル, マルチ	シングル, マルチ	シングル, マルチ
分解能	高	高	高~中	中	中~低
調査可能深度	3~50m	3~100m	3~2,500m	10~3,000m	10~5,000m
海底下の可探深度	約 25m	50~100m	30~500m	50~1,000m	500~5,000m
主な探査対象	浅部の地質構造	浅部の地質構造	浅~中部の地質構造	浅~中部の地質構造	中~深部の地質構造



凡 例

注：(1)広域では長さ10km程度以上，敷地近傍ではより短くなる。

図 3 - 3 断層活動性調査の流れ
(JEAG4601-1985の一部)

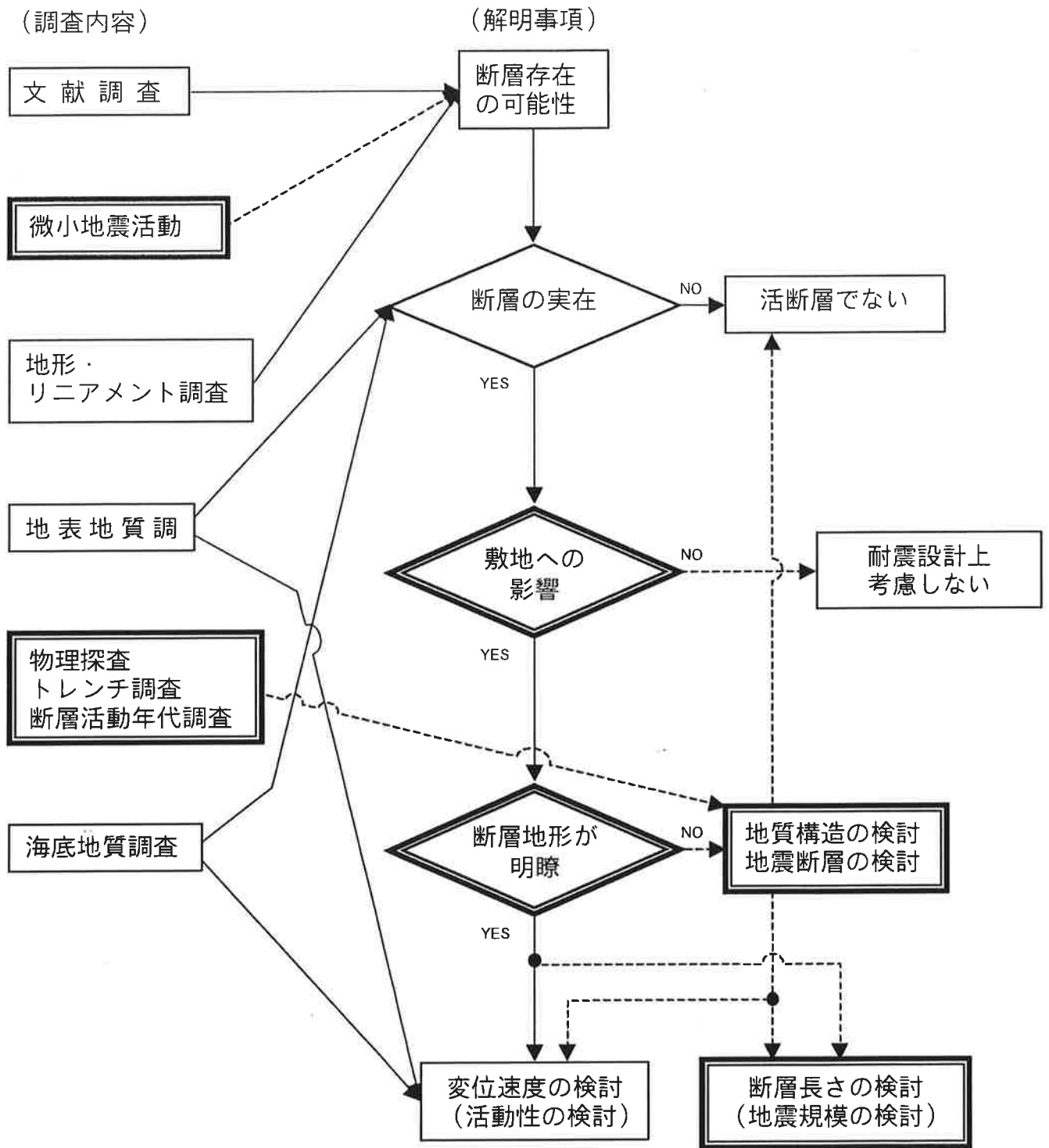


図 3 - 4 断層活動性及び地震規模調査の流れ