

耐震指針検討分科会等の開催予定について（2・3月分）

○電気事業者との情報交換

日時 1月28日（水）14:30～16:30
場所 共用第643会議室（中央合同庁舎第4号館6階）

○地震・地震動ワーキンググループ（第13回）

日時 2月6日（金）10:30～12:30
場所 原子力安全委員会第1,2会議室（虎ノ門三井ビル2階）

○耐震指針検討分科会（第8回）

日時 2月27日（金）10:30～12:30
場所 ※原子力安全委員会第1,2会議室（虎ノ門三井ビル2階）
※開催場所が変更になりました。

○地震・地震動ワーキンググループ（第14回）

日時 3月3日（水）17:00～19:00
場所 原子力安全委員会第1,2会議室（虎ノ門三井ビル2階）

1/27 11:00～ 原子力安全委員会 保交院 都合せ 於:局長室
出席者 保交院: 沖野課長 高島総務 川原班長
事務局: 衣物局長 水内課長 黒川管理官 坂内補佐 島村 博田 今野 松田 名倉 松野 真野

合意事項 (局長が板書) (うえ、総括)

1. 石橋委員に「地震地体構造、スラブ内地震」に関する意見を伺う(2/6まで)
2. 2/27開催の分科会において事務局よりスケジュールを提示する
(但し、本日以降の議事は具体的に記載せず、「審議」としてのみとする。)
3. 「免震構造等の導入の可能性」及び「中層地盤地盤地導入の可能性」に関する審議は
2/27の本日以降の分科会で終了するよう議事運営を行う。

以上.

今後、地震・地震動ワーキンググループにおいて検討する項目

1. スラブ内地震の特性と評価方法

2. 地震地体構造の定義と適用方法

3. 地下の震源断層と地表の活断層あるいは地震断層との関係

4. 鳥取県西部地震の震源地域を対象とした調査結果の整理

- ・最新の調査手法とそれによって解明できたこととの関係
- ・産総研等他機関の調査結果も参照

5. 震源を予め特定できる地震による地震動の想定における不確かさの取扱いに関する検討

6. 最新の地震動評価法（上下方向地震動の応答スペクトルの評価法を含む）

今後、分科会において検討する項目

1. 指針の範囲と適用

- 後段規制との関係、学協会規格との関係も念頭に、
 - ・ 指針にはどの範囲までを規定しておくか？
 - ・ 指針の適用における弾力化をどのように図るのか？（段階的適用、選択肢方式等）
- 指針の記載方法（現行指針では、「本文」と「解説」による構成としている）はどのようにすべきか？
- 法体系との関係、上位指針との関係を念頭に基本目標をどのように設定するか？

2. 確率論的耐震安全評価（地震 PSA）の適用の可能性

- 確率論的耐震安全性評価（地震 PSA）を個別プラントの審査に適用するかあるいは、規制の妥当性を確認するために活用するか？
 - ・ 個別プラントに適用する場合、規制上の要求とするのか、自主的な範囲とするのか？
 - ・ 上記の検討においては、
 - ≫ 他の事象に対する PSA が規制上の要求事項とはなっていないこと
 - ≫ 及び多段階規制における諸手続・処分と矛盾が生じないことを考慮する必要がある。

3. 指針への確率論的な手法の導入の可能性

- 確率論的な手法を導入する対象をどうするか？
 - ・ プラント設計手法として、確率論的な設計手法を導入するか、設計は確定論的に行い参考として活用するか、もしくは、将来、課題等が解決された段階で導入することとするか。
 - ・ 地震動の設定に活用する場合、
 - (イ) 震源を予め特定できない地震について、どのように導入するか？
 - (ロ) 震源を予め特定できる地震については、どこまで適用可能か？（できれば判定のめやすのようなものがあれば望ましい）

※震源を特定しにくい地震による地震動の確率論的評価
（WG 資料に対してコメントが出れば、WG で引続き検討）

4. 基準地震動の設定

※活断層の評価期間の妥当性

- 基準地震動を、確率論的な手法の導入も考慮しつつ、どのように設定するか？
- 基準地震動を安全確認するための地震動に1本化するか、従来通り2本設定するか？
 - ・2本設定する場合、どのような根拠で2本の地震動を設定できるのかについて合理的説明が必要。

※基準地震動の数

- ・現行のS1, S2の概念

- 基準地震動の設定位置の考え方をどのように整理するか？

※基準地震動の設定位置の整理

5. 耐震重要度分類の考え方とその区分

- 基準地震動の設定との関係において、指針で扱う重要度分類の区分ごとの範囲をどのように設定するか？（3区分、2区分、従来通り？）
- 安全機能からみた重要度分類との整合性の要否についての検討及び地震固有の観点から見た重要性の整理が必要

6. 設計用地震力の設定

- 基準地震動の設定、耐震重要度分類の区分との関係において、設計用地震力をどのように設定するか？
 - ・水平方向動的地震力の適用範囲は？
 - ・上下方向動的地震力の適用範囲は？※水平地震力と上下地震力の組合せ法に関する検討
- 静的地震力の取扱いをどうするか？

7. 応答解析、応力解析

- 応答解析、応力解析の要求事項を指針に記載する必要があるか？必要な場合は、何を要求事項とすべきか？

8. 荷重の組合せ

- 現行指針の荷重組合せの考え方を基本的に踏襲して良いか？

9. 許容限界

- 現行指針の許容限界の考え方を基本的に踏襲して良いか？

10. 第四紀層地盤立地の導入の可能性

- 第四紀層地盤における立地を適用可能とするか？（条件付きか、無条件か？）
 - ・ 適用可能とする場合、岩盤立地の規定の扱い、「第四紀層地盤」の定義付け等に留意する必要がある。

※第四紀層地盤立地の採用可否の検討（但し、地下立地や人工島立地の検討までは地震・地震動WGで審議しない。）

11. 免震構造等の導入の可能性

- 免震構造等を適用可能とするか？（条件付きか、無条件か？、制振構造は？）

※免震構造・制振構造の採用可否の検討

* 制振構造については、パッシブ制振のみを想定すれば良いのではないか。

12. 地震随件事象

- 地震随件事象として、何を対象とし、どこまで要求事項とすべきか？

※津波に関する検討

※基礎地盤及び周辺斜面の安全性評価に関する検討

注) ※印（ゴシック体）は、「震分第7-2号」により分科会で審議するものとされた検討項目を示す。

第 13 回 地震・地震動ワーキンググループの議事内容について（案）

1. 鳥取県西部地震の震源地域を対象とした調査結果について

- ・ 産業技術総合研究所による調査結果の紹介 — 杉山センター長に依頼済み
- ・ 土木学会と産総研による調査結果の比較表 — 事務局より説明予定

2. 最新の地震動評価法(上下方向地震動の応答スペクトルの評価法を含む)について

- ・ 「基準地震動の合理的な策定方法に関する調査報告書」(平成 11 年 3 月 社団法人 日本電気協会) の紹介 — 日本電気協会に依頼済

3. 地震地体構造の耐震設計における活用について

- ・ 新垣見マップの紹介 — 事務局より説明予定
- ・ 衣笠委員から概要及び趣旨などについて補足説明

第 14 回 地震・地震動ワーキンググループの議事内容について（案）

1. スラブ内地震の特性と評価方法

- ・ 審査における検討例の紹介（泊 3 号炉） — 事務局から紹介予定
- ・ 石橋委員による意見開陳

2. 地下の震源断層と地表の活断層あるいは地震断層との関係

- ・ 過去の炉安審での検討の経緯の紹介 — 事務局から紹介予定
- ・ 石橋委員による意見開陳

3. 震源を予め特定できる地震による地震動の想定における不確かさの取扱いに関する検討

- ・ J N E S の委託調査報告 — J N E S に依頼予定

第 8 回 耐震指針検討分科会の議事内容について (案)

1. 指針への確率論的な手法の導入の可能性について

- ・「設計用基準地震動策定に係る確率論的手法の導入について」
(原子力安全・保安院委託事業) の成果の紹介

確率論は、地震動策定、設計、評価の3つがある。

その中で整理の上、原子力委員会の説明を行う。

2. 第四紀層地盤立地の導入の可能性について

- ・概念整理－事務局から紹介予定
- ・電気事業者からの意見発表 (需要など)
- ・実例の紹介
日本原子力研究所 HTTR (高温工学試験炉) － 原研に依頼中

3. 免震構造等の導入の可能性について

- ・概念整理－事務局から紹介予定
- ・電気事業者からの意見発表 (需要など)
- ・実例の紹介
核燃料サイクル開発機構 東海事業所－ サイクル機構に依頼済み

(案)

原子力安全委員会 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13回議事次第

1. 日時：平成16年2月6日（金）10時30分～12時30分
2. 場所：原子力安全委員会第1、2会議室（虎ノ門三井ビル2階）
3. 議題：（1）耐震設計に関する各種知見等の整理について
（2）その他
4. 配付資料

震震W第13-1号 ※鳥取県西部地震の震源地域を対象とした調査結果の整理について

震震W第13-2号 ※最新の地震動評価法について

震震W第13-3号 ※地震地体構造の定義と適用方法について

※ 各資料名は仮称。

震震W第 13- 1 号

鳥取県西部地震の震源地域を対象とした
調査結果の整理について

この資料は、第7回耐震指針検討分科会において整理を行った「震分第7-2号」による今後のワーキンググループにおいて検討する項目のうち「鳥取県西部地震の震源地域を対象とした調査結果の整理」に関して、産業技術総合研究所などの研究成果を紹介するものである。

目 次

・ 2000 年鳥取県西部地震の地震断層調査.....	1
・ 2000 年鳥取県西部地震の断層モデル.....	27
・ 2000 年鳥取県西部地震による液状化層のジオスライサー調査.....	41
・ 2000 年鳥取県西部地震断層のトレンチ掘削調査.....	53
・ 2000 年鳥取県西部地震に伴う地殻変動の測地測量調査.....	79
・ 2000 年鳥取県西部地震の震源域における地質構造解析.....	85

2000年鳥取県西部地震の地震断層調査

Surface ruptures associated with the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake

伏島祐一郎¹・吉岡敏和¹・水野清秀¹・宍倉正展¹

井村隆介²・小松原 琢³・佐々木俊法⁴

Yuichiro Fusejima¹, Toshikazu Yoshioka¹, Kiyohide Mizuno¹, Shishikura Masanobu¹,
Ryusuke Imura², Taku Komatsubara³ and Toshinori Sasaki⁴

Abstract: We carried out detailed field surveys in the aftershock zone of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake to ascertain whether surface fault ruptures appeared in association with this earthquake. As a result, we found fractures of the ground surface and destructions of artificial structures not attributable to landslides or liquefactions at many places in the epicentral area. These surface fractures and destructions were found along five NW-SE-trending lines in the area 6 km long and about 1 km wide. The surface fractures strike $N40 \pm 25^\circ$ W and have left-lateral strike displacements of 10 cm or more. Several to 40 cm left-lateral displacements toward $N40 \pm 25^\circ$ W were estimated from analysis of the destructions and deformations of artificial structures. The direction and sense of the estimated displacement are consistent with the focal mechanism of this earthquake determined from seismological data (e.g., Iwata *et al.*, 2001). From these facts, we have concluded that surface fault ruptures with a total length of about 6 km appeared in association with the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake.

Key words: 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, surface rupture, earthquake fault, active fault, field survey

1. はじめに

2000年10月6日午後1時30分に、鳥取県西部地震(Mj=7.3)が発生した。この地震によって、鳥取県境港市および日野町で震度6強が観測されたほか、中国・四国地方の広い範囲で震度5弱以上の強い揺れが記録された(石垣, 2000)。この地震は、マグニチュード7以上の内陸浅部の地震としては、1995年の兵庫県南部地震以来のものであった。地質調査所は、地震発生2日後の10月8日から震源域の緊急調査を開始し、2001年7月14日までに、交代で延べ94人・日の現地調査を実施した。その結果、地震断層と考えられる地表面の断裂や、地震断層の変位に起因すると考えられる人工構造物の変形・破壊を複数の地点で見出し、詳細な記載を行った。本論文では、現地調査の結果を報告すると共に、今回出現した地震断層の特徴について若干の考察を行う。

2. 現地調査の概要

筆者らは、この地震の余震域の中～南部とその周辺地域(第1図)を対象として、地震発生直後から2001年7月までに、合計7回にわたる現地調査を実施した。特に、鎌倉山から緑水湖にかけての余震域中央部(本震の震央付近)では、詳細な踏査と観察を行った。

¹活断層研究センター(Active Fault Research Center)

²鹿児島大学(Kagoshima University)

³地球科学情報研究部門(Institute of Geoscience)

⁴株式会社アイ・エヌ・エー(INA Corporation)

9月5日受付, 9月27日受理

第1次調査は、地震発生2日後の2000年10月8日から吉岡と水野が開始し、翌9日に井村が合流後、11日まで行った。この地震の余震域に対応する活断層の存在は知られていない(第1図)。また、調査の開始時までには、地表地震断層が出現したという情報もなかった。このため、第1次調査では、まず低速走行の自動車でも余震域とその周辺を横断し、路面状況を確認しながら概査を行い、路面に変状が見られた地域を精査するという方法を採用した。その結果、震央直上の笹畑集落付近(第2図、第8図)と鎌倉山の北斜面(第2図)で路面などの破壊を発見した。

第2次調査は、10月14日から19日にかけて、余震域の南部と中央部を中心に、伏島と小松原が第1次調査と同様の方法で行った。この調査により、緑水園付近(第2図)で地表面の断裂を発見した。

第3次調査は、11月2日から6日にかけて、水野と伏島によって行われた。この調査では、畦道や未舗装の林道などにも踏み込み、可能な限り徒歩による観察を心がけた。その結果、西伯森林公園付近(第2図)で路面の破壊を発見した。

第4次調査は、伏島が11月23日から12月2日まで、佐々木が11月23日から11月29日まで、宍倉が11月27日から12月1日まで、入れ替わりに行った。第4次調査からは、それまでに発見された路面の破壊や地表面の断裂を結んだ直線に沿って、森林に覆われた山地斜面にも分け入って調査を行った。その結果、鎌倉山の北西500mの稜線上(第2図、第9図、第10図)で地表面の断裂を発見した。また、緑水園付近(第2図、第6図)の人工構造物の破壊の記載も行った。

第5次調査は、佐々木が12月5日から12月15日まで、伏島が12月14日から12月25日まで、交代で行った。第5次調査からは、それまで自動車を使って概査されていた道路の、徒歩による再調査をおこなった。その結果、笹畑集落の北方(第8図)と信頼橋付近(第2図、第7図)で、新たに路面の破壊と地表面の断裂を発見した。

第6次調査は、伏島が2001年3月19日から3月24日まで行った。この調査では、賀祥ダム堤体の100m北方(第2図、第4図)で、人工構造物の変形を見出した。

第7次調査は、伏島が7月9日から14日まで、井村が7月9日から12日まで行い、それまでの調査結果を再確認した。

3. 地表面の断裂・構造物の破壊などの記載および解釈方法

地表面の断裂や人工構造物の破壊・変形などの記載は、地質調査所によってこれまで行われてきた地震断層の記載方法に準じて行った。特に、1978年伊豆大島近海地震の地表地震断層に関する山崎ほか(1979)の記載方法と、1995年兵庫県南部地震の地表地震断層に関する栗田・水野(1998)の記載方法に負うところが大きい。

地表面の断裂は、1mm目盛りのコンベックスとクリノコンパスを用いて、定量的に計測・記載するよう努めた。しかし、断裂が観察された地表面には、変位量を計測するための基準が乏しかったため、一部の地点を除き、走向隔離や落差を±数cmの誤差で計測するにとどまった。

人工構造物の破壊・変形は、縮尺100分の1前後の見取り図を作成しながら、数m四方〜数10m四方内をまとめて観察した。個々の破壊・変形の量は、1mm目盛りのコンベックス、クリノコンパス、長さ30m・精度±12.6mmの巻き尺、および長さ2mの測量ポールを用いて、mmからcm単位で精密に計測した。そして、下記の三つの場合には、人工構造物の破壊・変形がその直下における地震断層の変位に起因する可能性があるかと判断し、水平変位量を始めとする変位ベクトルの算出に努めた。

1) アスファルト路面やコンクリート製縁石・U字溝などに、それらを横切る方向の複数の開口亀裂が形成された場合：これらの開口亀裂は、道路の延長方向から反時計回りに0〜30°程度の方向に延びる、左ずれ断層の変位によって生じた可能性がある。開口量を合算し

た値を、ほぼ道路の延長方向への左ずれ変位量と見なした(第3図 a)。開口亀裂に挟まれた部分に左回転が認められる場合もある。

2) アスファルト路面やコンクリート製縁石・U字溝などに、それらの延長方向とほぼ同じ方向への圧縮による破壊が複数認められた場合: これらの圧縮性破壊は、道路の延長方向から時計回りに $0\sim 30^\circ$ 程度の方向に延びる、左ずれ断層の変位によって生じた可能性がある(第3図 b)。この場合には、圧縮量を合算した値を、ほぼ道路の延長方向への大まかな左ずれ変位量と見なした。圧縮性破壊は、左雁行配列する場合もある。

3) 路面に引かれた白線や、路側の縁石・U字溝に、道路とほぼ直交する方向への左ずれが認められた場合: これらの左ずれは、道路の延長方向から $30\sim 90^\circ$ 程度の方向に延びる、左ずれ断層の変位によって生じた可能性がある。この場合には、測線を長くにとって引きずりを含むシフトを計測すると共に、道路延長方向への開口量や圧縮量を計測・合算した。そして、左ずれ量と開口または圧縮量をベクトル合成することによって、水平変位量と水平変位方向を求めた(第3図 c, d)。この場合にも、開口亀裂に挟まれた部分に左回転が認められることがある。

なお、人工構造物の破壊からは、垂直変位量を算出することはできなかった。

以上に記した方法で個々の地表面の断裂や構造物の破壊・変形を記載すると共に、それらの周囲150m四方程度を詳しく調査・観察した上で簡易測量を実施し、縮尺750分の1前後の平面図を作成した。このような作業によって、地表面の断裂や構造物の破壊・変形と周囲の地形や表層地質との関係を確認し、断裂や破壊が局地的な斜面変動や液状化、側方流動などに起因するものなのか、地表地震断層によるものなのかを慎重に検討した。

簡易測量は、距離と方位を基準点から折れ線状・放射状に順次計測していく方法で行い、クリノコンパス、長さ30m・精度 $\pm 12.6\text{mm}$ の巻き尺、および長さ2mの測量ポールを用いて実施した。基準点から出発し、複数の線分を連ねた一本の折れ線に沿って計測は、1線分につき長さ数m以下で、50線分を超えなかったことから、誤差は $\pm 1\text{m}$ 以内と推定される。地表面の断裂や構造物の破壊・変形から離れた平面図縁辺部の地形や地物は、アジア航測によって地震直後の10月7日に撮影された縮尺約1万分の1の空中写真を拡大し、トレースした。簡易測量した部分との比較から、トレースした部分の平面図の誤差は $\pm 2\text{m}$ 以内と推定される。

この平面図には、地表面の状態や表層地質を記載した。地質の記載は、基本的には現地での露頭観察に基づくが、盛り土や谷埋め堆積物の一部については、上記の空中写真と1974年に国土地理院が撮影した縮尺2万分の1の空中写真を比較判読することによって補った。地質境界については誤差が $\pm 5\text{m}$ 程度見込まれるため、実線で示すことはしなかった。

4. 調査結果

調査結果の概要を第2図に示す。地表面の断裂や構造物の破壊・変形が発見された地点は、本震震央の北西側約4km、南東側約2kmに及ぶ。これらの地点は、ほぼ北西-南東方向の、ほぼ平行する複数の直線に沿って並んでいる。そこで、同一の直線上に並ぶ数地点ずつを結んで5本の線分を描き、それぞれを地震断層の推定区間と考えた(第2図)。以下に、それぞれの区間における観察結果と解釈の概要を北西から南東に向かって順に記載する。

4. 1 区間1: 賀祥ダム堤体付近～西伯森林公園北縁部(第2図)

(1) 賀祥ダム堤体付近(第4図)

国道180号線西側の農地の北縁をほぼ東西に流れるコンクリート製用水路(第4図 a)は、継ぎ目の部分が座屈破壊され、継ぎ目の両側の部材が共に地表面から6cm浮き上がり、1.5cm左オフセットしていた。この地点から $S60^\circ E$ 方向へ52mの地点(第4図 b)では、南北方向のコンクリート製U字溝が、5cm左シフトしていた。またこのU字溝の継ぎ目は0.1～0.3cmずつ8カ所で開口し、その合計幅は1.6cmであった。これらの計測値から、 $N75^\circ W$ 方向へ

の 5.3cm の左ずれ変位が算出された。

b 地点から S60° E 方向へ 38m の地点 (第 4 図 c) では、ほぼ南北方向のコンクリート製用水路の継ぎ目が 0.3cm 開口し、北側の部材が南側の部材に対して 0.8cm 沈み、0.8cm 左オフセットしていた。そして、この用水路の 3m 東側を平行して延びる、国道 180 号線西側のガードレールは、8cm 左シフトしていた。また、その基部のコンクリート製縁石は、3 箇所 0.2～3.5cm ずつ、合計 6.2cm 開口し、3cm 左オフセットしていた。以上の開口および左シフトは、地震断層の数 cm の左横ずれ変位の結果であると推定される。

さらに、この縁石と国道 180 号線のアスファルト製路面との境界も開口し、北側 (0cm) から南側 (4.5cm) に向かって楔状に開口幅が広がっていた。路面自体 (第 4 図 d) には、2 系統の亀裂群が形成されていた。1 系統目は、幅 1～3mm、長さ 1～2m、東西走向の、右雁行状に配列する 4 本の開口亀裂である。2 系統目は、南北走向で、個々の長さ 0.5m～7m、全体として 3m・6m・7m・30m の長さに連なる 4 群の亀裂群である。また路面東側の縁石 (第 4 図 e) も、3 箇所合計 1.9cm 開口し、1cm 左オフセットし、一部のもの左回転していた。さらに、この縁石とその東側のアスファルト製歩道との境界も、楔状に開口していた。ただし、この楔状の開口は、南側 (0.1cm) から北側 (1.5cm) に向かって広がるもので、国道 180 号線西縁の楔状開口とは南北逆になっていた。これらの 2 つの楔状の開口と、それらに挟まれたアスファルト路面の亀裂群は、路面の下で地震断層が数 cm 以上左横ずれ変位した結果生じたものと推定される。即ち、地震断層の左横ずれ変位によって、アスファルト製路面は塑性変形し、一部に亀裂が生じ、左回転したと考えられる。歩道の東側のガードレールは、11cm 左シフトしていた (第 4 図 e, 写真 1) が、これも地震断層の左横ずれ変位を示唆している。

このガードレールがシフトしている地点から、S60° E 方向へ 65m の地点 (第 4 図 f) では、N12° W 方向のコンクリート製の擁壁が 1.7cm 開口し、3cm 左オフセットしていた。さらにそのすぐ東側を並走する U 字溝は、6.5cm 左シフトしていた (写真 2)。また、その継ぎ目が 0.1～0.7cm ずつ 4 カ所で開口し、合計幅は 1.7cm であった。これらの計測値から、N87° W 方向への 6.7cm の左ずれ変位が算出された。

この地点から S60° E 方向へ 25m の地点 (第 4 図 g) でも、U 字溝が 6cm 左シフトしていた。また、その継ぎ目が 0.1～1.8cm ずつ 15 カ所で開口し、その合計幅は 6.7cm であった。これらの計測値から、N37° W 方向への 9cm の左ずれ変位が算出された。この U 字溝の東側の幅 4.5m のアスファルト製路面 (第 4 図 h) には、ほぼ東西走向の 4 本の開口亀裂が生じていた。これらの幅は 0.1～2.5cm で、合計幅は 5.5cm であった。この道の 15m 南南東の地点 (第 4 図 i) では、石垣が左屈曲変形していたが、その量を正確に計測することはできなかった。

賀祥ダム堤体の東端付近のアスファルト路面と切り土面 (第 4 図 j) に、複数の開口クラックを見出した。これらのクラックは等高線にほぼ平行に N70±10° W の方向に延び、2～8cm 開口すると共に、谷側 (北側) が 0.5～3cm 落ち、横ずれ変位は認められなかった。以上の観察結果から、これらのクラックは地すべり性の開口亀裂の可能性が高いと考えられる。

上に記した i 地点から j 地点にかけての斜面一帯は、急峻な地形のため踏み込むことができなかった。国道 180 号線の北西方斜面一帯も、急峻な地形のため、現地調査ができなかった。さらに、その北西を通る道路に沿っての調査でも、地震断層の出現を示唆する地表面や人工構造物の変状は観察されなかった。

(2) 西伯森林公園北縁部 (第 2 図)

賀祥ダム堤体東端から S40° E 方向へ 600m の西伯森林公園北縁部 (第 2 図 a) で、N79° W 方向に作られた U 字溝が、5cm 左シフトしていた。さらにこの U 字溝は、コンクリート製雨水升に突き刺さり、継ぎ目の部分で 5cm 短縮していた。また U 字溝の南側に接するアスファルト製の幅 3m の道路は、U 字溝が左シフトする部分付近で、1～2cm ほど盛り上がっていた。ここから S20° E 方向の道路南縁部も、1～2cm ほど盛り上がり、地面との間に幅 4cm

の隙間ができていた。U字溝のシフトと短縮量から、 $N35^{\circ}W$ 方向への7cmの左ずれ変位が推算された。

この地点から賀祥ダムにかけての一带や、この地点の南東方面においても詳細な踏査を行ったが、地震断層の出現を示唆する地表面や構造物の変状は認められなかった。

4.2 区間2：緑水園付近（第2図）

賀祥ダムによって作られた緑水湖の西岸に建つ宿泊施設「緑水園」の南側に、地表面の断裂・変形が比較的多数観察された（第5図、第6図）。これらのうち、谷埋め堆積物や盛り土の上、それらと花崗岩との境界付近、および急斜面縁辺部に現れたものは、その分布と弧状の平面形などから、地すべりなどの斜面変動に伴うものと判断した。これらは、第6図にオレンジ色で示した。

一方、地震断層と判断した断裂は、花崗岩からなる尾根を人工的に切り取った地表面に現れ、直線状の平面形を持ち、数10cm～数10m程度の長さであった。これらは、第6図に紫色で示した。これらの断裂は、直線の上に連続・並走しながら、全体として幅20m、長さ200m、走向 $N60^{\circ}W$ の断裂帯を形成していた。この断裂帯は、人工的に切り取られた尾根地形を斜めに切る位置に現れたため、尾根の荷重沈下による重力性断層や地震断層に伴う二次的な断層（伏島，1997）ではないと判断された。

断裂の一部は、開口成分に加えて、垂直変位や水平変位成分を持っていたが、両者を正確に分離して計測することはできなかった。開口幅は1～2cm、最大15cmで、垂直変位が認められる場合、見かけ落差は1～2cm程度、最大30cmであった。垂直変位には、正断層変位によるもの、逆断層変位によるもの、および断裂を伴いながら片側に撓み下がるもの（写真3）があった。断裂には、そのジグザグ状の平面形態をパズル合わせのように復元することにより、走向隔離を読み取ることができるものもあった。それらの大部分は $N45\pm 20^{\circ}W$ 方向の左ずれ変位で、変位量は1～2cm、最大10cmであった。断裂は右雁行配列しているものが多く（写真3）、左ずれ水平変位が推測された。また、断裂が右ステップオーバー（Twiss & Moores, 1992）する箇所では、ごく小規模のプッシュアップ構造が、左ステップオーバーする箇所では、ごく小規模のプルアパート構造が観察され、これらからも左ずれの水平変位が推測できた。

この断裂帯が道路などと交差するところでは、人工構造物の破壊・変形が認められた。国道180号線から西へ分岐し $S45^{\circ}E$ 方向へ回り込む小道のアスファルト製路面（第6図a）は、右雁行亀裂を伴いながら、北東へ約2cm撓み下がっていた。この小道の西側のU字溝は、合計9カ所の継ぎ目の部分で0.1～4.2cm左オフセットし、その合計量は8.3cmであった。また、同じU字溝の7カ所の継ぎ目が0.1～0.6cm開口し、その合計量は1.9cmであった。これらの計測値から、 $N66^{\circ}W$ 方向への8.5cmの左ずれ変位が算出された。また、この小道の東側のU字溝も、複数の継ぎ目の部分で左オフセットし、開口していたが、圧縮破壊したり左回転したりした部材もあったため、変位ベクトルを算出することはできなかった。

この地点の東北東5mの切り土造成地（第6図b）では、 $N35^{\circ}E$ 方向のU字溝が10.5cm左シフトし、合計4カ所の継ぎ目の部分で0.1～0.4cm開口し、その合計量は0.8cmであった。これらの計測値から、 $N50^{\circ}W$ 方向への10.5cmの左ずれ変位が算出された。さらにこの地点の東南東15mの地点（第6図c）では、 $N20^{\circ}E$ 方向のU字溝も8.5cm左シフトし（写真4）、4カ所の継ぎ目で0.1～3cm開口し、その合計量は8.4cmであった。これらの計測値から、 $N25^{\circ}W$ 方向への12.1cmの左ずれ変位が算出された。

このU字溝の東側のコンクリート擁壁には、複雑に分岐屈曲した複数の亀裂が形成されていた。また、この擁壁の基部（第6図d）に作られた $N20^{\circ}E$ 方向のU字溝が9.5cm左シフトしていた。このU字溝は個々の部材が僅かずつ左回転しており、しかも一部の部材が破壊していたため、開口量や圧縮量を計測することはできなかった。

このU字溝の東側に接する国道180号線のアスファルト製路面の西縁には、長さ4m、開

口幅 4cm, 北落ち 2cm, 左オフセット 0.5cm の亀裂が形成されていた。路面のそのほかの部分は、わずかに波状変形しただけで、概ね原形をとどめていた。国道 180 号線東縁のコンクリート製縁石 (第 6 図 e) は、部材の継ぎ目ではなく破断面に沿って、2cm 左オフセットしていた。

切り土上に現れた断裂帯が国道 180 号線から東へ分岐する小道に交差する付近には、アスファルト路面に複雑な形態をもつ亀裂が多数形成されていた。これらの亀裂には、数 cm の左ずれ走向隔離や数 cm~30cm の見かけ落差が認められた。これらの亀裂は路面直下の地震断層の変位によって作られた可能性が高いと考えられるが、南方の急斜面に向かう斜面変動も複合的に関係している可能性がある。ここでは、正確な変位ベクトルを算出することはできなかった。この路面の亀裂群の西端付近 (第 6 図 f) では、コンクリート製の雨水升が座屈破壊していた (写真 5)。この雨水升の破壊前の形態を復元したところ、 $N77^{\circ} W$ 方向に 8cm 強の水平短縮を見積もることができた。

以上に記した断裂帯の北西方の山地斜面には、 $N55^{\circ} W$ 方向の明瞭なリニアメントが約 1km 続く。その周辺で詳細な踏査を行ったが、地震断層の出現を示唆する地表面や人工構造物の変状は観察されなかった。また、断裂帯の東南東延長方向に当たる緑水湖の東岸においても調査を行ったが、斜面変動に起因する亀裂以外は見出されなかった。

4. 3 区間 3 : 信頼橋周辺 (第 2 図)

国道 180 号線を緑水園から 250m 南下すると、信頼橋に至る。この橋の周辺では、地表面の断裂や人工構造物の変形・破壊が多数観察された。このうち、信頼橋から国道を 50m 南下した地点を $N55^{\circ} W$ の方向に横切る直線に沿って現れた人工構造物の変形・破壊は、地震断層に起因するものと判断された (第 5 図, 第 7 図)。

国道から西方へ分岐する小道の、信頼橋から西へ 140m の地点 (第 7 図 a) で、次のような破壊を見出した。まず、道路の西側のコンクリート製縁石と U 字溝には、幅 0.5~2cm の開口亀裂が生じていた。また幅 3.5m の道路のアスファルト製路面には、二本の亀裂が生じていた。北側の亀裂は、道路と直交する方向の西側部分のみが開口 (4cm) および左オフセット (3cm) し、途中から直角に折れ曲がっていた (写真 6)。南の亀裂の東側部分は、6cm 開口すると共に、1.5cm 右オフセットしていた。また、その西側部分は、北側のアスファルトが南側に対して乗り上げ、0.5cm 隆起していた。これらの観察事実は、路面の亀裂に挟まれたブロックが、開口しながら反時計回りに回転したことを示している。そしてこの開口と回転は、左ずれ断層の変位によって生じたと推測される。この左ずれ断層の走向は、他の破壊地点を連ねた直線方向である $N55^{\circ} W$ に近いと思われる。開口量の合計から、 $N55^{\circ} W$ 走向の断層に沿う左ずれ変位量を推計すると、14.5cm となる。

緑水湖に注ぐ川の南東岸の草地 (第 7 図 b) で、走向 $N55^{\circ} W$ 、長さ 1.8m、幅 15cm の直線状の開口断裂を確認した。これは地震断層の可能性はあるが、対岸では断裂の延長部を見出すことはできなかった。一方、断裂の東側の護岸 (第 7 図 c) には、様々な破壊が観察された。まず、 $N53^{\circ} W$ および $N40^{\circ} W$ 方向の部材の継ぎ目 2 カ所には、4cm と 6cm の北落ち変位、4cm と 0.5cm の開口、 2 ± 1 cm の左オフセットが生じていた。また、 $N38^{\circ} W$ 方向の U 字溝と護岸との境界に、幅 2cm の隙間が生じていた。さらにこの U 字溝が繋がる雨水升が破壊していた。

これらの破壊地点から $S55^{\circ} E$ 方向へ 19m の地点 (第 7 図 d) では、 $N50^{\circ} E$ 方向の U 字溝が 13cm 左シフトしていた。また 1 カ所の継ぎ目が 1.5cm 開口していた。これらの計測値から、 $N34^{\circ} W$ 方向への 13.5cm の左ずれ変位が算出された。さらにこの地点から $S55^{\circ} E$ 方向へ 16m の地点 (第 7 図 e) では、 $N13^{\circ} E$ 方向のコンクリート製縁石が 5cm 左シフトしていた。また合計 4 カ所の継ぎ目で 0.1~1cm 開口し、それらの合計幅は 2.1cm であった。これらの計測値から推算される変位は、 $N56^{\circ} W$ 方向への 5.4cm の左ずれである。この縁石の東側の、幅 2m の歩道のアスファルト製路面には、2 本の開口亀裂が認められた。北側の亀裂は西側のみ

が開口し（幅2cm）、南側のものは東側のみが開口（幅2cm）していた。このことから、両端の亀裂に挟まれたブロックが、開口しながら左回転したと考えられる。さらにこの歩道の東側のコンクリート製縁石は、10cm左シフトしていた（写真7）。また合計3カ所の継ぎ目で0.1～2.5cm開口し、それらの合計幅は5cmであった。これらの計測値から、N53°W方向への11cmの左ずれ変位が算出された。この縁石の東側に接する、国道180号線のアスファルト製路面には、多数の亀裂が形成されていた（第7図）。その開口幅は0.1～4.5cm、長さ数cm～数mで、0.5～1.5cmの左オフセットが計測できるものもあった。また一部のものは、右雁行状に配列しており、このことから左ずれ変位が推定できた。国道の東側の縁石、歩道、U字溝にも幅数cmの亀裂や開口が複数認められたが、これらの計測値から変位ベクトルを求めることはできなかった。

国道の東側に作られた公園の、アスファルト製歩道とコンクリート製階段（第7図f）とは、それらが接するN45°W方向の境界に沿って、約12cm左オフセットしていた（写真8）。このオフセットの結果、歩道や階段に開口亀裂、プレッシャーリッジ、波状変形などが生じていた。さらにもともとN45°Eの方向であったと思われるコンクリート製縁石が、約10cm左シフトしていた（写真8）。

この公園の歩道の西側の法面には、断裂群が形成されていた。それらの開口幅は0.3～2.5cm、長さ数10cmで、一部の断裂には0.5～1cmの南落ち落差、1cmの左オフセットが確認できた。断裂は全体として右雁行配列しており、このことから左ずれ変位が推定される。またこの歩道の南東の崖では、地震断層露頭が観察された（写真9）。断層の走向・傾斜はN50°W・70°Nであり、14cmの左ずれ走向隔離とほぼ水平の条線を確認した。

この露頭の東南東に残された廃道（第7図g）のアスファルト製路面には、何らの変状も認めることはできなかった。しかし廃道の南縁部のアスファルトは、スラスト（低角逆断層）状に南方へせり出していた。そしてこのせり出しによって、南北方向に 15 ± 5 cmの短縮が生じたと推計できた。このスラスト状のせり出しは、地震断層の左ずれ変位によって、廃道が左回転したことによって生じたものと思われる。

この廃道の南側の地表面には、多数の断裂が認められた（写真10）。これらの断裂のなかには、地震時に緑水湖の水際や水面下で生じ、その後の水位低下によって観察が可能になったものも多い。また大部分の断裂は、水面下や水際の斜面で最近数年以内に堆積した非常にルーズな堆積物上に形成されている。以上のことから、これらの断裂の多くは、地震に伴う斜面変動や液状化によって生じた可能性が高いと考えられる。特に、弧状の平面形を持つものは、明らかに斜面変動によるものである。しかし、一部の断裂は数cmの左ずれ走向隔離や逆断層変位を伴うと共に、直線状で右雁行配列し、上述した一連の破壊地点の延長上に位置する。このような特徴から、これらは地震断層の可能性があると判断した。

以上に記した断裂群と人工構造物の破壊地点の西北西付近には、N45～55°W方向の複数のリニアメントが分布している。それらの周辺で詳細な踏査を行ったが、地震断層の出現を示す地表面や人工構造物の変状は認められなかった。また、東南東方向の緑水湖の東岸においても調査を行ったが、こちらでも地震断層と考えられる地表面の断裂などは観察されなかった。

4. 4 区間4：大河内集落から笹畑集落・鎌倉山にかけての地域（第2図）

（1）大河内集落付近（第2図）

大河内集落の南西側には、法勝寺川に沿って、N53°W方向に国道180号線が走っている。この国道の南西縁に作られたコンクリート製の平坦面（第2図b）に、圧縮破壊が生じていた。また、この道の北東縁のアスファルト製歩道（第2図c）の、大河内橋付近までの150mの区間には、歩道の延長方向とほぼ直交する走向の開口亀裂が合計6本形成されていた。亀裂同士の間隔は5m～50mであり、亀裂の開口幅は0.2～0.5cmで、合計2.3cmであった。また歩道と国道の境界のコンクリート製縁石の継ぎ目も、2カ所で開口し、その幅は0.5mmお

よび 1.5mm であった。亀裂の走向は法勝寺川の流下方向と直交するので、川岸における斜面変動によってこれらの亀裂が作られたとは考えにくい。また歩道は、 $N53^{\circ}W$ 方向に $1\sim 2^{\circ}$ 傾斜しているに過ぎないので、この方向への斜面変動も考えにくい。歩道直下で、歩道とほとんど同じ方向 ($N53^{\circ}W$) に走る地震断層が変位したことによって、これらの亀裂が作られた可能性が高い。大河内集落～笹畑集落間では、目視できる地表変位は確認できなかった。

(2) 笹畑集落付近 (第 8 図)

震央のほぼ直上の笹畑集落付近から、南東に約 1km の範囲では、国道 180 号線に沿う数カ所で、地震断層の変位に起因すると思われる、道路や構造物の破壊・変形が認められた。笹畑集落北部で国道から北東方向へ分岐する旧道 (第 8 図 a) では、アスファルト製路面およびコンクリート製路面に、 $N62^{\circ}W$ の走向を持つ亀裂が現れた。この亀裂は、開口幅 $1\sim 1.5\text{cm}$ で、5cm の左オフセットを伴い、コンクリート製路面の一部 (約 $1\text{m}\times 2\text{m}$) を左回転させていた。笹畑集落内にも、小規模ながら雁行圧縮変形 (第 8 図 b) や左横ずれを示す雁行亀裂 (第 8 図 c) が観察されたが、連続性に乏しく、集落内で変位が分散している可能性がある。

さらに笹畑の南西で国道に交わる、幅 5m 方向 $N7^{\circ}W$ の旧道の路面 (第 8 図 d) には、開口亀裂が観察された (写真 11)。亀裂は道路を横切る方向に延び、約 3m 間隔で平行に 3 本認められた。最も北側の亀裂は北西側のみが開口 (幅 14cm)、中央のものはやや左横ずれを伴って平行に開口 (幅 7cm)、最も南側のものは南東側のみが開口 (幅 10cm) していた (第 8 図)。これらの観察事実は、両端の亀裂に挟まれたブロックが、開口しながら反時計回りに回転したことを示している。そしてこの開口と回転は、道路の延長方向から反時計回りに 30° 程度の方向に延びる、左ずれ断層の変位によって生じたと推測される。左横ずれ変位量は、開口量の合計値である 21cm よりもいくらか大きな値であろう。

この地点の約 40m 南東 (第 8 図 e) では、国道脇の歩道のアスファルト路面とコンクリート製の縁石、歩道の側溝 (コンクリート製 U 字溝) がそれぞれ短縮し、破壊していた (写真 12, 13)。短縮量はそれぞれ 22cm, 35cm, 29cm である。さらに約 600m 南東の国道沿い (第 8 図 f) では、国道のアスファルト路面を横切る開口亀裂が数本認められたほか、歩道の縁石や国道に沿って流れる法勝寺川の護岸が数カ所で開口しているのが確認された。開口量は、目視できる亀裂についてのみ合算した値で、歩道の縁石が 22cm、川の護岸が 24cm である。

この地点の南東の国道から分岐する旧道の路面 (第 8 図 g) に、圧縮変形が見られた。さらに南東延長の山間部についても詳細な調査を行ったが、鎌倉山の北西 250m の稜線上までの間では、地震断層と考えられる地表面の断裂などは認められなかった。

(3) 鎌倉山山頂北西の尾根 (第 9 図・第 10 図)

鎌倉山山頂から 250m 北西に位置する尾根上で、断裂群が見出された。断裂群は、北北西-南南東方向に、約 170m 追跡できた。観察された断裂は、北西-南東から北北西-南南東の走向を持ち、全体として右雁行配列しながら、断裂帯を作っていた。計測できた走向隔離は、左ずれ数 cm から最大値は 16cm であった。断裂の開口幅・落差ともに、5cm 未満の地点が多い。断裂が左屈曲・左ステップオーバー (Twiss & Moores, 1992) する箇所では、 $5\sim 10\text{cm}$ の開口や落差 (写真 14) が認められ、プリアパート構造等の引張性の構造 (写真 15) が形成されていた。一方、断裂が右屈曲・右ステップオーバーする箇所では、開口はほとんど認められず、最大落差 20cm のオーバーハングする崖 (写真 16) や地表面の撓み、プレッシャーリッジなどの圧縮性の構造が観察された。以上の観察事実から、これらの断裂では左ずれ変位が卓越すると考えられる。また、末端の一部を除いて、斜面の最大傾斜方向への垂直変位は認められないことから、これらの断裂群は地すべりなどの斜面変動に付随するものではないと考えられる。さらに、尾根地形を斜めに切る位置に現れ、ほぼ直線的な平面形を持つことから、尾根の荷重沈下による重力性断層や地震断層に伴う二次的な断層でもない判断される。

これらの断裂群の南東延長部においても踏査を行ったが、鎌倉山山頂で見出した重力性開口断裂以外は、目視できる地表面の断裂や変位は確認できなかった。

4. 5 区間5：鎌倉山の北斜面（第2図）

鎌倉山の北斜面の、 $N37^\circ W$ 方向に約700mにわたって並ぶ4地点で、アスファルト製路面の変形・破壊が認められた（第2図）。金山の最も南側の集落の、 $N33^\circ E$ 方向のアスファルト製路面（第2図d、写真17）に、4本の開口亀裂が現れた。最も北側の亀裂は、北西側のみ1.5cm開口し、1cm左オフセットしていた。その南側のものは南東側のみが3.5cm開口し、2.5cm左オフセットしていた。このことは、両端の亀裂に挟まれたブロックが、開口しながら反時計回りに回転したことを示している。また、最も南側の亀裂は南東側のみ5cm開口し、1.5cm左オフセットしていた。その北側のものは北西側のみが4cm開口し、2.5cm左オフセットしていた。したがって、これらの亀裂に挟まれたブロックも、開口しながら反時計回りに回転したと考えられる。また路面の両縁に引かれた白線は、 20 ± 3 cm および $27 +$ cm 左シフトしていた。これらの計測値から、 $N14 \sim 27^\circ W$ またはそれより西への、23.5～31.5cm またはそれ以上の左ずれ変位が推定される。

さらに道路の西側のU字溝は、継ぎ目の部分の4カ所で、0.5～7.5cm、合計11.5cm開口していた。また継ぎ目の部分の3カ所で、0.5～1.3cm、合計2.8cm左オフセットしており、全体としては24cm左シフトしていた。この計測結果からは、 $N25^\circ W$ 方向への28.5cmの左ずれが推算される。

この地点から $S37^\circ E$ 方向に300m離れた地点（第2図e）の、 $N30^\circ E$ 方向のアスファルト製道路にも同様の4本の亀裂が形成され、亀裂に挟まれたブロックの左回転が読み取れた。開口幅の合計は19cmであり、道路に引かれた白線の左シフトは 25 ± 5 cmであった。これらの計測値からは、 $N16 \sim 29^\circ W$ 方向への29～35cmの左ずれ変位が見積もられる。

さらにこの地点と稜線を挟んで南東へ50mほど離れた地点（第2図f）の、 $N3^\circ E$ 方向のアスファルト製道路にも、5本の亀裂が形成され、これらに挟まれたブロックの一部が、開口しながら反時計回りに回転したことが確認された。路面の開口幅の合計は28.5cmであり、道路に隣接するU字溝の開口幅の合計は32.8cmであった。開口幅の合計から、 $N37^\circ W$ 走向の断層に沿う左ずれ変位量を推計すると、36.5cm および 43cm となる。

この地点から $S37^\circ E$ 方向にさらに240m離れた地点（第2図g）の、 $N60 \sim 70^\circ W$ 方向のアスファルト製道路も、変形を被っていた（写真18）。この変形は、道路に直交する方向の左雁行状の短縮変形と、道路に平行な方向の開口亀裂の組み合わせで構成され、道路に時計回りに斜交する断層の左横ずれ変位によるものと推定される。道路中央の亀裂の開口量は数cm以下、左雁行する短縮変形の短縮量の合計は、35cm～40cm程度であった。この合計した短縮量が、左横ずれ量にほぼ相当するものと推定される。

なお、これらの変形が見られた4地点は、北西-南東方向に延びるリニアメント上に位置している。このリニアメントに沿って、上述の4地点の北西および南東延長部の踏査を行ったが、地震断層の出現を示唆する地表面の断裂や人工構造物の変状は認められなかった。

5. まとめと考察

5. 1 調査結果のまとめと地震断層としての評価

鳥取県西部地震の本震震央近傍において、地震に伴う斜面変動や液状化現象では説明が困難な地表面の断裂および人工構造物の破壊・変形を確認した。これらの地表断裂および人工構造物の破壊・変形が観察された地点は、余震域の延びの方向と調和的に、北西-南東方向に直線状に配列し、このような線状配列が本震震央の北西側約4km、南東側約2km、幅1km強の帯状の地域に5つ認められた（第1図、第2図）。地表面の断裂は $N40 \pm 25^\circ W$ の走向をもち、数cm～10数cmの左横ずれ走向隔離を伴っていた。また、左屈曲部の引張性構造や右屈曲部の圧縮性構造などの、左横ずれ変位を示唆する様々な構造が認められた。一方、構造物の破壊・変形の解析からは、その原因と考えられる構造物直下の断層の変位ベクトルとして、

N40±25° W 方向への数 cm〜40cm の左横ずれ変位が求められた (第 2 図)。このような変位の向きとセンスは、地震学的に求められた震源の破壊機構 (例えば岩田ほか, 2001) と一致する。このような観察および解析結果から、著者らは、上述のような地表断裂を地震断層と判断し、人工建造物の破壊・変形はその直下の地震断層の変位に起因すると考えた。

本研究で示した地震断層の位置と変位は、鷺谷ほか (2001) によって報告された GPS 連続観測や水準測量の結果、並びにそれらに基づく静的断層モデルと調和的である。また、矢来ほか (2001) による干渉 SAR 解析による地殻変動パターンともよい対応を示す。さらに、地震断層の直近またはその延長上で観測されたトラップ波 (西上ほか, 2001; 桑原ほか, 2001) は、震源断層の地表への延長として、今回の地震断層が出現したことを強く示唆している。

5. 2 地震断層調査の限界

以上に述べたように、地震後の一連の調査によって、地震断層を見出すことができた。しかし、地表面の断裂や人工建造物の破壊・変形は非常に小規模かつ断片的であり、切り土造成や道路の存在などの好条件の結果、見出されたと言っても過言ではない。つまり、このような好条件下にない場所では、実際には出現していた地震断層が認識されていない可能性がある。さらに、震源域の大部分が急峻な山地であることから、踏み込むことのできなかつた範囲も広く、そこに現れた地震断層が見逃されている可能性もある。今後も調査の努力を続ける必要があることは言うまでもないが、それ以上に、得られたデータが網羅的なものではないことを理解した上で、議論を行う必要がある。

5. 3 地震断層の特徴

(1) 長さ

本研究で確かめられた地震断層の長さ (地震断層の出現が確認された帯状地域の長さ) は約 6km であった。さらに、井上ほか (2001) によって地震断層とされた導水管の変形地点 (第 1 図 a, b) にまで、この地震断層が延びると考えれば、全体の長さは 11km に及ぶことになる。これらの長さは、松田 (1975) の示した地震断層の長さとの経験式から算出される、 $M_j=7.3$ 地震の地震断層の長さ (約 30km) の、それぞれ 4 分の 1 以下、2 分の 1 以下である。但し松田は、それまでに記載された地震断層の長さとの経験式に関する散布図に基づいて、この経験式を作成しており、その散布図に示された両者の関係にはかなりのばらつきが含まれている。松田は経験式の作成を目の目で半定性的に行ったため、ばらつきの定量的評価はできないが、上に示したいずれの断層長も、松田 (1975) の散布図に示されたばらつきの範囲には含まれる。

(2) 変位量

地震断層の変位量は、今回の地震の規模から期待される量に比べ、かなり小さなものであった。松田 (1975) は上記と同様の方法で、地震断層の変位量とマグニチュードとの経験式を示している。本研究により求められた個々の地震断層の変位量は、この式から算出される変位量 (約 2.4m) の 4 分の 1 以下であり、この式の基礎となった散布図に示されたばらつきの範囲にも含まれない。また、本研究で得られた個々の地震断層の変位量は、地震学的に求められた地表付近におけるすべり量 (例えば岩田ほか, 2001) や、測地学データに基づく静的断層モデル (鷺谷, 2001) から期待される変位量の、数分の 1 に過ぎなかった。

(3) 平面形

既述のように、地震断層が観察された地点は、1つの直線にのる訳ではなく、平行する複数の直線にのっており、この分布パターンから、長さ 200m〜3km の 5 つの地震断層区間が推定された (第 2 図)。平行する複数の地震断層が現れたことは、地震の規模に比べて変位量が小さかったことと関連があると思われる。平行する複数の地震断層を一つの地震断層帯として捉え、個々の断層の変位量を、帯の短軸方向へ足し合わせると、その量は 1m に近づき、

Mj=7.3の地震により見合う量となる。即ち、今回の地震では、地震断層は1本の断層線として現れたのではなく、1km強の幅をもつ断層帯として現れたと捉えることができよう。杉山ほか(2001)は、成熟度の低い活断層の活動によって今回の地震が発生したという考え方を提示している。堀川(2001)も、震源の深さの検討から、同様の見解を示している。複数の短い剪断割れ目が、活動の繰り返しと共に一つの長い断層に成長していくという考え方は、断層の発達過程として広く受け入れられている(例えば小出ほか, 1979)。並走する複数の地震断層からなる地震断層帯という本調査の結果は、堀川や杉山らの説を支持するように思えるが、今後、地形・地質、地震、測地などの様々なデータに基づく、より詳しい検討が望まれる。

(4) 活断層地形

今回の地震の余震域には、活断層の存在が確認されていない。余震域周辺には、活断層研究会(1991)、山内・岡田(1997)、および200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ(2000)によって推定活断層が示されているが、その付近には、地表面の断裂や人工構造物の破壊・変形は確認されなかった。これらの点から、今回の地震を、「活断層でおこらなかった地震」または「未知の活断層で発生した地震」(島崎, 2001)とする見解もある。一方、井上ほか(2001)は、地震後に震源域とその周辺地域の空中写真判読を行い、不明瞭ながらも活断層を見出すことは可能であったとしている。いずれにせよ、Mj=7.3の地震を起こす活断層として期待されるような、明瞭な活断層地形が震源域に存在しているとは言い難い。ひるがえって、今回の地震で生じた地震断層に沿って、今回と同程度の変位が繰り返し生じた場合、明瞭な活断層地形が形成されるであろうか。たとえ短い再来間隔を考えたとしても、そのような可能性は低いと思われる。即ち、断層変位が数本の断層線に分散し、個々の断層線での変位量が数10cm程度以下となる場合、断層活動の繰り返しによっても明瞭な断層変位地形を作ることは難しいのではないだろうか。

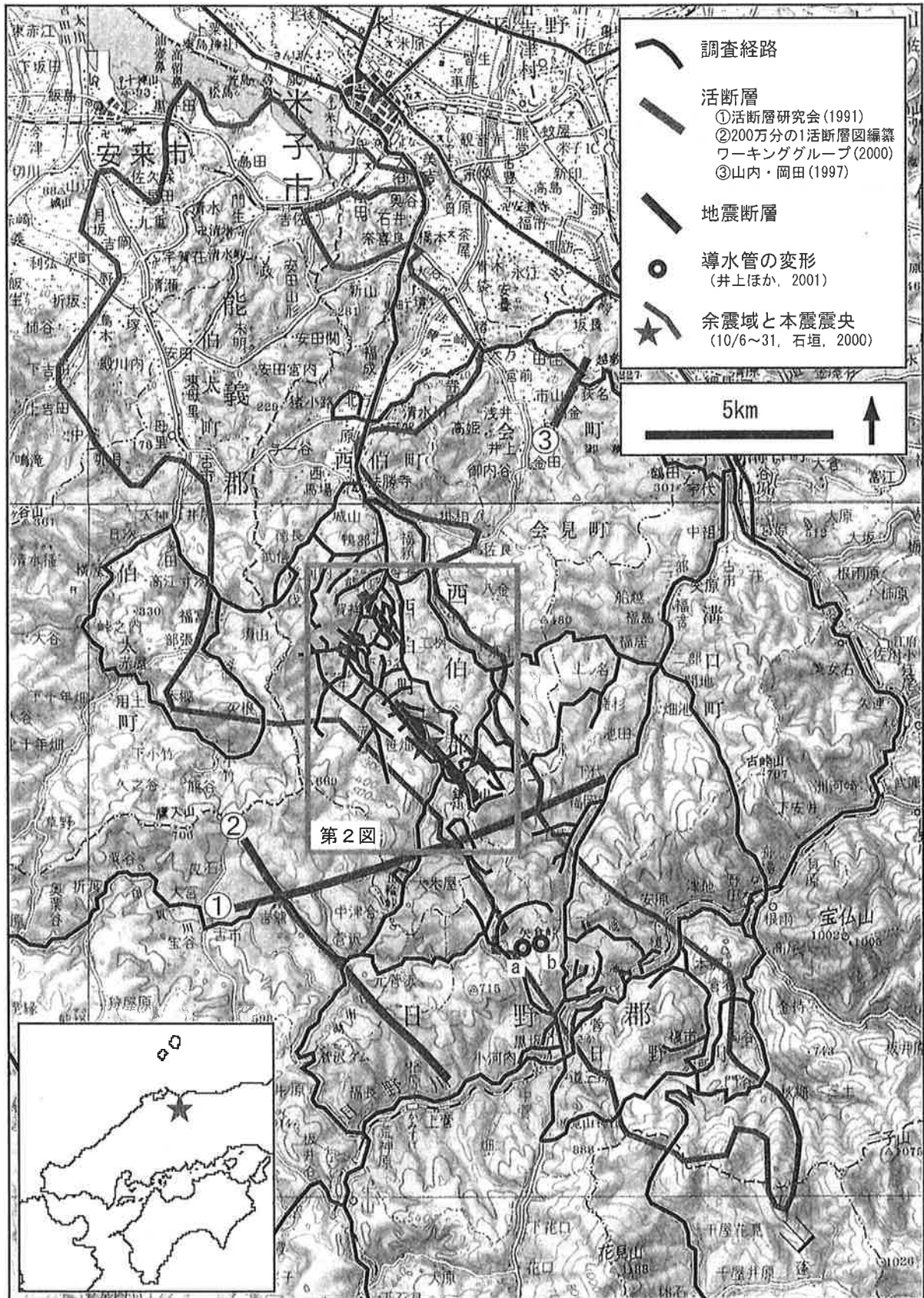
文 献

- 栗田泰夫・水野清秀(1998) 1万分の1兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップ-野島・小倉および灘川地震断層-および同説明書。地質調査所, 74p.
- 堀川晴央(2001) 2000年鳥取県西部地震の震源の深さの検討。地球惑星科学関連学会 2001年合同大会予稿集, S3-P002.
- 伏島祐一郎(1997) 野島断層周辺の斜面に生じた小規模な断層地形。活断層研究, no. 16, 73-86.
- 井上大榮・上田圭一・宮腰勝義・宮脇明子(2001) 2000年鳥取県西部地震の位置と規模は事前に評価可能か?(その1)―震源域周辺の断層変位地形―。地球惑星科学関連学会 2001年合同大会予稿集, S3-P014.
- 石垣祐三(2000) 平成12年(2000年)鳥取県西部地震。気象, 44, no. 12, 34-39.
- 岩田知孝・関口春子・三宅弘恵・松本康弘・宮腰研・入倉孝次郎(2001) 強震動記録からみた2000年鳥取県西部地震の震源過程。京都大学防災研究所ほか編「地震災害軽減のための強震道予測マスターモデルに関する研究」平成12年度科学技術振興調整費研究成果報告書, 66-74.
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層―分布図と資料。東京大学出版会, 437p.
- 桑原保人・今西和俊・伊藤久男(2001) 2000年鳥取県西部地震(M7.3)の地震断層のトラップ波観測。地球惑星科学関連学会 2001年合同大会予稿集, S3-016.
- 小出 仁・山崎晴雄・加藤碩一(1979) 地震と活断層の本。国際地学協会, 123p.
- 松田時彦(1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について。地震, 2, 28, 269-283.
- 西上欽也・水野高志・吉井弘治(2001) 破碎帯トラップ波の観測による2000年鳥取県西部地震の断層構造の推定。地球惑星科学関連学会 2001年合同大会予稿集, S3-015.

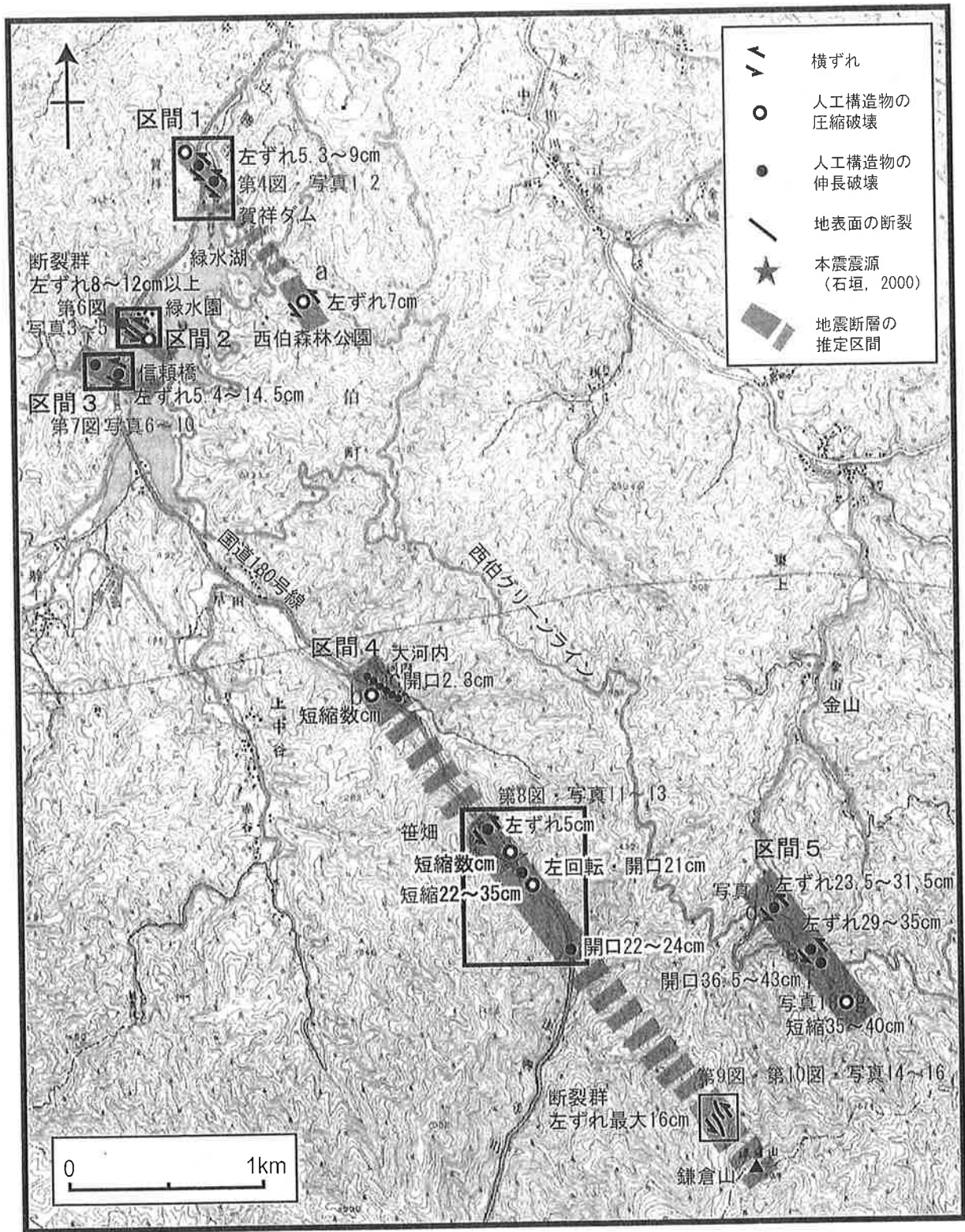
- 鷺谷 威・福山英一・William L. Ellsworth (2001) 2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル. 地球惑星科学関連学会 2001年合同大会予稿集, S3-008.
- 関口春子・岩田知孝・杉山雄一・伏島祐一郎・堀川晴央 (2001) 2000年鳥取県西部地震の震源過程と地震発生の場合. 地球惑星科学関連学会 2001年合同大会予稿集, S3-006.
- 島崎邦彦 (2001) 活断層で起こらなかった2000年鳥取県西部地震. 日本地震学会ニュースレター, 12, no. 5, 52.
- 杉山雄一・関口春子・堀川晴央・伏島祐一郎・吉岡敏和 (2001) 地表地震断層調査の結果と提起された問題. 京都大学防災研究所ほか編「地震災害軽減のための強震道予測マスターモデルに関する研究」平成12年度科学技術振興調整費研究成果報告書, 56-65.
- Twiss, R. J. and Moores, E. M. (1992) *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company, New York, 532p.
- 山内靖喜・岡田龍平 (1997) 米子市南方で新たに見つかった活断層. 地球科学, vol. 51, 133-145.
- 山崎晴雄・小出仁・佃 栄吉 (1979) 「1978年伊豆大島近海地震」の際現れた地震断層. 地質調査所特別報告, no.7, p.7-35, 12pl.
- 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. 活断層研究, no. 19, 添付地図.
- 矢来博司・村上 亮・飛田幹男・中川弘之・藤原 智 (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年合同大会予稿集, S3-P020

成果の公表

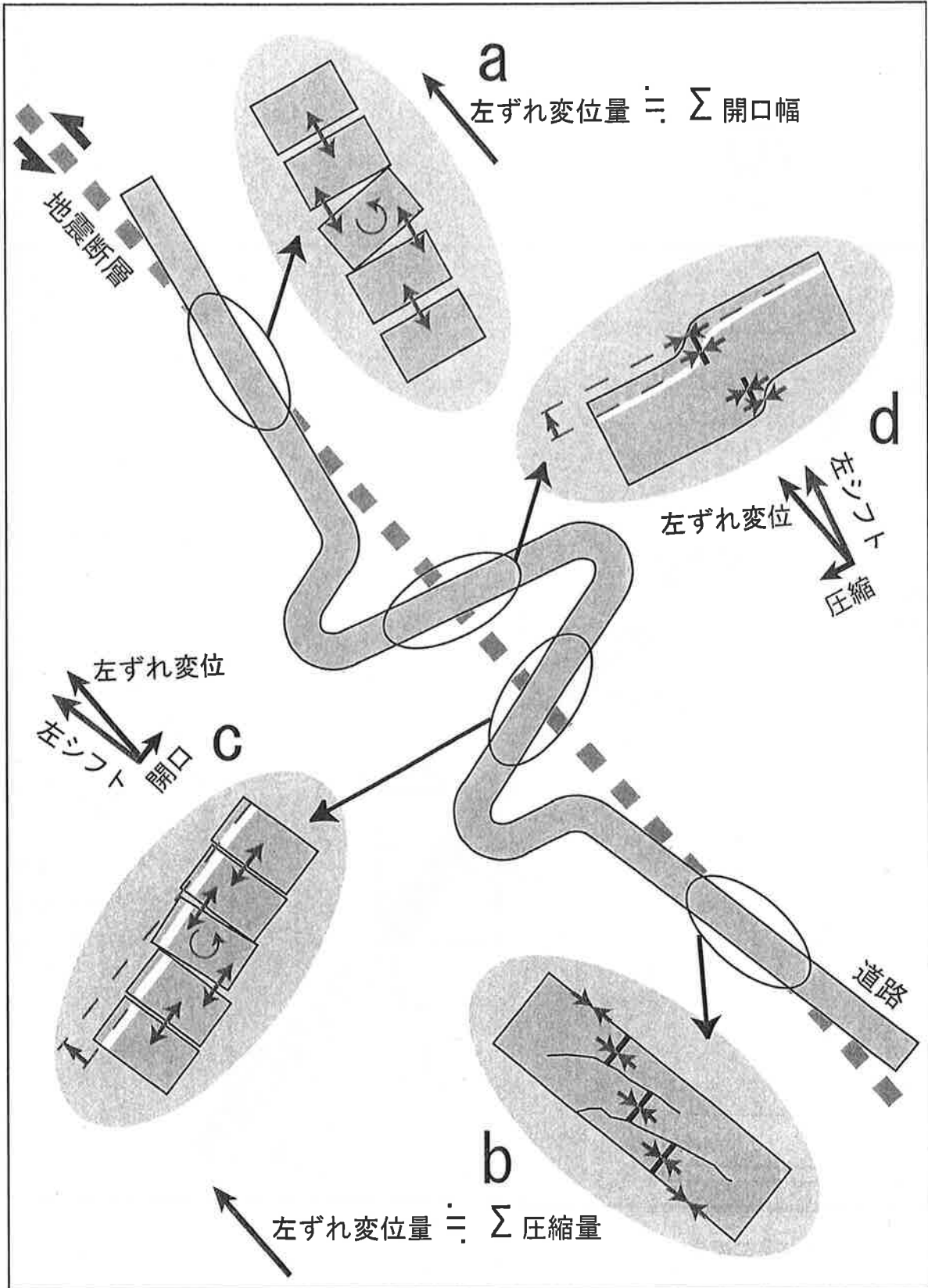
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・井村隆介・小松原 琢・宍倉正展 (2000) 2000年10月6日鳥取県西部地震の際に生じた地表の変位. 北淡活断層シンポジウム 2001 発表要旨集, 63-64.
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・小松原 琢・佐々木俊法・井村隆介 (2001) 2000年鳥取県西部地震の地表地震断層. 地球惑星科学関連学会 2001年合同大会予稿集, S3-P016.
- 吉岡敏和 (2001) 2000年鳥取県西部地震では地表に地震断層は出現したか—緊急現地調査の結果について—. 日本地震学会広報紙ないふる, no. 23, 5.
- 吉岡敏和・伏島祐一郎・水野清秀・小松原 琢・井村隆介 (2000) 2000年10月6日鳥取県西部地震に伴う地表変位. 日本地震学会 2000年度秋季大会ポスターセッション緊急発表.
- 吉岡敏和・水野清秀・井村隆介・伏島祐一郎・小松原 琢 (2000) 2000年10月6日鳥取県西部地震に伴う地震断層の緊急調査. 地質ニュース, no. 555, 7-11.



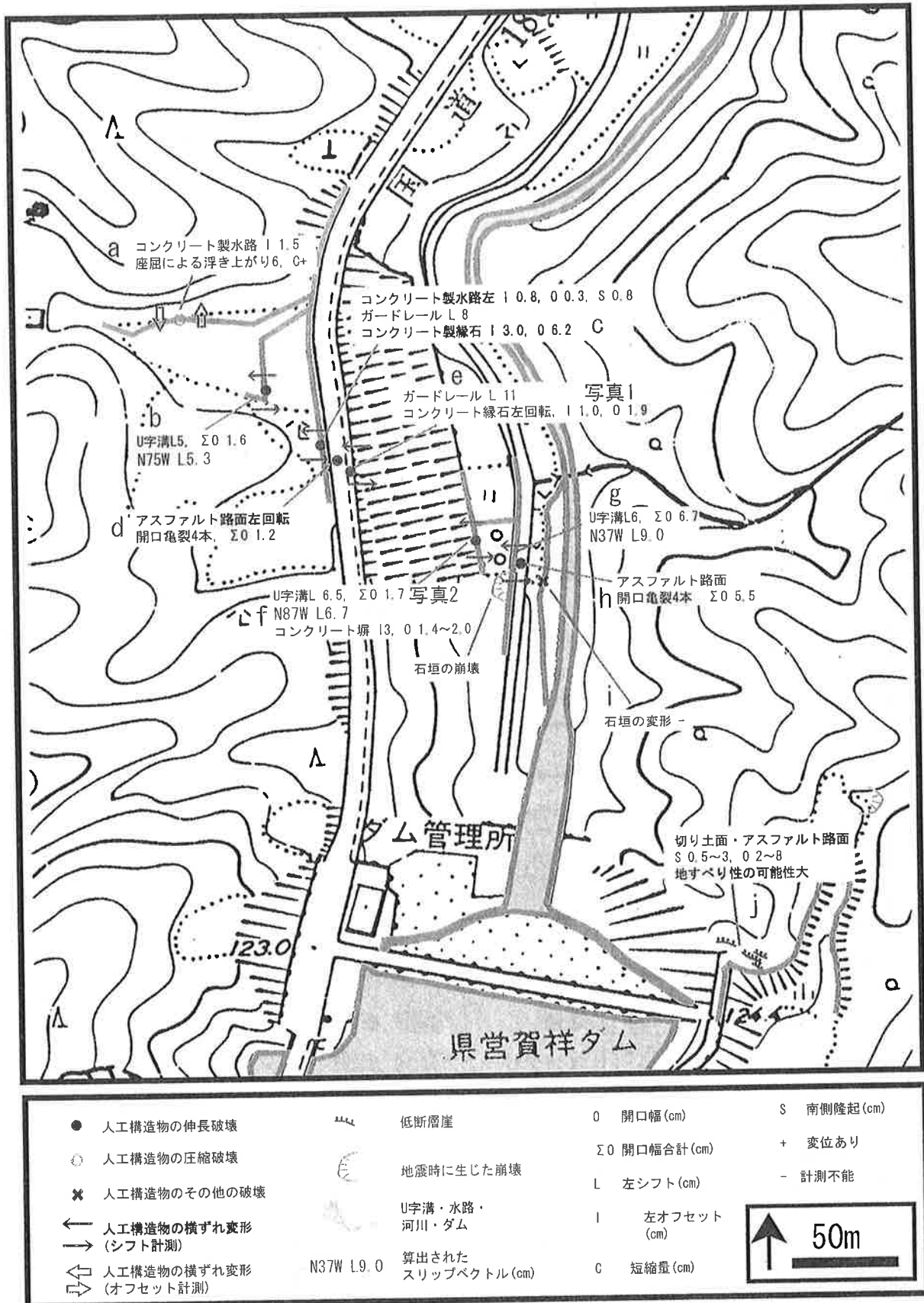
第1図. 調査地域の概要と調査経路. 国土地理院発行20万分の1地勢図「松江および高梁」を使用.
 Fig. 1. Locality map of the study area.



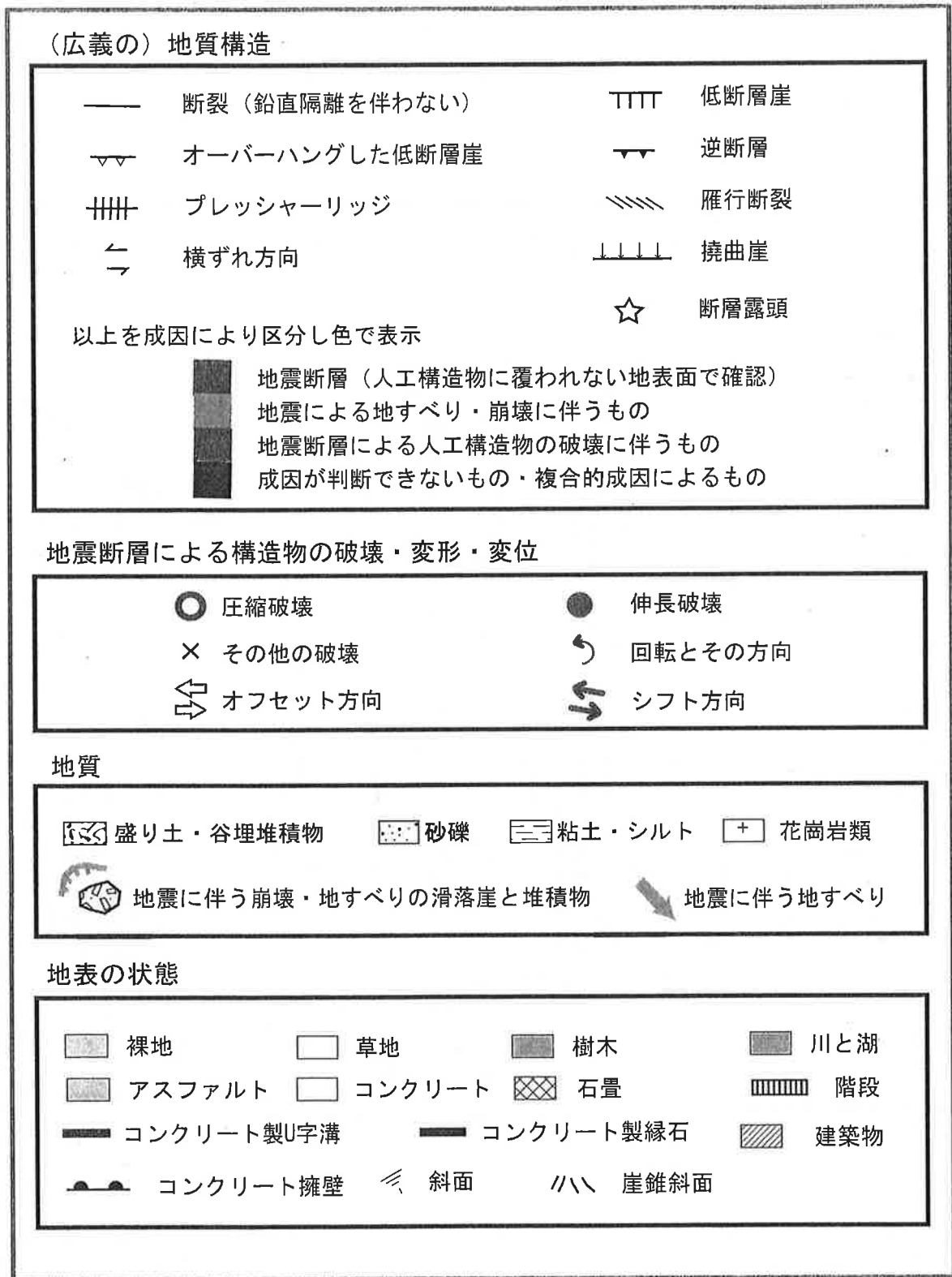
第2図. 調査結果の概要. 国土地理院発行2万5千分の1地形図「井尻」を使用.
 Fig. 2. Map showing the outline of the results of our investigation.



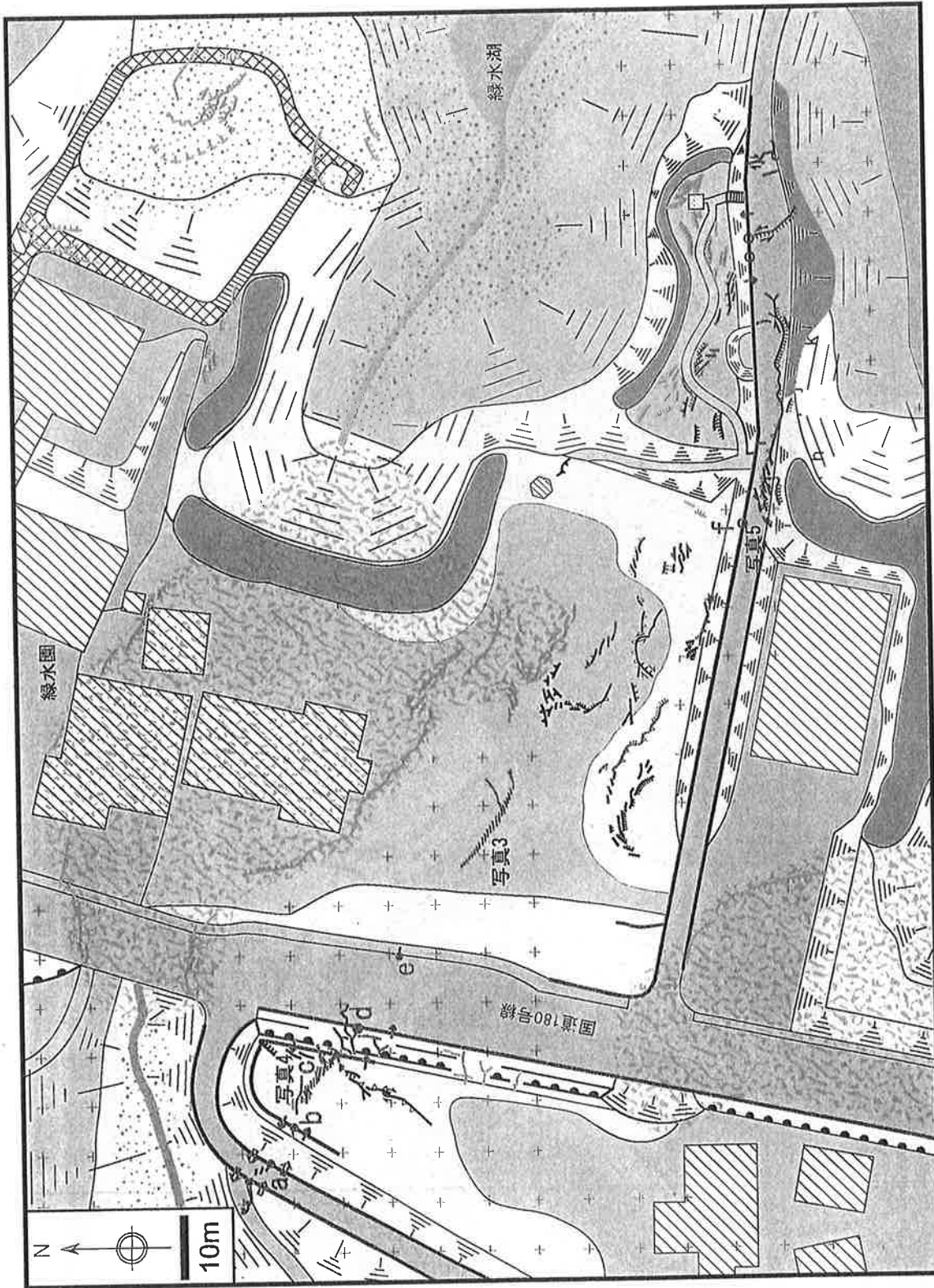
第3図. 人工構造物の変形・破壊パターンに基づく水平変位ベクトルの算出方法.
 Fig. 3. Methods for calculating horizontal displacement vectors from deformation patterns and destruction of artificial structures.



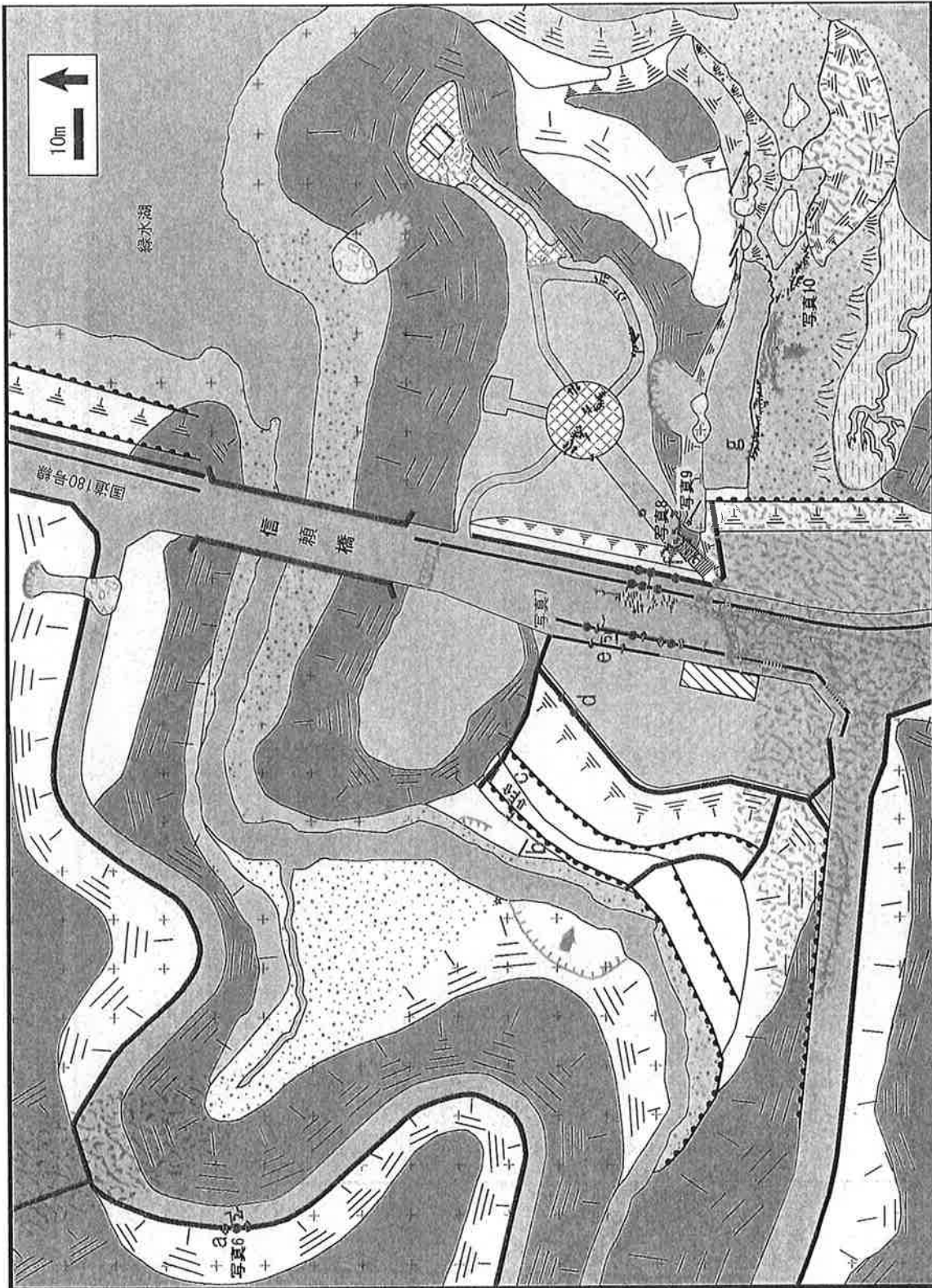
第4図. 賀祥における調査結果. 西伯町発行5千分の1西伯町全図を使用.
Fig. 4. Map showing the outline of our investigation at Kasyoh.



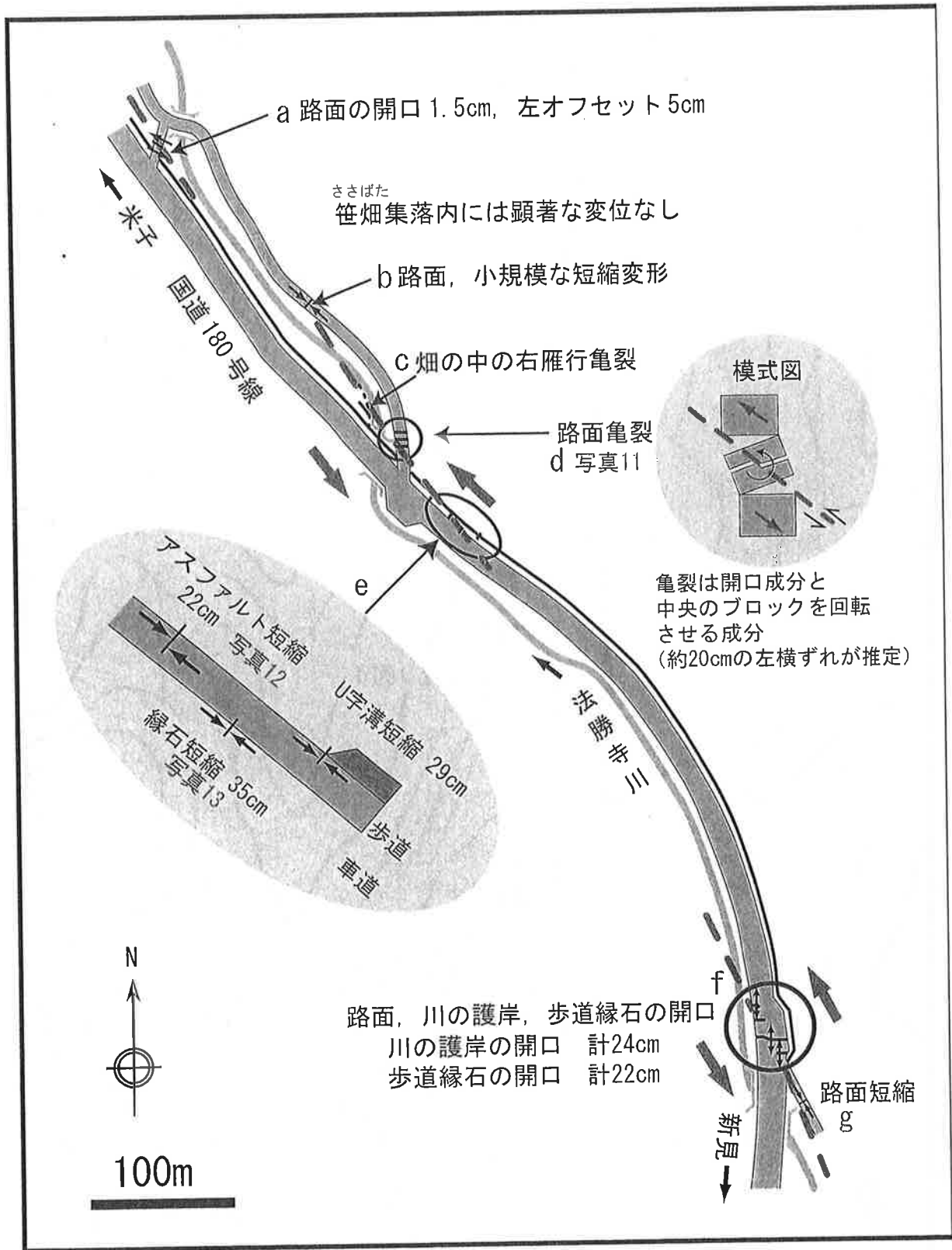
第5図. 第6図と第7図の凡例.
Fig. 5. Key for Fig. 6 and Fig. 7.



第6図. 緑水園付近における調査結果. 凡例は第5図参照.
Fig. 6. Detailed map showing the result of our investigation at Ryokusui-en. See Fig. 5 for key.

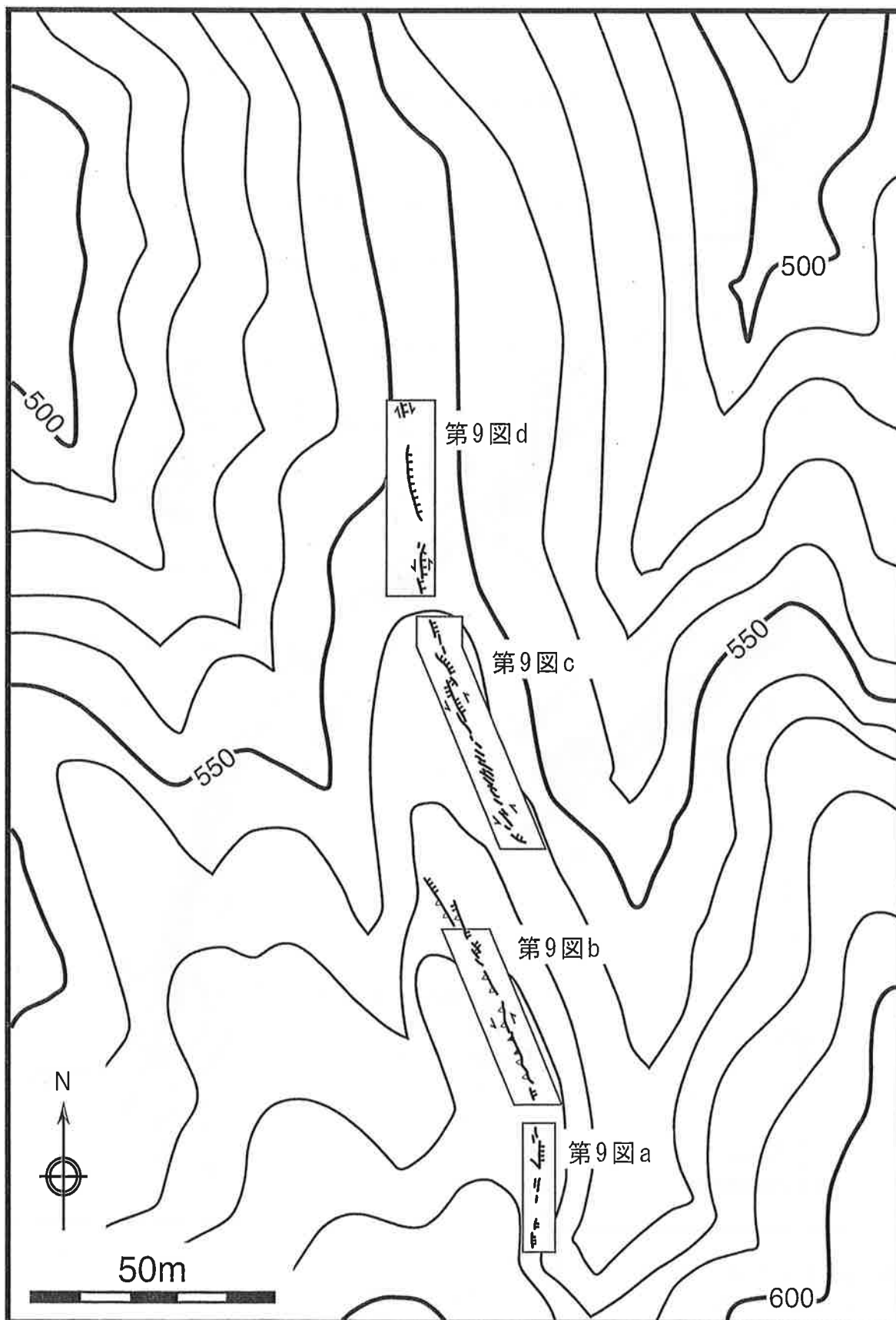


第7図. 信頼橋付近における調査結果. 凡例は第5図参照.
Fig. 7. Detailed map showing the result of our investigation near Nobuyori-bridge. See Fig. 5 for key.



第8図. 笹畑集落付近における調査結果.

Fig. 8. Map showing the result of our investigation at Sasabata.



第9図. 鎌倉山北西の稜線上に現れた地震断層の分布.

等高線は、西伯町発行 5千分の1西伯町全図の一部を改変して使用.

Fig. 9. Locality map of earthquake ruptures on the ridge at northwestern part of Mt. Kamakura.

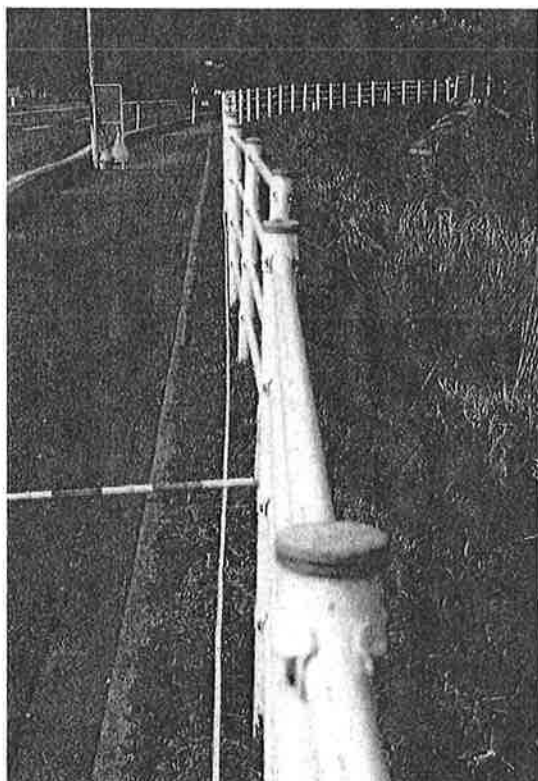


写真1. 賀祥ダム北側（第4図e地点）で観察されたガードレールの左シフト。
Photo. 1. Left lateral shift of the guardrail at Loc. e on Fig. 4.



写真2. 賀祥ダム北側（第4図f地点）で観察されたU字溝の左シフト。
Photo. 2. Left lateral shift of the gutter at Loc. f on Fig. 4.

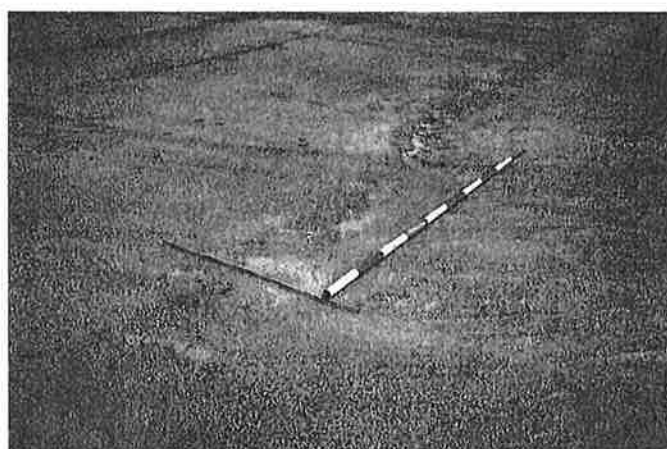


写真3. 緑水園付近（第6図）に現れた右雁行断裂群。
Photo. 3. Surface rupture at Ryokusui-en on Fig. 6.

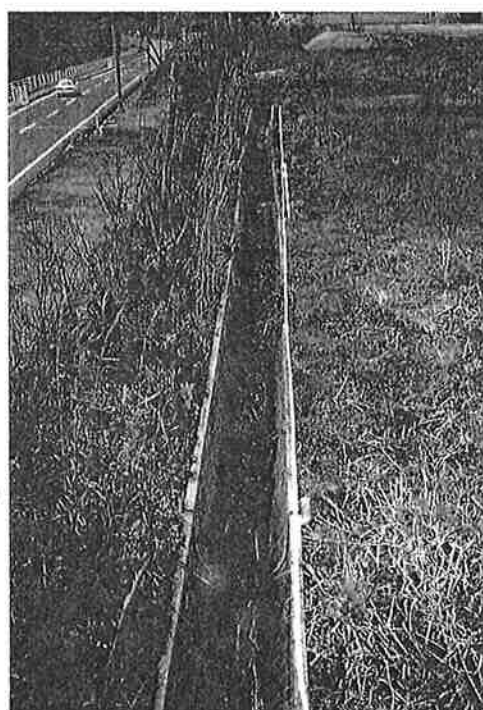


写真4. 緑水園付近（第6図c地点）で観察されたU字溝の左シフト。
Photo. 4. Left lateral shift of the gutter at Loc. c on Fig. 6.



写真5. 緑水園付近（第6図）で観察された雨水升の座屈破壊。
Photo. 5. Compression buckling of the gutter at Ryokusui-en on Fig. 6.

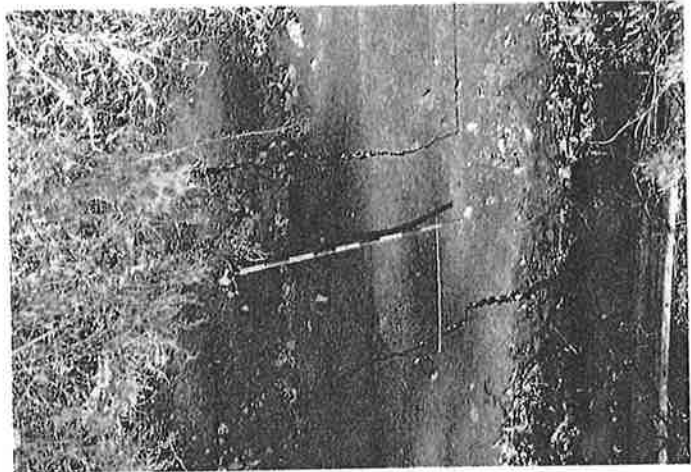


写真6. 信頼橋付近（第7図a）路面に生じた亀裂。
Photo. 6. Cracks on the road at Loc. a on Fig. 7.

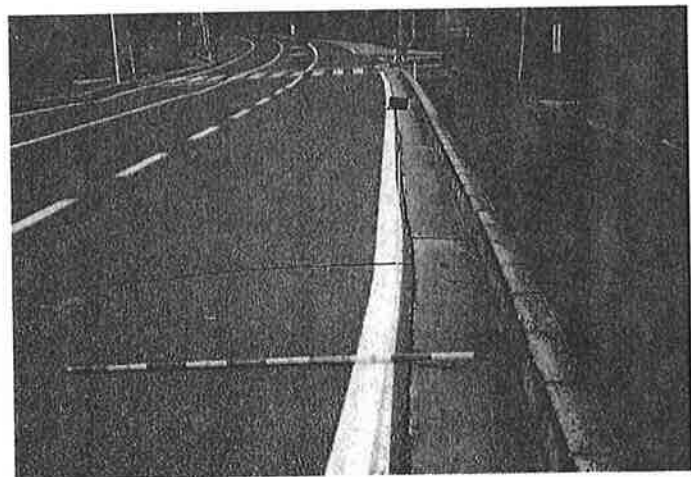


写真7. 信頼橋付近（第7図e）で観察された縁石の左シフト。
Photo. 7. Left lateral shift of the concrete block line at Loc. e on Fig. 7.

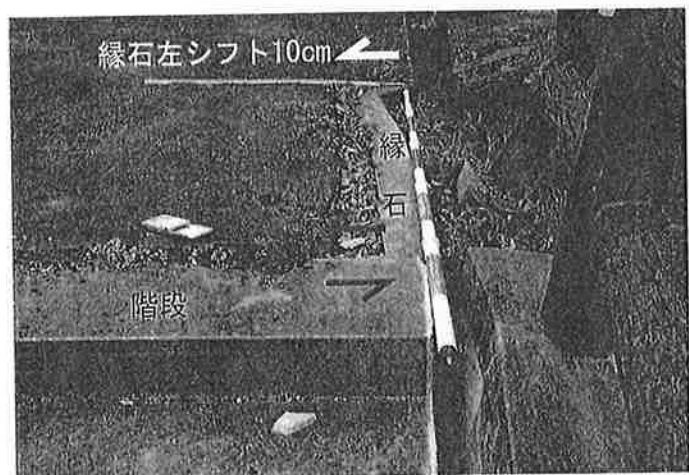


写真8. 信頼橋付近（第7図f）で観察された路面の左オフセットと縁石の左シフト。
Photo. 8. Left lateral offset of the road and left lateral shift of the concrete block line at Loc. f on fig. 7.



写真9. 信頼橋付近（第7図）に現れた地震断層の露頭。
Photo. 9. Outcrop of surface rupture near Nobuyori-bridge on Fig. 7.

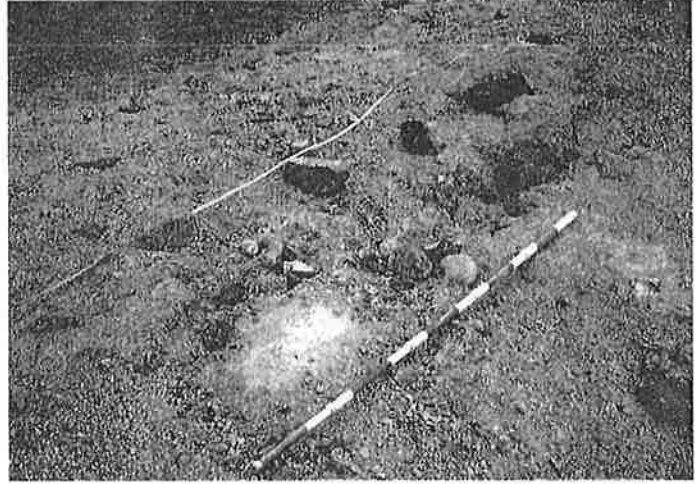


写真10. 信頼橋付近（第7図）に現れた断裂群。
Photo. 10. Surface rupture near Nobuyori-bridge on Fig. 7.

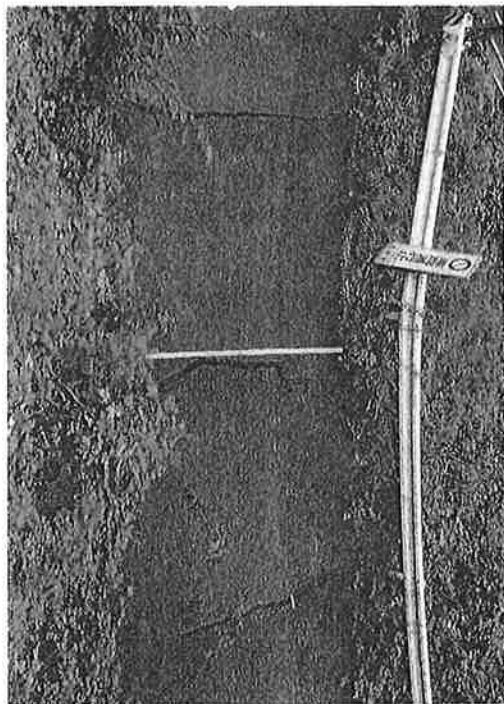


写真11. 笹畑付近（第8図d）路面に生じた亀裂。
Photo.11. Cracks on the road at Loc. d on Fig.8.

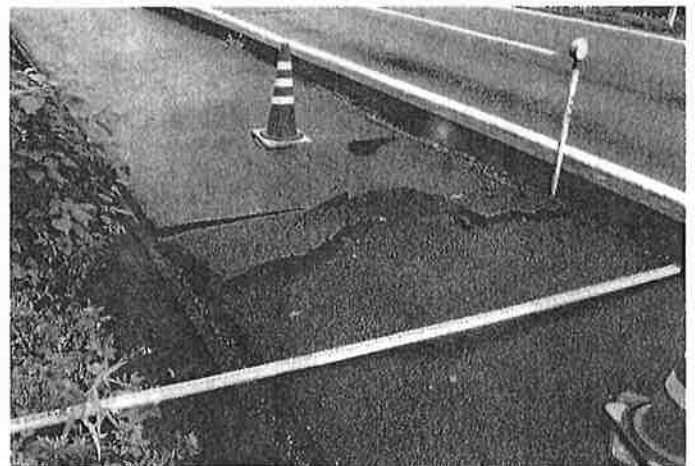


写真12. 笹畑付近（第8図e）路面に生じた圧縮破壊。
Photo. 12. Pressure destruction on the road at Loc. e on Fig. 8.



写真13. 笹畑付近（第8図e）縁石に生じた圧縮破壊。
Photo. 13. Pressure destruction of the concrete block line at Loc.e on Fig. 8.



写真14. 鎌倉山北西の尾根の上に現れた引張性の断裂。
Photo. 14. Extensional surface rupture on the ridge at
northwestern part of Mt. Kamakura(Fig. 10).



写真15. 鎌倉山北西の尾根の上に現れた
プルアパルト構造(第10図)。
Photo. 15. Pull-apart on the ridge at northwestern
part of Mt. Kamakura (Fig. 10).

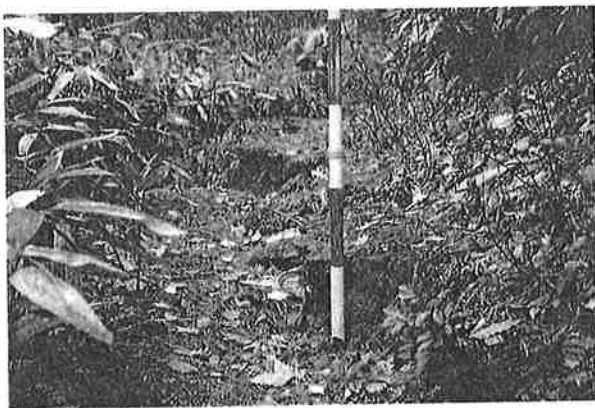


写真16. 鎌倉山北西の尾根の上に現れた圧縮性の断裂。
Photo. 16. Contractional surface rupture on the ridge at
northwestern part of Mt. Kamakura (Fig. 10).

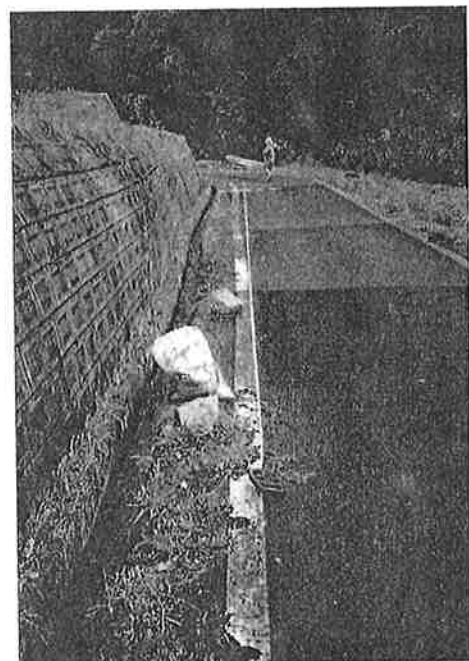


写真17. 鎌倉山北斜面の金山付近
(第2図d)の路面に現れた亀裂と
白線・U字溝の左シフト。
Photo. 17. Cracks on the road and left
lateral shift of the white line and the
gutter at Loc. d on Fig. 2, at the
northern part of Mt. Kamakura.



写真18. 鎌倉山北斜面(第2図g)の路面に生じた
圧縮破壊。
Photo. 18. Pressure destruction on the road at Loc. g on
Fig. 2, at the northern part of Mt. Kamakura.

2000年鳥取県西部地震の断層モデル

A fault model of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake

堀川晴央¹・関口春子¹・岩田知孝²・杉山雄一¹

Haruo Horikawa¹, Haruko Sekiguchi¹, Tomotaka Iwata² and Yuichi Sugiyama¹

Abstract: We investigated the characteristics of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, using strong motion data and leveling data. Five faults were assumed on the basis of detailed analyses of the aftershock distribution. Inversion of the strong motion data with the multiple time window method revealed two asperities (patches of large slip). The larger asperity is shallow and to the southeast of the hypocenter, extending over two faults. The smaller asperity is located at the deep part of the northernmost fault. However, the depth of the larger asperity is somewhat ambiguous. Analysis of leveling data suggests that the southernmost fault does not reach the ground surface and the upper edge of the fault is about 1 km deep. Another characteristic of the event is a distinct initial rupture stage. The rupture area during the initial stage covers the region of swarm activities prior to the 2000 event.

Key words: 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, fault model, inversion, strong motion, surface deformation

1. はじめに

2000年(平成12年)10月6日の昼過ぎに発生した鳥取県西部地震は、気象庁マグニチュード M_{JMA} では7.3とされた。ハーバード大学により長周期の表面波を使って決定されたモーメントマグニチュード M_w ではこの地震の規模は6.7で、阪神淡路大震災をもたらした兵庫県南部地震 ($M_{JMA}=7.2$, $M_w=6.9$) と同程度の規模である。したがって、地震の発生する場所によっては、重大な被害を引き起こすのに十分な規模であったと考えられる。

このような「危険な」地震であったにもかかわらず、鳥取県西部地震に対応する活断層の存在は、これまでのところ知られておらず、事前に震源域を想定することは困難であったと考えられる。したがって、この種の地震の特徴を調べ、その発生頻度を考察するところまで研究を進めることは、地震防災上の観点からも重要である。

本論文では、Sekiguchi and Iwata (in preparation) の成果を中心に、鳥取県西部地震の特徴を検討した結果を報告する。本研究ではまず、強震記録を使って断層モデルを推定した。その結果、断層の浅いところで数 m におよぶ大きなすべりがあることが推定された。しかし、地表での地質学的な調査の結果(吉岡ほか, 2000)によれば、このような大きなすべりに対応する顕著な変位・変形は見つかっていない。そこで、断層の南部を横切る水準測量路線における水準点の上下変動データを用いて、断層の上縁深度について検討した。

2. 強震記録をもとに推定した断層モデル

2. 1 データ

本研究で使用したデータは防災科学技術研究所により設置・維持されている強震ネット(K-NET)と基盤強震観測網(KiK-Net)、および、気象庁により得られた強震加速度記録である。KiK-Netは地表と地中の両方に地震計が設置されているが、この解析では地表に設置

¹活断層研究センター (Active Fault Research Center)

²京都大学防災研究所 (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

6月28日受付, 8月14日受理

されている地震計による記録を使用した。観測点の分布を第 1 図に示す。解析に使った観測点数は 16 点で、方位角が特定の方向に偏ることもなく、方位に関する分布は良好である。震央距離にして 50 km 以下のものを使っている。このうち、観測点 TTRS02 は、後述するように、地表付近における非線形応答の影響を強く受けている可能性があり、波形計算を行うことが難しいと考えられるため、解析からは除外し、得られた断層モデルからの合成波形と観測波形とを比べるにとどめた。

原記録に対して、0.1Hz から 1 Hz のバンドパスフィルターをかけ、数値的に速度波形へ変換したものを、波形解析のデータとした。

2. 2 方法

この研究では、有限の大きさの断層を考え、断層での破壊様式を multiple time windows と呼ばれる形式で表現する (Olson and Apsel, 1982; Hartzell and Heaton, 1983)。断層を矩形の小領域 (以下、断層要素と呼ぶ) に分割し、断層要素内ではすべり量は一定と考え、各断層要素でのすべり量を波形から推定する。その際、仮想的な破壊フロントが過ぎた後には、事前に割り当てられたいくつかの「機会」(time window) ごとのすべり量を推定する。

解析する波形の長さは 19 秒で、切り出しは S 波の到達時 1 秒前からおこなった。解析を S 波のみに絞ったのは、後ほど述べるように、断層要素内での破壊伝播の効果を考慮することに由来する。今回の場合、S 波の立ち上がりは非常に読みにくいので、Sekiguchi and Iwata (in preparation) でおこなわれた初期破壊の解析をもとに、理論走時から予測される値を使った。

観測される地震動は、震源でのすべりの時刻歴に地球内部の伝播の影響が加わったものである (例えば、Aki and Richards, 1980) ので、すべり分布を推定する際には、伝播の影響を考慮しなければならない。本研究では、グリーン関数を数値的に合成して得た。具体的には、第 1 表に示す水平多層構造を仮定し、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と透過-反射行列法 (Kennett and Kerry, 1979) を組み合わせて数値的に求めている。第 1 表に示した速度構造は京都大学防災研究所地震予知研究センター鳥取微小地震観測所のルーチン観測で使われている構造である。S 波速度は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ であると仮定している。

解析対象としている周波数 (厳密には波長) と断層要素の大きさとの関係から、断層要素を点震源と仮定することができず、断層要素内を破壊が伝播する影響を考慮する必要がある。本研究では、Sekiguchi et al. (2001) にしたがって、この影響を合成波形に組み込んでいる。

上記の方法で記述される断層面上のすべりの時空間分布を未知数として、観測波形と合成波形との差の L2 ノルムが最小となるように (すなわち、最小 2 乗法的に) 分布を求める。ただし、実際に解くにあたっては解が不安定になることが多いので、以下の 2 つの拘束条件を加えて解く。1 つめはすべり角の値を制限する。ここでは、完全な横ずれを中心にして ± 45 度までの値をとれるようにした。もう 1 つは、すべりの時空間分布がなめらかになるようにする拘束条件である。2 番めの拘束条件の強さを試行錯誤的に変えてインバージョンを行いながら、ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) を計算し、最小の ABIC を与えるものを最終的な解として採用する (Sekiguchi et al., 2000)。

先に述べた仮想的な破壊フロントの伝播速度により、得られる解も変わってくるので、この値もいくつかの値を試し、残差が最小となるものを最適な速度とした。

以上まとめると、最適解の基準は 2 つで、1) スムージング (すべりの時空間分布に対するなめらかさの拘束) の強さに関しては ABIC 値最小、2) 仮想的な破壊フロントの伝播速度に関しては残差が最小、となる。

2. 3 断層モデル

本研究で用いた断層モデルを第 2 図に示す。5 つの断層からなると仮定した。断層の位置および幾何学的なパラメーター (走向、傾斜角、長さ、幅) は福山ほか (2001) により詳細に求められた余震分布を参考にした。これらの断層を走向方向に 2 km と傾斜方向に 2.2 km

からなる断層要素に分割した。

6個の time window を仮定した。各 time window でのすべりの時間関数は smoothed ramp function で表し (Sekiguchi and Iwata, 2001), 継続時間は 1.0 秒である。隣り合った time window は 0.5 秒の間隔で並んでいるので, お互いに 0.5 秒ずつ重なり合っている。最大 3.5 秒の継続時間を持つすべりを表現できる。

仮想的な破壊フロントの破壊伝播速度は 1.4 km/s から 2.8 km/s の範囲で変えて解析を行った。

2. 4 解析結果

本研究で得られた最良解における仮想的な破壊フロントの伝播速度は 1.8 km/s で, 破壊域の S 波伝播速度の約 50%, Rayleigh 波速度の約 56% である (第 1 表)。各 time window からの寄与を合計した最終すべり量の分布を第 3 図に示す。地震モーメントをテンソル和で計算すると 2.1×10^{19} Nm となった ($M_w=6.9$)。破壊開始点の周囲は相対的にすべり量が小さく, 破壊開始点の南東の浅いところと断層面の北西端の深いところにすべりの大きな領域 (アスペリティ) が見られる。後者のアスペリティは, 本研究で用いた観測点に対しては寄与が小さいため, その存在の信頼性に関してはさらに吟味が必要である。

破壊伝播の様子を第 4 図に示す。破壊開始時刻を原点として, 0.7 秒間毎に生じたすべり量をコンターにしてある。最初の 2.8 秒間, 破壊は破壊開始点の周囲で低レベルに生じているが, この「初期破壊」の領域は, 1989, 1990, 1997 年の群発活動の領域 (Shibutani et al., in preparation) と良い一致を見せる (第 5 図)。最初の破壊開始から約 2.8 秒後, 破壊開始点より南東かつ深いほうへ 4 km ほど離れたところ (第 5 図で赤い星印で示された地点) でより大きな破壊 (主破壊) が始まり, これが南東へ上方へ広がった。主破壊の開始位置・時刻は, 別途, 観測波形に見られる初期破壊と主破壊それぞれに対応する立ち上がり時刻の差から得られた値とも整合する (Sekiguchi and Iwata, in preparation)。

この破壊過程モデルからの合成波形と観測波形との比較を第 6 図に示す。波形の一致はおおむね良好である。この図には, インバージョンには使っていない TTRS02 の記録に対して, フォワードモデリングによって計算される波形を示している。ここでの波形のモデルによる再現性は, インバージョンに用いられた観測点よりは劣るものの, 観測されているパルス波の特徴を再現している。この観測点については, 本震時の地表と地中の観測記録の比較から, 表層付近の非線形挙動が指摘されており (例えば, 永野ほか, 2001), 地盤特性評価を適正におこなう必要があると考えられる。

3. 断層は地表近くのどこまで達したのか?

3. 1 断層モデルの再検討

最終すべり量分布を見ると, 一番浅い断層要素にも大きなすべりが求められている。これらは深さ約 0~2 km あたりのすべりを代表する値で地表の変位と直接比べることはできないが, それを考慮しても, 地表で見つかっている断層の変位量とは大きく食い違っている。そこで, 波形インバージョンにおける, 最も浅い断層要素の信頼度を調べるため, 最も浅い断層要素を一つ削った断層モデルを仮定し, 元の断層面モデルでの最良解と同じ仮想的な破壊フロントの伝播速度でインバージョンを行った。

その結果, ABIC の値は元のモデルでの最良解の ABIC 値より小さくなった。つまり, 最浅断層要素のすべての time window を一群として, その存在価値を吟味した場合, これが波形の合いに寄与する度合いに比べ, モデルパラメーター数を増やすことによるペナルティのほうが大きいということである。これは, 最浅断層要素のすべりの大きさとデータセットによる解像力のバランスから生じた結果で, 最浅断層要素部分でのすべりを否定するものではなく,

今回の解析に用いたデータでは、十分拘束できないことを示している。

3. 2 水準測量データによる検討

これまでの解析から、強震記録の解析だけでは浅いところのすべりを十分に抑えることができないことがわかった。鳥取県西部地震の発生後、国土地理院によりおこなわれた水準測量路線の1つは、断層を横切っていると考えられる(第7図)ので、この水準測量データを使って、断層が地表近くのどこまで達していたか推定することを試みる。

具体的には、第7図で白抜きの四角形で示した水準点の上下変動をデータとした。水準測量は第7図で黒塗りの四角形で示された水準点2401を基準に測られている。第8図にこの区間で観測された上下変動を実線で示す。水準点2234と2235の間で、上下変動の向きが大きく変わっており、この間に断層が存在すると考えられる。ほかに、2201から辿っていくと、2234へ至る手前で上下変動のピークを迎え、いくつかの水準点では10cmを超える大きな変動を示して、2235での急激な沈降へ移っている。

強震記録を解析するときに使った断層モデルをもとに、5枚の断層を仮定した(第2表)。水準測量が横切っていると考えられる最も南東側の断層#1の上縁深度に着目し、この深さをいくつか仮定し、断層#1上での食い違い量を適宜調整して、観測された上下変動を説明することを試みた。上下変動の計算は、Okada(1992)による定式化にもとづく計算プログラムを使った。したがって、半無限均質媒質を仮定して計算している。

得られた結果を第8図に示す。断層の上縁の深さが0km(すなわち地表に達している)、1km、2kmの3とおりの場合を考えた。断層の上縁が地表下1kmのところにあるCase2が観測データに一番合うように思える。一方、Case1のように断層が地表まで達していたとすると、水準点2234でのみ大きな隆起を示し、いくつかの水準点で同じ程度の大きな隆起を示すという観測データの特徴を説明するのは難しい。

4. まとめ

強震記録や水準測量結果の解析から得られた2000年鳥取県西部地震の主な特徴をまとめると、以下のとおりである。

- 1) 破壊開始点の周囲は相対的にすべり量が小さく、破壊開始点の南東の浅いところと断層面の北西端の深いところにすべりの大きな領域(アスペリティ)が見られる。
- 2) 破壊開始点の南東の浅いところにあるアスペリティは、地表直下ではなく、地下2kmより下の部分であっても、強震動記録を説明できる。
- 3) 水準測量による考察からは、南東端にある断層は地表に達しているとするよりも地下1km程度にとどまっているとしたほうがよい。
- 4) 顕著な「初期破壊」のステージを持ち、このステージでの破壊領域は過去に発生した群発地震の活動域に一致する。

謝 辞

解析に使用した強震記録は防災科学技術研究所のK-NETとKiK-Netおよび気象庁により収録された。これらの観測網の設置・維持・データの公開に尽力されている方々の努力に感謝いたします。また、国土地理院には鳥取県西部地震後の水準測量結果を速やかに公開していただいた。防災科学技術研究所の福山英一博士には、震源データを提供していただいた。地表での静的な変形を計算するプログラムは、防災科学技術研究所の岡田義光博士により開発されたものを、そして、図を作成するにあたっては、Generic Mapping Tools(Wessel and Smith, 1998)を使用した。以上記して感謝いたします。

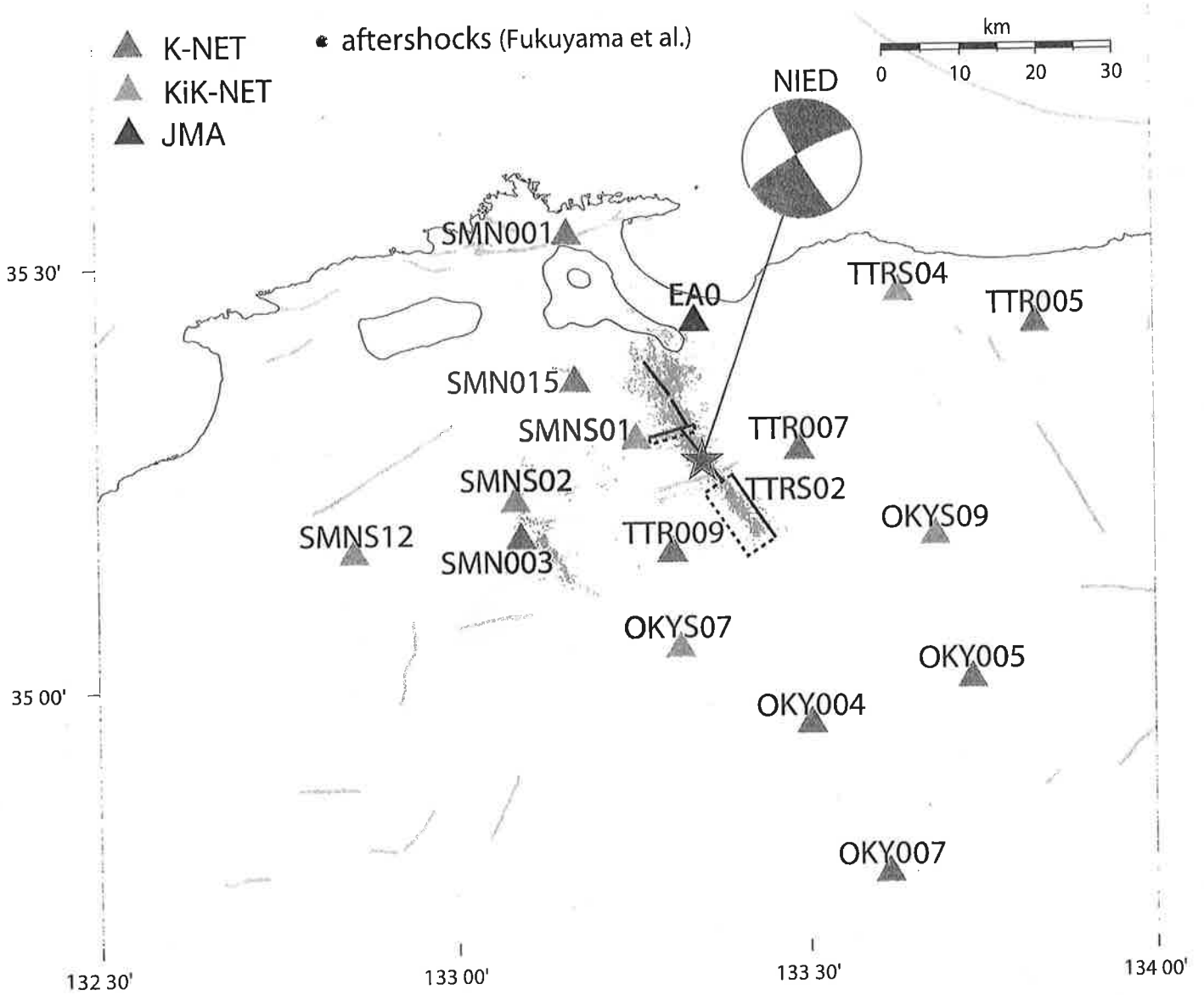
文 献

Aki, K. and P. G. Richards (1980) Quantitative Seismology: Theory and Methods. W. H. Freeman and

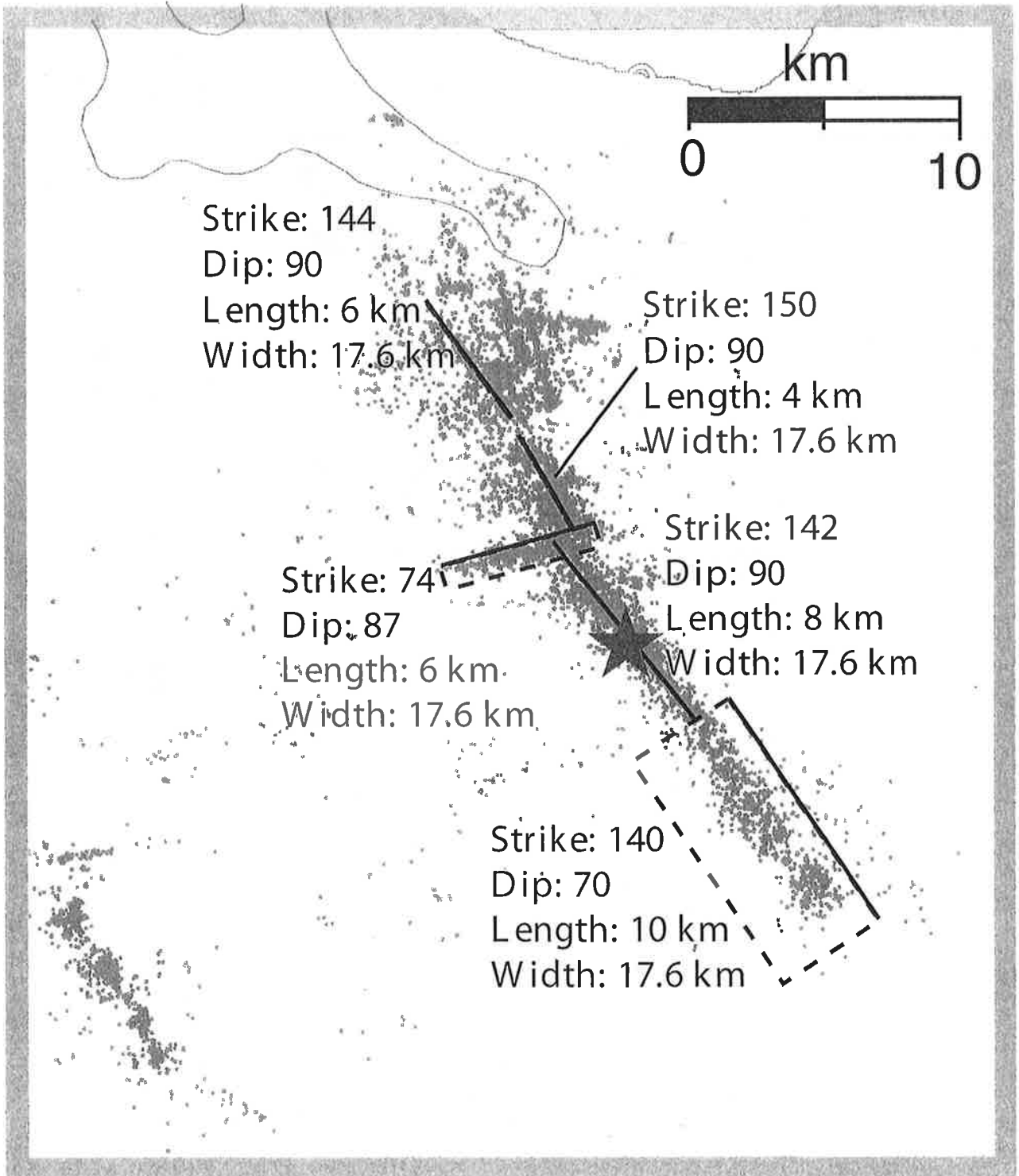
- Co., San Francisco, California, 932 p.
- Bouchon, M. (1981) A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 959-971.
- 福山英一・W. L. Ellsworth・F. Waldhauser・久保篤規 (2001) 2000年鳥取県西部地震の詳細断層構造. 2001年地球惑星科学関連学会合同大会, S3-007.
- Hartzell, S. H. and T. H. Heaton (1983) Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**, 1553-1583.
- Kennett, B. L. N. and N. J. Kerry (1979) Seismic waves in a stratified half space. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **57**, 557-583.
- 永野正行・加藤研一・武村雅之 (2001) 2000年鳥取県西部地震時の震源断層近傍における基盤地震動の推定と神戸基盤波との比較. 2001年地球惑星科学関連学会合同大会, S3-023.
- Okada, Y. (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**, 1018-1040.
- Olson, A. H. and R. J. Apsel (1982) Finite faults and inversion theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 1969-2001.
- Sekiguchi, H., K. Irikura and T. Iwata (2000) Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 117-133.
- Sekiguchi, H., K. Irikura and T. Iwata (2001) Source inversion for estimating continuous slip distribution on the fault, - Introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults. Submitted to *Geophysical Journal International*.
- Sekiguchi, H. and T. Iwata (2001) Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake estimated from strong motion waveforms. Submitted to *Bulletin of the Seismological Society of America* (in revision).
- Shibutani, T., R. Nishida, S. Nakao, F. Takeuchi, K. Watanabe and Y. Umeda (2001) Swarm-like seismic activities in 1989, 1990 and 1997 preceding the 2000 Tottori-ken Seibu Earthquake (in preparation).
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos*, **79**, 579.
- 吉岡敏和・水野清秀・井村隆介・伏島祐一郎・小松原 琢 (2000) 2000年10月6日鳥取県西部地震に伴う地震断層の緊急調査, 地質ニュース, no. 555, 7-11.

成果の公表

- 堀川晴央 (2000) 2000年鳥取県西部地震の震源過程の解析: 震源の深さの影響の検討. 2000年日本地震学会秋季大会.
- 宮越 研・関口春子・岩田知孝 (2000) 2000年鳥取県西部地震の特性化震源モデル. 2000年日本地震学会秋季大会.
- 関口春子・岩田知孝・松元康弘・三宅弘恵・入倉孝次郎 (2000) 2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源近傍強震動. 2000年日本地震学会秋季大会.
- 岩田知孝・三宅弘恵・関口春子・松元康広 (2001) 2000年鳥取県西部地震の震源近傍強震動シミュレーション. 2001年地球惑星科学関連学会合同大会.
- 関口春子・岩田知孝・杉山雄一・伏島祐一郎・堀川晴央 (2001) 2000年鳥取県西部地震の震源過程と地震発生の場. 2001年地球惑星科学関連学会合同大会.



第1図. 観測点および仮定した断層の位置. ▲が観測点を示し, 太い実線が断層を示す.
Fig. 1. Map showing strong motion stations used in this study (triangle) and fault locations.



第2図. 強震動記録を解析する際に仮定した断層モデル.
Fig. 2. Fault model used in analysis of strong ground motion data.

第1表. 波形を合成する際に仮定した速度構造.

Table 1. Velocity structure in the analysis of strong motion records.

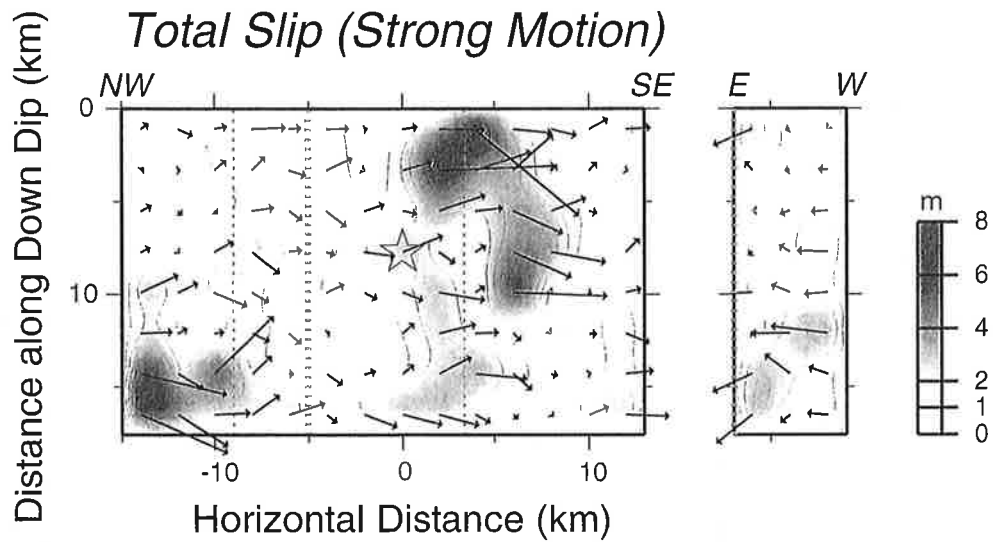
Upper Depth (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Density (g/cm^3)	Q_p	Q_s
0.	5.5	3.179	2.6	400	200
2.	6.05	3.497	2.7	550	270
16.	6.6	3.815	2.8	800	400
38.	8.0	4.624	3.1	1000	500

第2表. 水準データの解析で仮定した断層モデル.

Table 2. Fault model assumed in the analysis of leveling data.

Fault #	1	2	3	4	5
Latitude (N, deg.)	35.244	35.305	35.296	35.340	35.385
Longitude (E, deg.)	133.381	133.323	133.277	133.309	133.272
Strike (deg.)	140	142	74	150	144
Dip (deg.)	90	90	87	90	90
Rake (deg.)	30	10	-170	-10	-20
Fault Length(km)	10	8	6	4	6
Fault Width (km)	16 - 18*	17.6	17.6	17.6	17.6
Depth of Upper Edge of Fault (km)	0 - 2*	0.1	0.1	0.1	0.1
Slip (m)	0.5 - 0.8	0.5	0.5	0.5	0.5

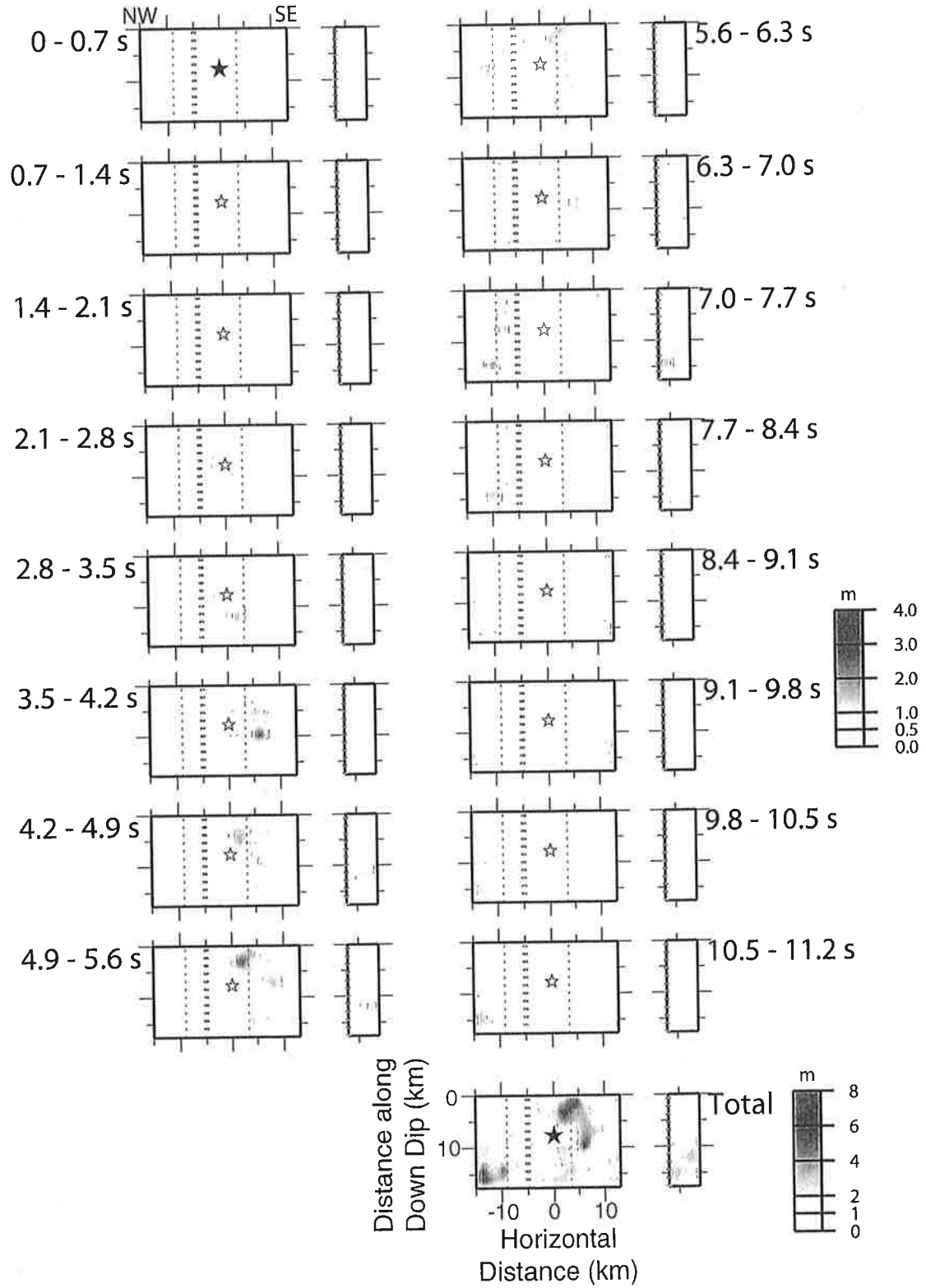
* The depth of the upper edge of a fault and fault width vary so that the lower edge of the fault will be keep a constant depth of 18 km.



第3図. 最終すべり量（全てのtime windowからの寄与の総和）の断層面上での分布。星印は破壊開始点を示す。左側の断層は北西-南東走向の断層群，右側の断層はN74° E走向の断層。それぞれの断層に示した緑色の線が分岐位置を示す。断層の配置は第2図を参照。

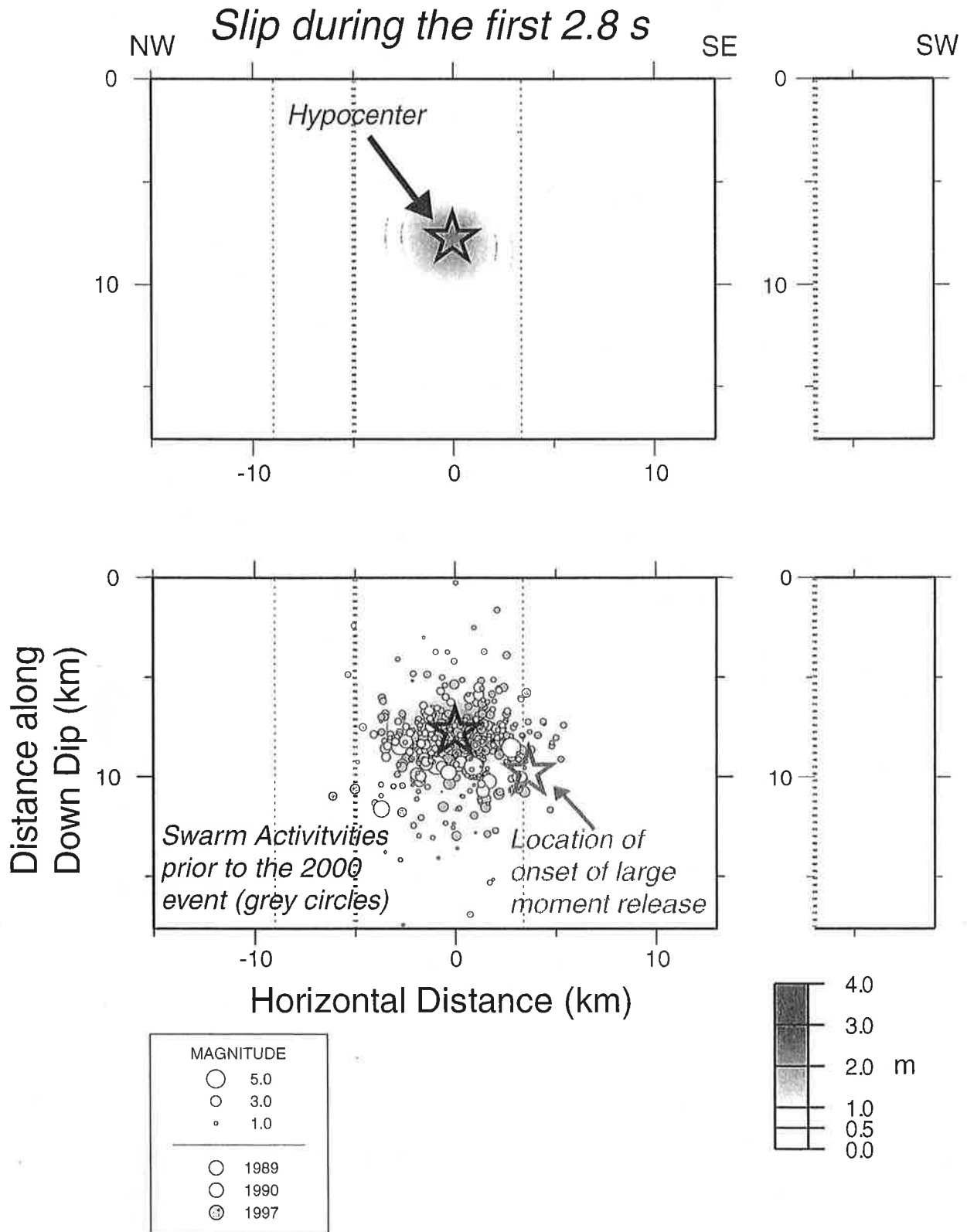
Fig. 3. Distribution of total slip on faults. The total slip is a sum of contribution from all time windows. A star means the hypocenter. Left: faults striking NW-SE, right: a fault striking N74° E. Green dotted lines show the location at which the two fault systems intersect. See also Fig. 2 for the fault configuration.

Time Progress of Rupture



第4図. 破壊伝播の様子. 星印は破壊開始点を示す.

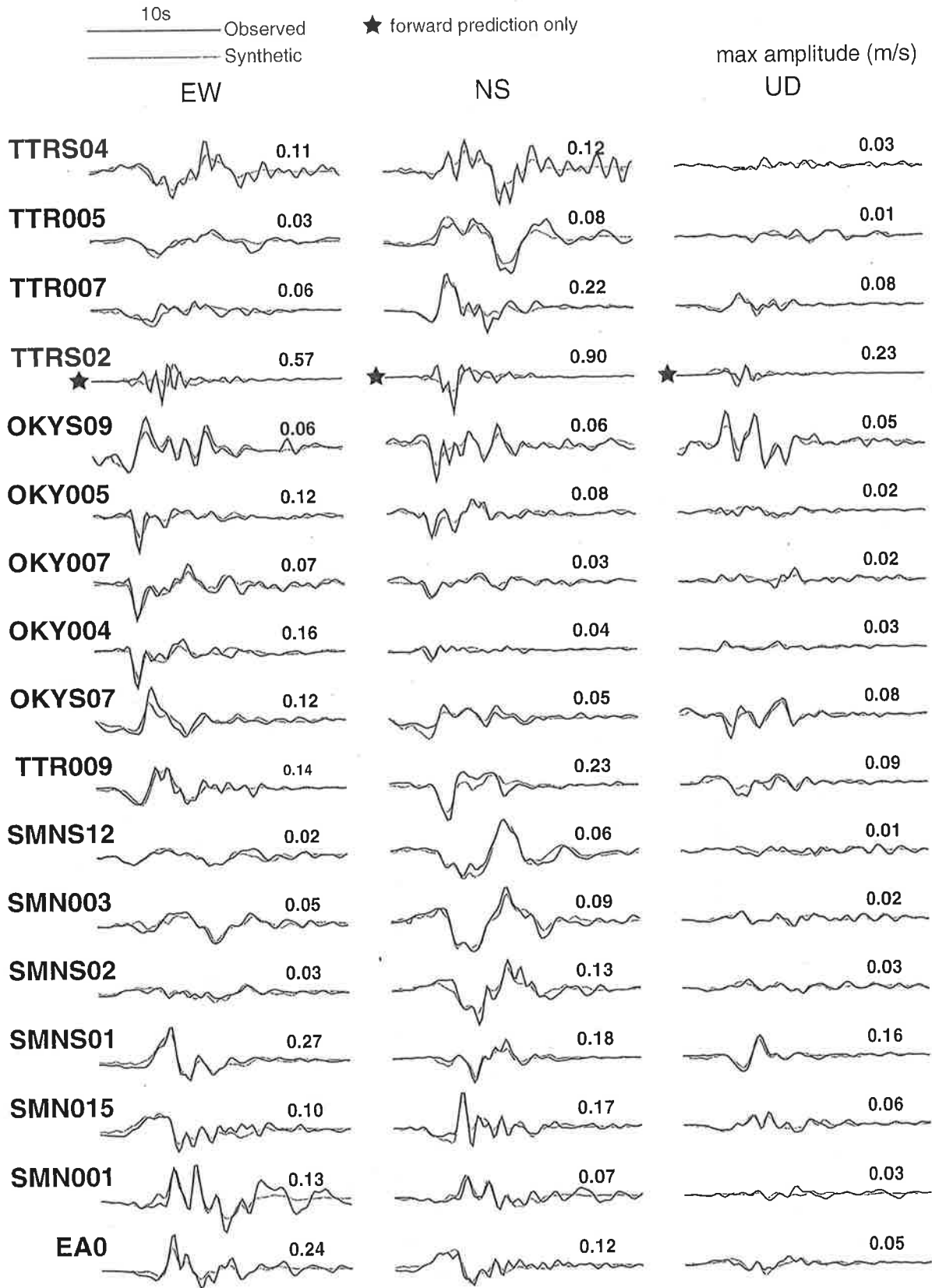
Fig. 4. Time history of rupture propagation. A star means the hypocenter.



第5図. 上段：破壊開始後2.8秒間のすべり分布. 下段：上に示したすべり分布に鳥取県西部地震に先行した群発地震活動の震源を重ねたもの.

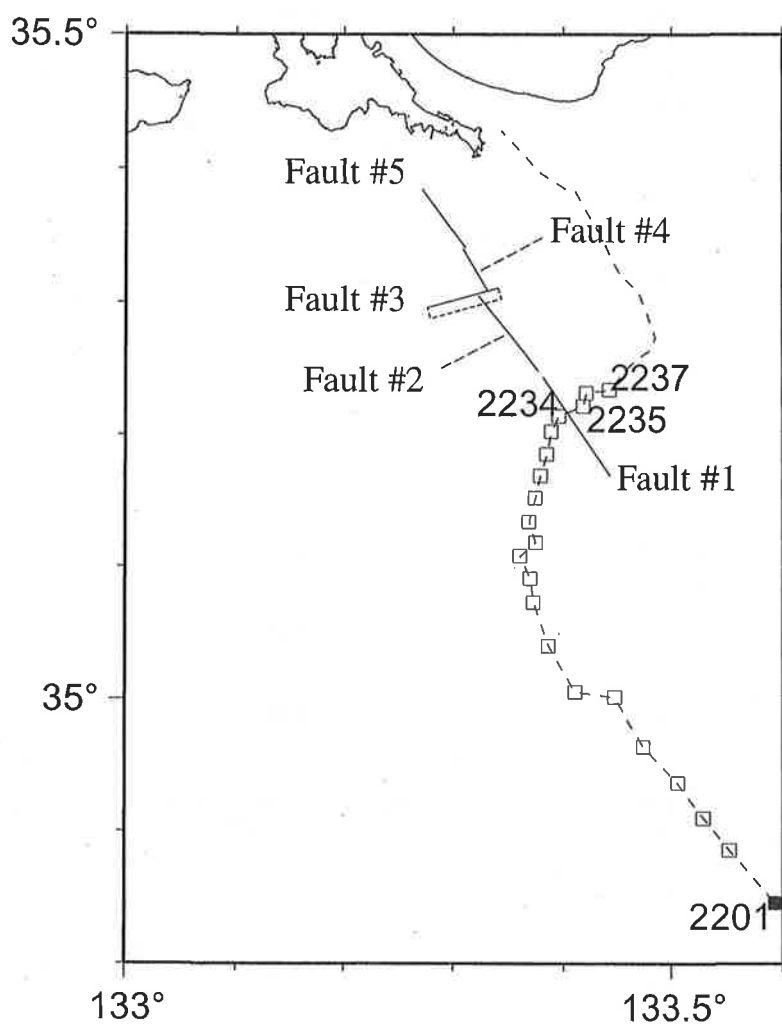
震源分布はShibutani et al. (2001, in preparation) による.

Fig. 5. Upper: Slip distribution during the first 2.8 seconds. Lower: Comparison of the slip distribution shown in the upper panel and the hypocentral locations of the swarm activities prior to the 2000 event. The hypocenters are after Shibutani et al. (2001, in preparation).



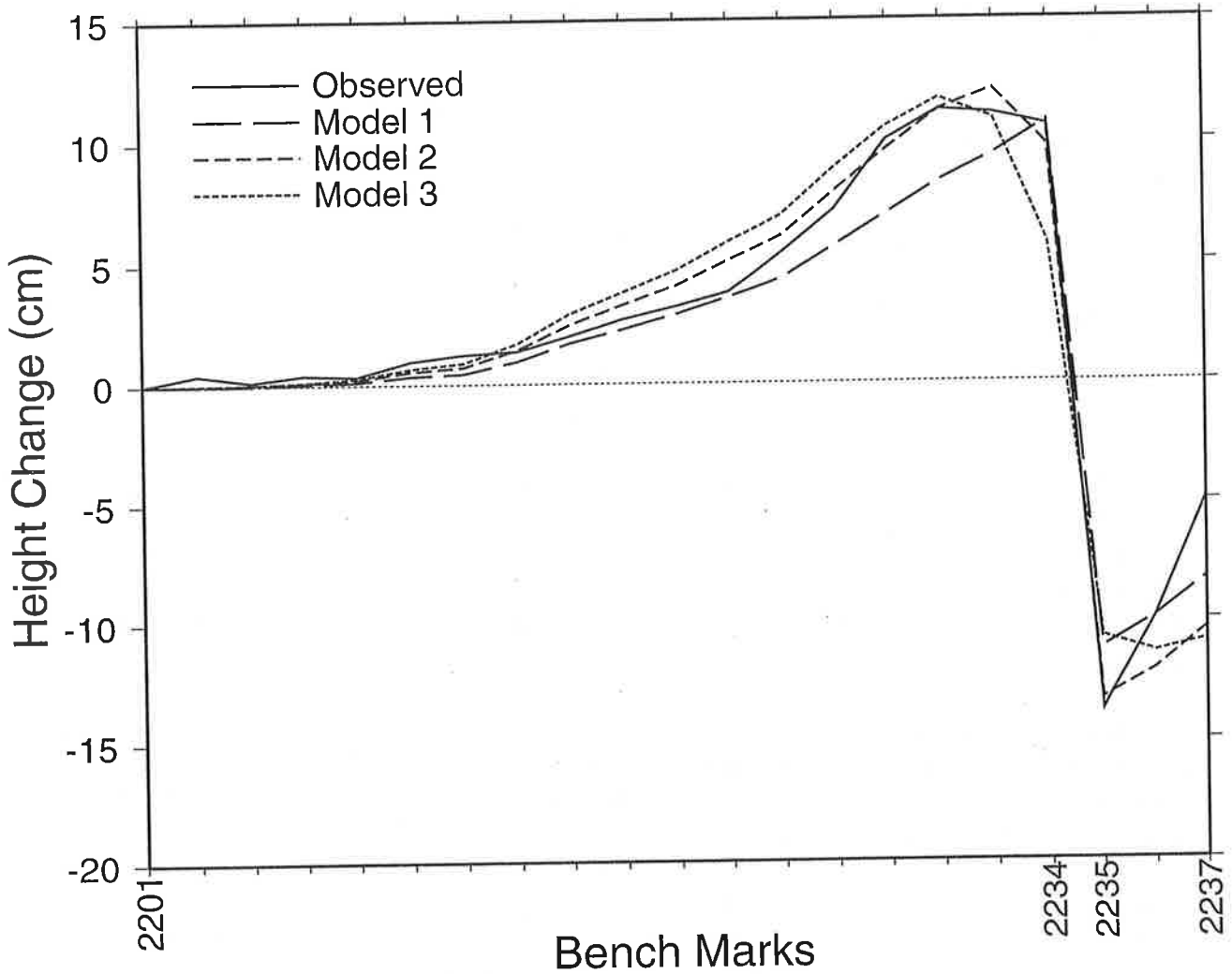
第6図. 観測波形と合成波形の比較. 黒で示されたものが観測波形で, 赤で示されたものが合成波形. TTRS02で観測された波形は断層モデルを推定する際のデータとしては使っていない. 合成波形は, 推定された断層モデルからforwardモデリングとして計算した.

Fig. 6. Comparison of observed (black) and synthetic (red) waveforms. The waveforms recorded at TTRS02 were not used as inversion data, and the synthetics were calculated as forward modeling.



第7図. 断層の位置と水準路線.

Fig. 7. Map showing fault locations and leveling route.



第8図. 観測された上下変動（実線）と断層#1の上縁の深さと断層#1上でのすべり量を変えた3つの断層モデルから計算される上下変動との比較. Model 1では, 上縁が地表まで達している, すべり量は0.5 m. Model 2では, 上縁の深さが1 kmで, すべり量は0.7 m. Model 3では, 上縁の深さが2 kmで, すべり量は0.8 m.

Fig. 8. Comparison of observed leveling and synthetics. The observed height changes are shown with a solid line. The other three lines stand for synthetic height changes resulting from three models. These are different in the depth of the upper edge of the southernmost fault (Fault #1) and the slip on the fault. The depth is 0 km (i.e., Fault #1 reaches the ground surface), and slip is 0.5 m for Model 1. The depth is 1 km, and slip is 0.7m for Model 2. The depth is 2 km, and slip is 0.8 m for Model 3.

2000年鳥取県西部地震による液状化層のジオスライサー調査

Geoslicer survey of a liquefied layer due to the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake

下川浩一¹・横田修一郎²・石賀裕明²・原口 強³・高田圭太⁴

Koichi Shimokawa¹, Shuichiro Yokota²,
Hiroaki Ishiga², Tsuyosi Haraguchi³ and Keita Takada⁴

Abstract: We have been collecting liquefied sediment samples and observing them in detail not only to reveal the mechanism of liquefaction, but also to utilize the common features as index of past large earthquakes. We carried out geoslicer survey of liquefied layers due to the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake. The geoslicer survey has revealed that a 2m-thick artificial fill of dredged sand was liquefied and erupted on the surface through the 1m-thick capped reclaimed layer of decomposed granite and soil. Detailed observation and description of liquefied layers are the clue to know the liquefaction mechanism.

Key words: Tottori-ken Seibu earthquake, Daikon-shima island, liquefaction, fluidization, geoslicer

1. はじめに

2000年10月6日に発生した鳥取県西部地震 (Mw6.6; FREESIA, Harvard) は, 鳥取県西部～島根県東部の沿岸に液状化による被害をもたらした。液状化は埋立地を中心とする人工地盤で顕著に発生し, 地表の亀裂, 噴砂といった現象が観察された (写真1, 2; 島根大学山内教授撮影)。島根大学を中心とする調査団は, 地震直後から被害状況を調査・報告している (島根大学地震災害調査団, 2000a, b; 林ほか, 2000; 石賀ほか, 2001; 田崎ほか, 2001など)。

本調査では, 噴砂が明瞭に認められた地点において, 地層断面を採取し, 供給源から噴砂に至る液状化層の流動過程を詳細に観察することを目的として, 島根県八東郡八東町大根島地内 (第1図) でジオスライサー (中田・島崎, 1997; 原口ほか, 1998) による掘削調査を実施した (写真3)。調査には, 幅36cm, 長さ4mの鋼矢板7本と, 幅1.2m及び1.5m, 長さ4mのサンプラーを使用し, 平均採取コア長約3mの試料9本を採取した。

調査地点は中海と道路を隔てて近接し, 約25年前に埋立てによって造成された。現地表面の標高は約0.8~1.2m (中海湖面より実測) である。液状化により形成された噴砂丘の分布, 大きさ, 地表面の形状を測量し, 断面に現れた地層の変形構造をあわせて, 本地点における液状化プロセスを検討した。

2. 噴砂丘の分布と地表面の変位

鳥取県西部地震により, 調査地点には列状に分布する大小19の噴砂丘が形成された (第1図)。ここでは, それぞれの噴砂丘を南東側からA~Sとした。調査地点内で最も大きな噴砂丘 (E) は敷地の道路よりに位置し, 長軸方向の長さ約35m, 幅約2mである。それぞれの噴砂丘はHを中心としてこれを取り囲むように分布し, その長軸方向はA~Cがほぼ東西, D

¹活断層研究センター (Active Fault Research Center)

²島根大学 (Shimane University)

³復建調査設計株式会社 (Fukken Co., Ltd.)

⁴活断層研究センターNEDO 養成技術者 (NEDO fellow at AFRC)

7月3日受付, 8月14日受理

～K が道路と平行の北西-南東方向を示し、北西端付近にL～Sの小規模な噴砂丘が点在する。全体としては南東方向へ舳先を向けた船状の分布形態をなす。

調査地内の地形測量の結果、H・J・K 付近を中心とした地形的くぼみの存在が明らかとなり、液状化にともない本地点で地盤の沈下が生じたと推定される。地震以前に調査地点が平坦であったとすれば、沈下量はくぼみの中心付近で最大約 20cm と見積もられる。

3. 層相の記載

本地点の表層地質は、第四紀後期に噴出した玄武岩を基盤とし、木片・ビニール片を含むへドロ状の有機質泥層、埋立砂層、花崗岩の風化土（マサ土）を主体とする埋立土層で構成される（第2図）。

玄武岩は、およそ 0.3-0.12Ma に噴出したと推定されており（鹿野ほか, 1994）、大根島および江島の基盤をなす。被覆土壌は薄く、島内では露岩する地点が多く認められる。調査地点では、地表面下深度約 3～3.5m でこの基盤に到達した。

有機質泥層は、本地点の埋立て以前に堆積したと推定される。有機質に富み、木片、ビニールの小片等を含み、全体としてへドロ状を呈する。水平堆積構造が認められ、層厚は 10～20cm である。上部は有機分の少ない厚さ 10mm 程度のオリーブ色のシルト～粘土に覆われている。

埋立砂層は層厚が 2m ほどあり、本地点の造成に際して弓ヶ浜周辺でサンドポンプを使って浚渫採取され運び込まれた海砂からなる。中粒砂を主体とするが、細粒砂・粗粒砂を含み、全体として不均質である。所々にアサリ等の貝殻片、 $\phi 5\sim 10\text{mm}$ 程度の海浜礫を多量に含む粗粒砂層がレンズ状に挟在する。本層下部は厚さ 1～2mm の貝殻片まじり粗粒砂及び有機質中粒砂の薄層をシート状に複数枚挟み、平行葉理を形成している。これらの葉理に顕著な変形構造は認められない。一方で、本層の上部数 10cm では、無層理の砂層や葉理の凸状変形が認められる。これらが上位層に貫入する砂脈に連続することから、液状化およびこれに伴う堆積物の流動によって形成された変形であると考えられる。中部に認められるラミナの凹状の撓みと凸の変形は、液状化に伴う間隙水の移動（脱水）の痕跡を示すものと考えられる。

最上部及び現地地表を構成するのは、花崗岩の風化土（マサ土）を主体とする比較的締まった埋立土層である。花崗岩の角礫、粘土化した風化花崗岩、有機質に富む角礫まじり砂層のブロックを不均質に含む。下位の埋立砂層との境界は非常に不規則であり、これは主として埋立て時の不同沈下により形成されたと考えられる。この境界部には有機質に富む黒色シルト～粘土が部分的に薄く挟在する。下位より貫入した埋立砂は、幅 10～30mm 程度の砂脈（ダイク）や、そこから分岐して水平方向へ広がったことを示唆するレンズ状及びパッチ状の砂層（シル）として認められる。地表に噴出した砂（噴砂）は 3～5cm の厚さで堆積し、埋立砂層と同じ中粒砂を主体とし、一部に貝殻の小片を含み、全体として淘汰は良い。

本地点の地下水面は中海の湖水面にほぼ対応しており、調査地点では地表面下約 1m、埋立砂層－埋立土層境界付近に位置する。

4. 液状化による変形構造

コア断面には、埋立砂が砂脈として埋立土層に貫入し、地表の噴砂に連続する様子が明瞭に観察された（写真4）。砂脈はほぼ垂直に上昇するが、途中で不明瞭となるものも多い。砂脈の幅は狭く、噴砂丘の長軸に直交する向きで掘削したコアでは、明瞭な部分でも 30mm 以下であった。砂脈を充填する堆積物は、埋立砂層に含まれるものと同じ細～中粒砂からなり、色調もほぼ同じである。

埋立砂層の上部ではラミナの波状変形が認められ、埋立土層に直接接する部分では無層理、塊状となることから、液状化による間隙水圧の上昇と物質の流動が推定される。中部以下の砂層は弱い変形を受けており、液状化による脱水を受けている可能性がある。しかし、皿状

構造やパイプ構造といった局所的な間隙水圧の高まりや堆積物の流動を示す直接的な証拠は認められない。

噴砂丘の分布に沿って地表の噴砂を取り除くと、幅 5~10mm 程度の亀裂が連続的に認められる。地震直後の噴砂丘は複数の噴出孔およびそこから噴出した堆積物の連なりからなる（写真 1, 2）ことから、噴砂はこの亀裂の一部を利用して噴出していると考えられる。亀裂は若干傾斜しながら下方に連続しており、細~中粒砂に充填されることから、コア断面に現れた砂脈と一致すると考えられる。

最も道路側（中海側）に位置する噴砂丘 E では、地表に幅 10~30mm の亀裂が連続的に認められた（写真 5, 6）。亀裂は噴砂と同じく道路にほぼ平行に発達しており、亀裂を挟んで陸側（南）がわずかに低下し、2~3cm の段差を生じている。この段差の向きは測量結果による地形的なくぼみと調和的であることから、液状化および噴砂による地盤の沈下現象を反映すると推定される。

調査地点が非常に新しく造成された人工地盤であることから、一連の構造を形成するような激しい地震動を受けるのは今回が最初であり、観察された変形構造は鳥取県西部地震により形成されたものと考えられる。

5. 考 察 - 液状化メカニズム -

調査地点は海側を道路に、陸側を民家に限られている（第 1 図）。基盤までの深度及び地下水位が浅いことから、埋立砂層に地震動が直接伝わり、この結果、同砂層内で液状化が生じたと推定される。埋立砂層と埋立土層の境界部の黒色シルト~粘土は、液状化に伴う分級作用で分離・集積し、間隙水圧をより高める働きをした可能性がある。

液状化過程における水の移動は 2 つの段階が考えられる。第 1 は、液状化の結果として砂粒子間隙が小さくなるために生じる相対的な脱水現象であり、液状化層上部に水の層が形成される（Owen, 1987 ; 大川, 1997）。この過程では、堆積物の構造は若干の変形を受けるが顕著な流動は生じない。第 2 に、液状化層が不透水層により封圧される場合、流体（水もしくは砂粒子と水の混合流体）が上位層の重さで被圧し、これを解放するために被圧流体が移動する現象であり、この過程では周囲の堆積物を取り込み、顕著な流動痕跡を残す（Lowe, 1975 ; Owen, 1987 ; 大川, 1997）。流動に伴い形成される痕跡については、多くの露頭観察や水槽実験による検証がなされている（辻・宮田, 1987 ; 姉川・宮田, 1996 など）。未固結堆積物の変形を扱った研究の多くで、前者を液状化（liquefaction）およびそれに伴う作用、後者を堆積物の流動現象（fluidization）として定義している（Owen, 1987 ; 大川, 1997 など）。特に地震による液状化について論じる場合、堆積物の流動現象も液状化に伴う現象として含め、広い意味で液状化（liquefaction）を使うことが多い。本調査で得たコア断面の変形構造のうち、埋立砂層中の凹状変形をはじめとするラミナの変形は、液状化に伴う脱水により形成されたと考えられる。また、噴砂に連続する無層理砂層は堆積物の流動によって形成されたと推定される。したがって、噴砂の供給源となったのは埋立砂層の上部に限定され、地表に生じたくぼみは、噴砂および脱水層の圧密による埋立砂層の体積減少を反映すると推定される。

噴砂の発生過程としては、埋立砂の液状化により上位の埋立土層が浮遊状態となり、不安定化したため、亀裂を生じ、そこから下位の砂が水とともに噴出したと推定される（第 3 図）。地表に認められる亀裂の向きが道路・石垣などの構造物にほぼ平行することから、地表面の変形・剪断において、構造物およびこの基礎がアンカー的役割をしたものと考えられる。また、埋立時の不同沈下による地層境界の凹凸は、亀裂形成の際に弱線として作用した可能性がある。1964 年の新潟地震では、旧河道や砂丘といった線状の地形境界に平行する亀裂が卓越し、道路等の建造物境界が同様の役割を果たすことが報告されている（藤田, 1986 ; 今村・足立, 1986）ことから、本調査地ではこの小規模な例がみられたと考えられる。

6. まとめ

本研究では、鳥取県西部地震時に噴砂が発生した地点で噴砂丘の分布を明らかにし、液状化した地層の垂直断面をジオスライサーで採取し、詳細に観察した。その結果、以下の各点が明らかとなった。

- ・地表に認められる亀裂は若干傾斜しながら下方に連続し、地層断面では幅 10~30mm の砂脈として観察される。
- ・液状化は、ラミナの変形が認められる層厚約 2m の埋立砂層のほぼ全体で生じた可能性があり、このうち噴砂の供給源として確認できるのは、堆積構造が著しく乱れている上部の数 10cm のみである。
- ・噴砂と液状化による埋立層の圧密の結果、調査地点の中心に向かう地形的なくぼみが形成された。地表の亀裂にはこれを支持する向きの数 cm 程度の段差が認められる。地震以前の調査地点がほぼ一様な標高にあったとすれば、その沈下量は最大で約 20cm と見積もられる。
- ・液状化により、ふたの役割をする埋立土層は浮遊状態となり、不安定化したため、亀裂を生じ、そこから下位の砂が水とともに噴出した。亀裂形成に際しては地層境界の凹凸が弱線として作用した可能性がある。
- ・噴砂丘の分布は地表に生じた亀裂に沿っており、亀裂の向きは湖岸線に平行な向きが卓越する。亀裂の形成においては、構造物およびこの基礎がアンカー的役割をしたと推定される。

今後、液状化層の内部構造を詳細に解析し、粒度分析等を行って粒子の移動について検討することにより、液状化および物質の流動プロセスをより詳細に明らかにする必要がある。

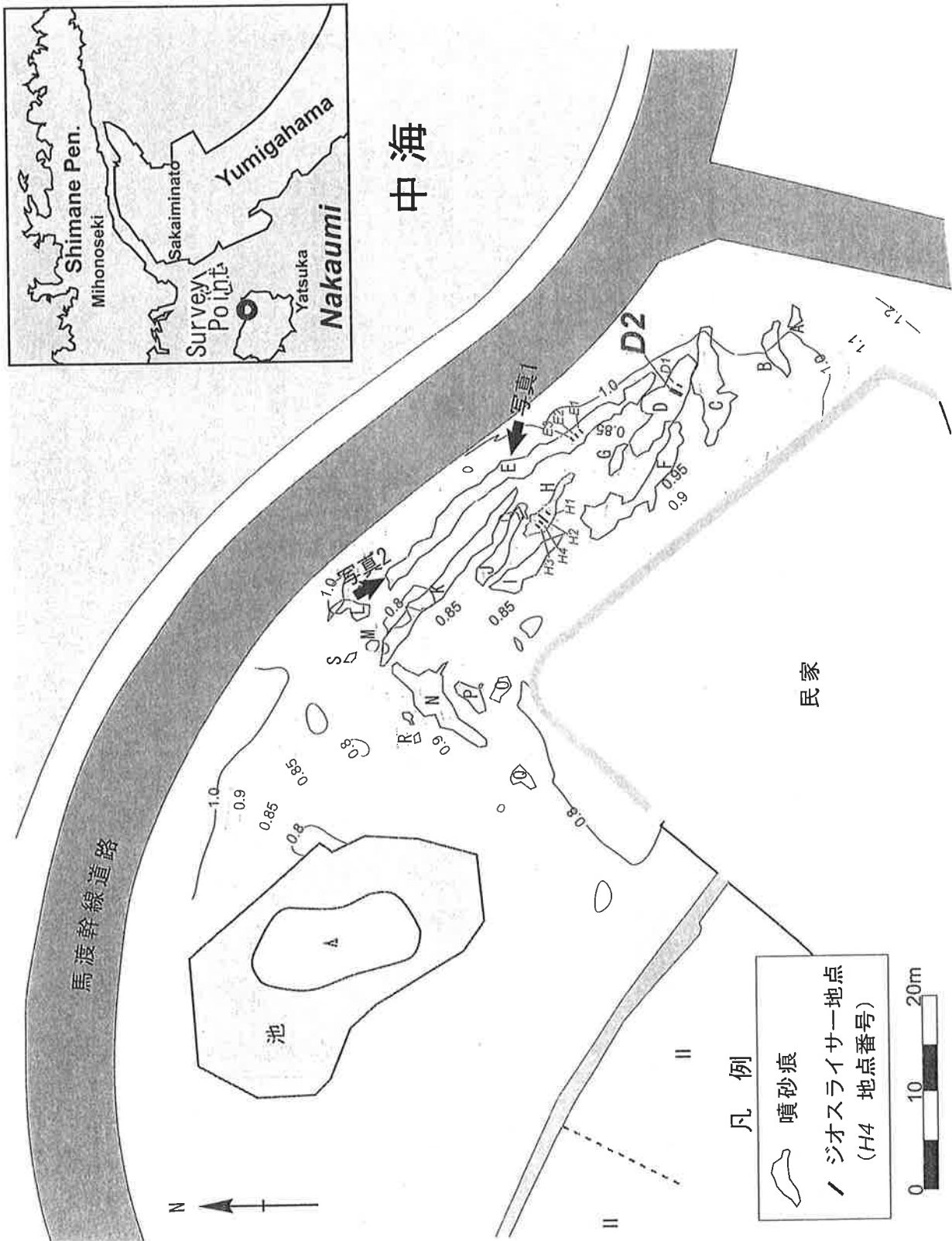
文 献

- 姉川学利・宮田雄一郎 (1996) 水槽実験による砂層の液状化・流動化変形の観察. 応用地質, **37**, 43-47.
- 藤田至則 (1986) 傾斜する地下水面に起因する亀裂・噴砂・崩壊などの地震現象. 地質学論集, no. 27, 95-108.
- 原口 強・島崎邦彦・小島圭二・中田 高 (1998) 地層抜き取り装置による軟弱地盤における定方位連続地層採取法. 地盤工学会誌, **46**, 24-26.
- 今村遼平・足立勝治 (1986) 空中写真で見た液状化現象. 地質学論集, no. 27, 71-94.
- 石賀裕明・道前香緒里・島根大学地震災害調査団・田崎和江 (2001) 鳥取県西部地震における弓ヶ浜の噴砂. 日本地質学会西日本支部会報, no. 117, 5.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克巳・松浦浩久・豊 遥秋 (1994) 松江地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 126p.
- 林 愛明・狩野謙一・丸山 正 (2000) 2000 年鳥取県西部地震による液状化と災害, 2000 年鳥取県西部地震による液状化と被害. 構造地質, no. 44, 1-4.
- Lowe, D. (1975) Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- 中田 高・島崎邦彦 (1997) 活断層研究のための地層抜き取り装置 (Geo-slicer). 地学雑誌, **106**, 59-69.
- 大川秀雄 (1997) 液状化発生メカニズムを考える. 土木学会論文集, no. 568, 13-20.
- Owen, G. (1987) Deformation processes in unconsolidated sands. *Deformation of sediments and sedimentary rocks*, edited by M. Jones, and R. Preston, Geological Society special publication, no. 29, Blackwell, Oxford, 11-24.
- 島根大学地震災害調査団 (2000a) 速報 2000 年 10 月 6 日鳥取県西部地震. 地質学雑誌, **106**, XIX-XX.

- 島根大学地震災害調査団 (2000b) 2000年10月6日鳥取県西部地震の被害状況について. 日本地質学会 News, **3**, no. 12, 2-5.
- 田崎和江・石賀裕明・道前香緒里・赤坂正秀・朝田隆二・渡辺弘明・名倉俊樹・イスラム, ABM, ラフィクル・佐々木直哉・佐藤大介・長谷川香織・田中義太郎・永井香織・縄谷奈緒子・脇元理恵・池田頼正・北川 陽・倉繁和也・瀧田敏行・津谷宜和 (2001) 鳥取県西部地震の液状化における噴砂と噴水の特性について. 地質学雑誌, **107**, 68-78.
- 辻 隆司・宮田雄一郎 (1987) 砂岩層中にみられる流動化・液状化による変形構造—宮崎県日南層群の例と実験的研究—. 地質学雑誌, **93**, 791-808.

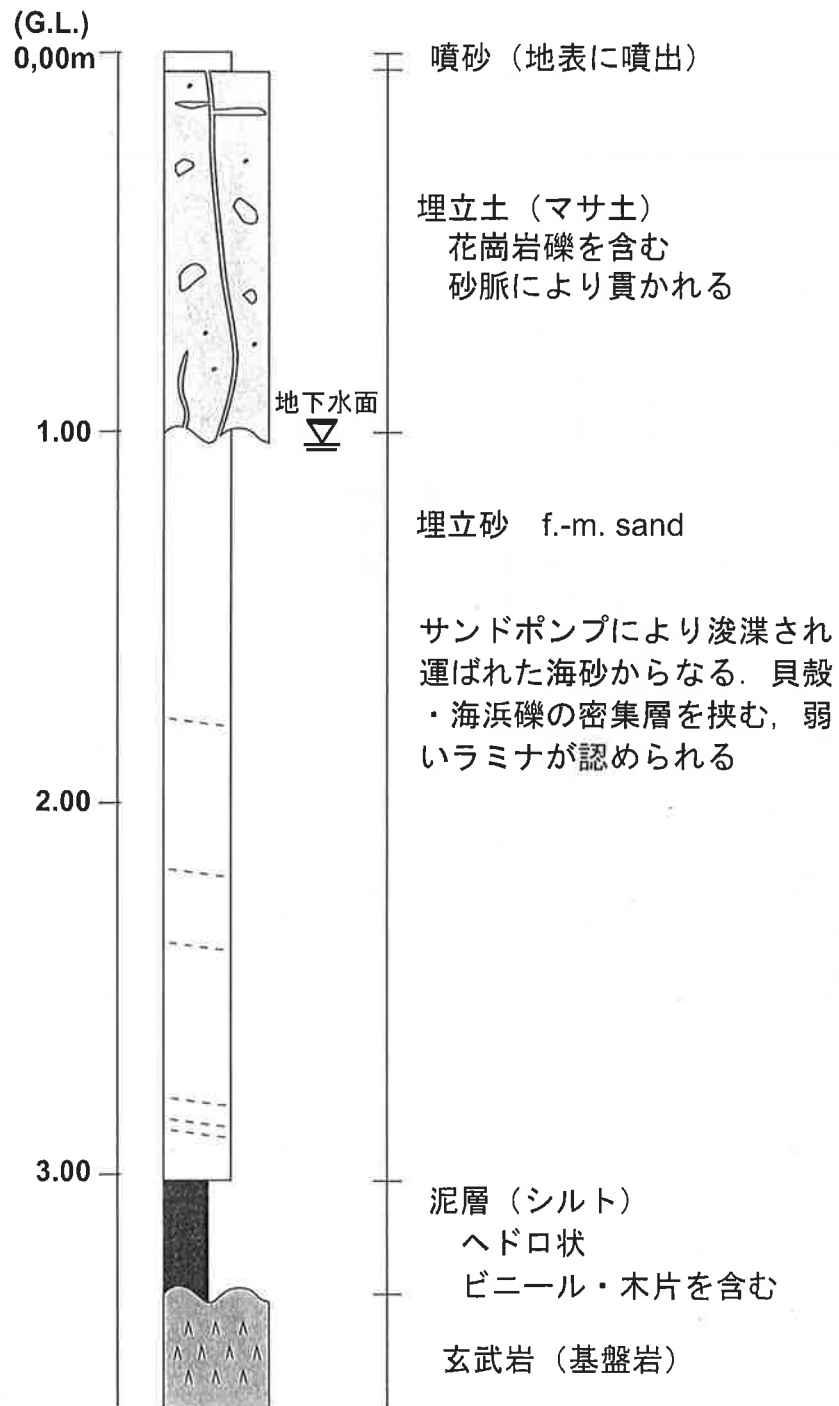
成果の公表

- 下川浩一・横田修一郎・石賀裕明・原口 強・高田圭太 (2001) 鳥取県西部地震による液状化層のジオスライサー調査. 地球惑星科学関連学会 2001年合同大会予稿集, S3-P017.



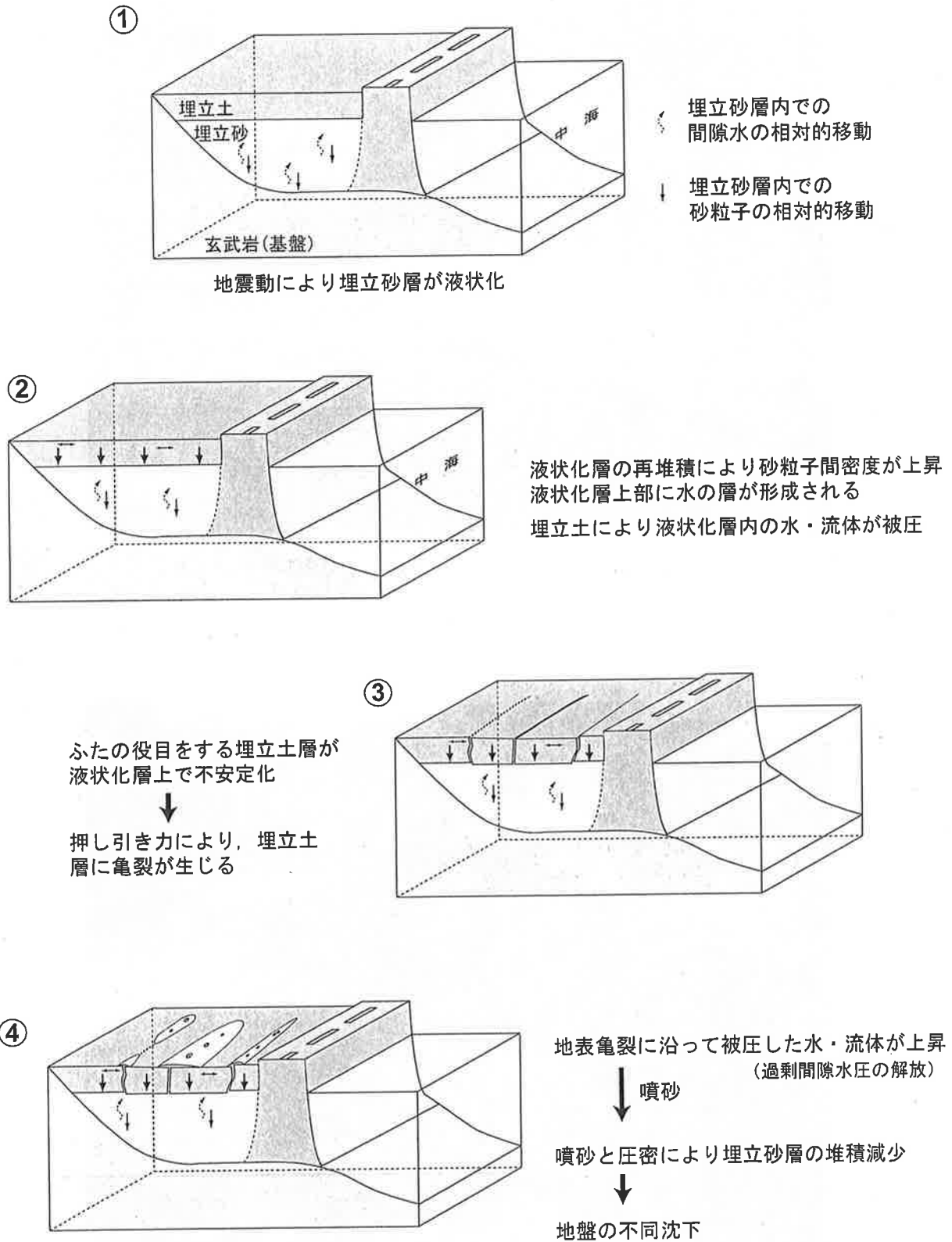
第1図. 調査地点の詳細測量図.

Fig. 1. Detailed topographic map of the survey area. Yellow patches show sand boils. 地形面の標高は中海からの実測値をもとにT.P.に換算. 道路と民家の中間 (噴砂丘H, J, K周辺) で低く, 凹地を形成している.



第2図. ジオスライサー断面の模式柱状図.

Fig. 2. Generalized log of the geoslicer survey sites.



第3図. 液状化過程の模式的解釈.
Fig. 3 Process of the liquefaction and fluidization.



写真1. 地震直後の噴砂状況（その1）. 2000年10月6日.

Photo 1. Sand boils after the earthquake (1). Photo by Seiki Yamauchi, Shimane Univ.
複数の噴出孔・噴砂が列状に分布して噴砂丘を形成する.
撮影：島根大学総合理工学部 山内靖喜教授.



写真2. 地震直後の噴砂状況（その2）. 2000年10月6日.

Photo 2. Sand boils after the earthquake (2). Photo by Seiki Yamauchi, Shimane Univ.
噴砂丘Eを西から撮影. 幅約2m, 長さは約35m.
撮影：島根大学総合理工学部 山内靖喜教授.

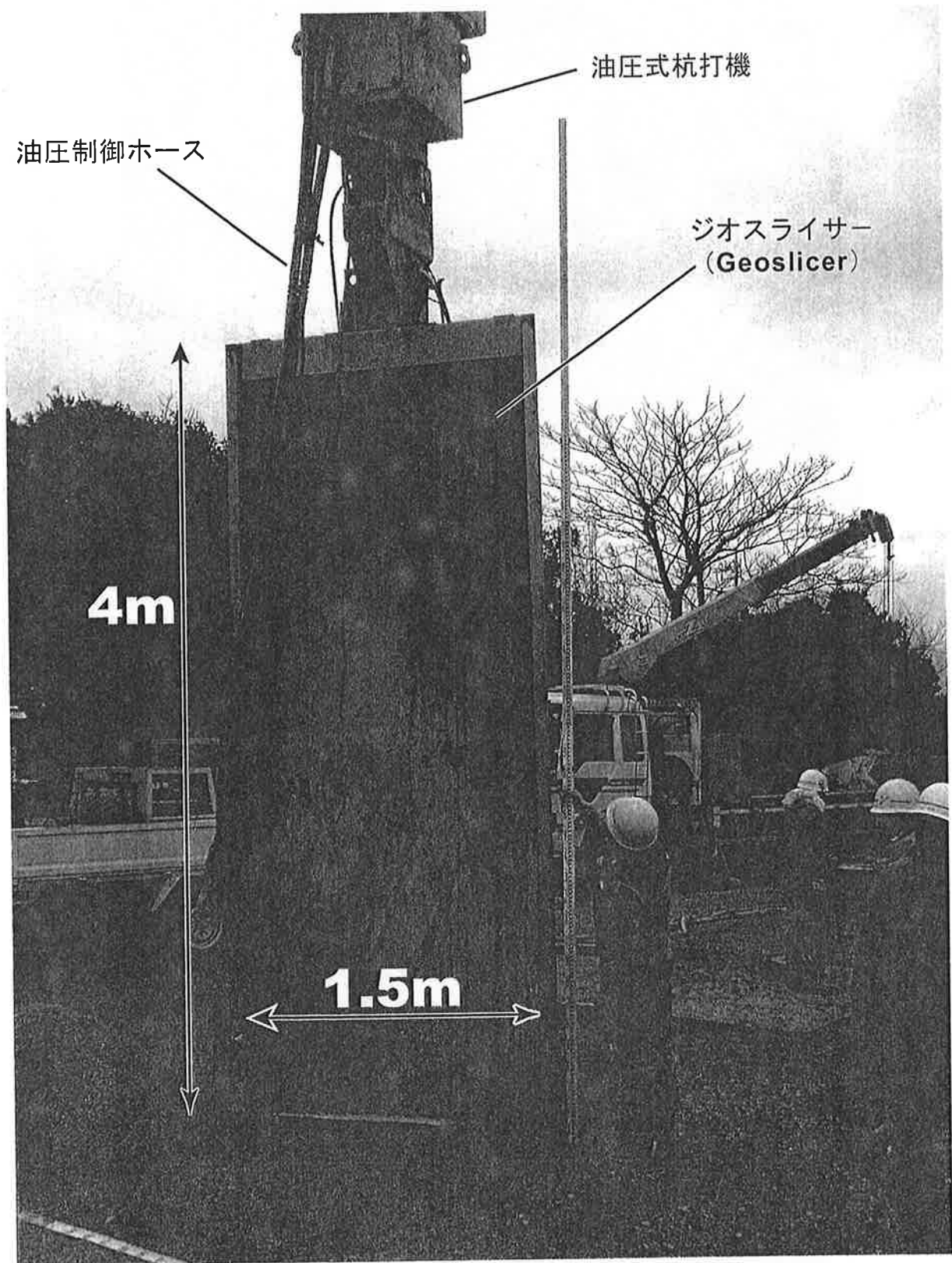


写真3. ジオスライサー本体の打込み.

Photo 3. Driving the Geoslicer.

写真のサンプラーを使用することで幅約1.5m, 深さ4mの垂直地層断面を観察することができる.

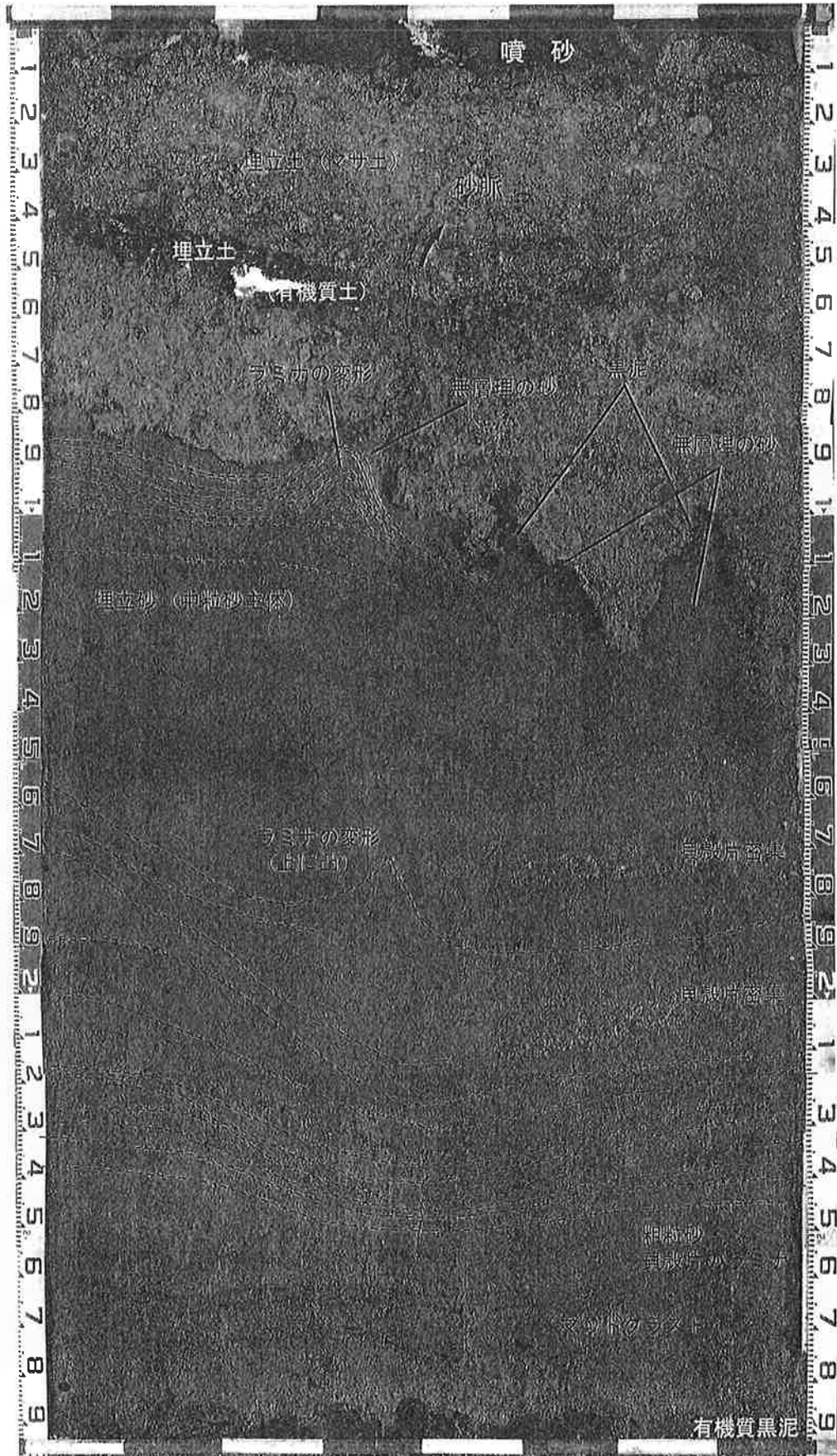


写真4. ジオスライサーにより採取した地層断面のモザイク写真 (D-2).
 Photo 4. Photo mosaic of the Geoslicer core (D-2).

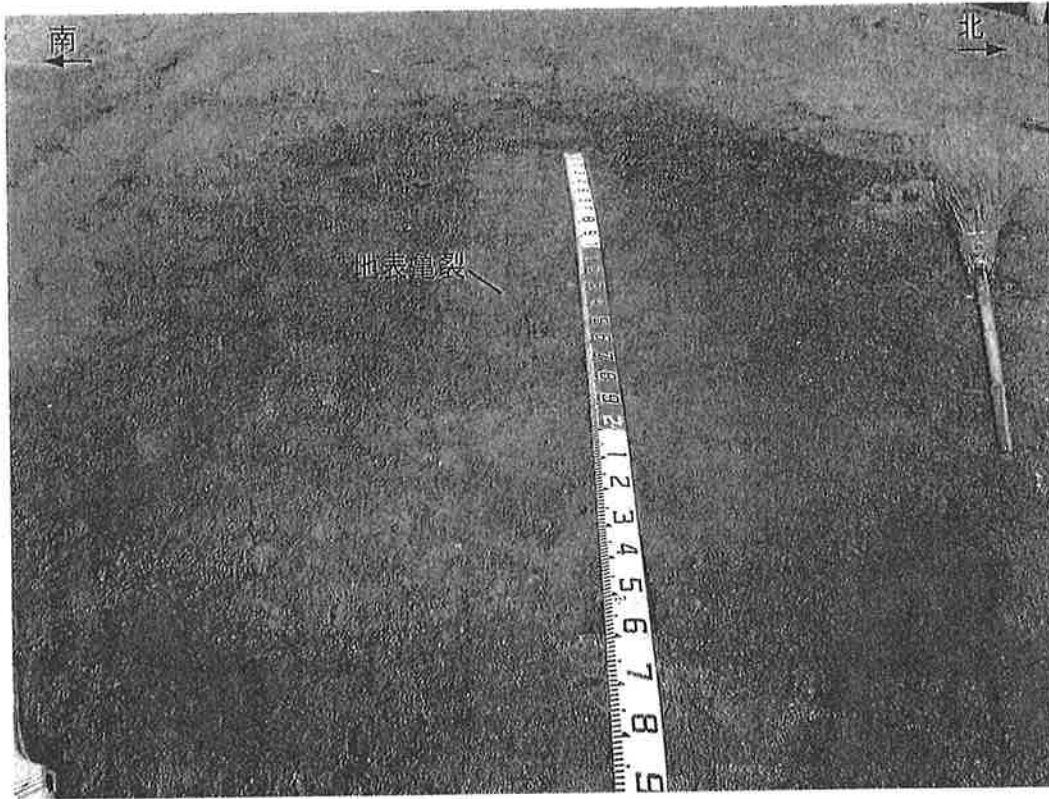


写真5. 噴砂丘E地点の地表亀裂.
Photo 5. Surface fracture under the sand boil (E).
噴砂を取り除いた状態.



写真6. 地表亀裂の拡大写真.
Photo 6. Horizontal and vertical sections of the surface fracture.
15cmほど掘り下げた状態. 地下への連続状態は地層断面に観察されたものと同じ.

2000年鳥取県西部地震断層のトレンチ掘削調査

Trenching surveys of surface ruptures associated with the 2000 Tottori-ken-seibu earthquake

伏島祐一郎¹・井村隆介²・森野道夫³・杉山雄一⁴・水野清秀⁵

Yuichiro Fusejima¹, Ryusuke Imura², Michio Morino³,
Yuichi Sugiyama⁴ and Kiyohide Mizuno⁵

^{1,4,5}活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, fusejima.y@aist.go.jp, sugiyama-y@aist.go.jp, k4-mizuno@aist.go.jp)

²鹿児島大学理学部地球環境科学科 (Faculty of Science, Kagoshima University, imura@sci.kagoshima-u.ac.jp)

³元活断層研究センターNEDO 養成技術者, 現所属: 応用地質株式会社 (Former NEDO fellow at Active Fault Research Center, GSJ/AIST, present affiliation: OYO Corporation, morino-michio@oyonet.oyo.co.jp)

Abstract: Trenching surveys at the surface ruptures showed that the 2000 Tottori-ken-seibu earthquake was caused by reactivation of active faults. At Ryokusui-en site, shear zones in granite appeared on the trench walls and floors. They consist of parallel shear planes with gouges and planar fabrics, as well as oblique secondary shear planes indicating left-lateral strike-slip movement. These features indicate that the surface ruptures at Ryokusui-en originated from the parallel shear planes in granite. At Mt. Kamakura-yama site, sediments covering the shear zones in weathered granite have been displaced by a large number of en echelon minor faults suggesting left-lateral movement. Older flower structures within the sediments were also found and dated between ca. 27,000 and 7,200 years ago.

キーワード: 2000年鳥取県西部地震, 地震断層, トレンチ調査, 活断層, 横ずれ断層, プルアパート

Keywords: 2000 Tottori-ken-seibu earthquake, surface rupture, trenching survey, active fault, strike-slip fault, pull-apart

1. はじめに

鳥取県西部地震 (M_w 6.7, M_{JMA} 7.3) は, 2000年10月6日午後1時30分に発生し, 最大で震度6強の揺れが観測された (石垣, 2000). 旧地質調査所は, 地震発生直後から震源域の調査を行い, 地震断層と判断される地表面の断裂や, 地震断層の変位に起因すると判断される人工構造物の変形・破壊を複数の地点で見出し, 詳細な記載を行った (吉岡ほか, 2000; 伏島ほか, 2001).

第1図に, 伏島ほか (2001) の調査結果の概要を示す. それによると地震断層はごく小規模で, 従来活断層の存在が知られていなかった位置に, 断続的に現れた. これらの特徴のため, この地震断層はたしてその直下に続く断層のずれによって生じたものであるのかどうか, さらに活断層の最新の活動に伴って形成されたものであるのかどうか, 疑問が残された. また鳥取県西部地震を, 「活断層で起こらなかった地震」または「未知の活断層で発生した地震」 (島崎, 2001) とする見解も現れた.

そこで筆者らは, 伏島ほか (2001) によって地震

断層であると判断された地表面の断裂を対象に, 複数のトレンチを掘削した. そして地震断層の直下における状態を観察・記載した. さらに地震断層が活断層の最新の活動に伴って形成されたものであるか否かを明らかにするため, その活動履歴について考察した. 本論文では, それらの結果を報告する.

2. トレンチ掘削調査の概要

トレンチは, 緑水園 (調査地域1) と鎌倉山北西の稜線上 (調査地域2) の2地域 (第1図) で, それぞれ4穴ずつ, 合計8穴を掘削した. 掘削したトレンチはすべて, 幅1~2m, 長さ1.5~4m, 深さ1~2.5m程度の, ごく小規模なものである.

それぞれの地域の基盤は, 中生代末期の花崗岩類とそれに貫入する時代未詳の岩脈 (服部・片山, 1964) で, それらを後期更新世の斜面堆積物と人為による盛り土層が薄く覆っている. 斜面堆積物中には, K-Ahテフラ (約7200年前に降下) とATテフラ (約27000年前に降下) が散在している. それぞれのトレンチにおける観察結果と, 採取した試料の分析結

果を総合して、第3図に示す層序区分をまとめた。この層序区分に基づいて、それぞれのトレンチ壁面を以下に記載する。なお第3図には、トレンチ壁面のスケッチ(第4~7図および第9~12図)の凡例も示してある。

2.1 緑水園(調査地域1)

調査地域1の概観を、第2図と写真1に示す。この地域は、花崗岩類からなる尾根を人工的に切り取った平坦面である。この地域では、地震断層はその北東側の地表面を2~5cm隆起させ、道路や側溝を約8~12cm左ずれさせた(伏島ほか, 2001; 写真2, 3)。この地震断層に沿って、P1-1~P1-4の4つのトレンチを掘削した(第2図, 写真1)。P1-1とP1-2は、残存していた地震断層を中心に掘削することができた。一方P1-3とP1-4は、地震断層が既に消失していたため、地震直後に測量された平面図をもとにその掘削位置を決定した。それぞれについて、以下に順に記載する。

2.1.1 P1-1(第4図, 写真4, 5)

北西壁面と南東壁面に、フラワー構造を認めた。盛り土1層と2層の断面では、この構造は、幅数mm~数cmの開口成分を持つ複数の断層から構成され、断層の一部には上方の堆積物が落ち込んでいる。複数の断層は、下方に向かって傾斜を増しながら収斂する。そして、下位の花崗岩類中および花崗岩類と貫入岩の境界面に発達する、幅数mm~数cmの断層ガウジ帯に滑らかに連続する。断層は数mm~数cmの見かけの鉛直変位を伴い、フラワー構造の中央部が隆起するセンスを持つ。南東側壁面では、断層は地震断層の直下まで連続し、この位置で地表面が数cm隆起し、撓み上がっている。

2.1.2 P1-2(第5図, 写真6~9)

北西壁面と南東壁面の盛り土2層の断面に、複数の断層が観察された。これらの断層には幅数mm~数cmの開口成分が認められ、その一部には上方の堆積物が落ち込んでいる。断層のうちの半数は地表面に達しておらず、植物根を含むマット状の土壌の基底付近に、ほぼ水平で下に凸の弧状の形態をなしている(写真8, 9)。この植物根には引きずられた様子が認められ、その方向から、マット状の土壌が下位の土壌から浮き上がり、ほぼ水平方向に左回転したことが読みとれた。残り半数の断層は、地表面に達して地震断層を形成し、地表面を数cm鉛直に変位させるとともに、下位の花崗岩類に発達する断層ガウジ帯や、貫入岩に認められる顕著な亀裂に、滑らかに連続する(写真7, 9)。

花崗岩類には、明瞭な断層破砕帯が認められた(写真6~9)。この断層破砕帯は、地震断層のそれとほぼ等しいN40°Wの走向を持ち、多数の急傾斜した剪断面とガウジ帯から構成される。これらの剪断面や断層ガウジ帯はほぼ平行~緩く斜交し、帯状やネットワーク状の構造を作っている(梅津ほか, 2002)。

この断層ガウジ帯に形成された条線の方向から、左横ずれ成分が卓越する断層運動が確認された。また、花崗岩と接する貫入岩にも、花崗岩中に発達するものと同様の剪断面と、幅数mm~数cmの開口亀裂を伴う断層破砕帯が観察された(写真6~9)。この剪断面に形成された条線の方向からも、左横ずれ成分が卓越する断層運動が確認された。なお、この断層破砕帯には、カタクレサイト帯は確認できなかった(梅津ほか, 2002)。

2.1.3 P1-3(第6図, 写真10, 11)

花崗岩類と貫入岩には、P1-2で観察されたものと同様の、明瞭な剪断面と断層ガウジ帯を伴い、左横ずれ成分が卓越する断層破砕帯が認められた。北西側の壁面では、これらの断層ガウジ帯の一部に連続する断層が、盛り土1層と2層を切り、盛り土1層と花崗岩類の境界を数cm見かけ逆断層変位させ、盛り土1層と2層の境界を数cm見かけ正断層変位させている(写真10)。これらの断層には、開口成分や上位層の落ち込みは認められない。

北西側壁面・南東側壁面ともに、埋積土2層は南西側のみに認められ、南東側に向かって層厚が増す楔状の分布形態を示している。この埋積土2層は上記の断層を覆っており、2000年鳥取県西部地震以降の堆積物と判断される。

2.1.4 P1-4(第7図, 写真12~14)

このトレンチにおいても、花崗岩類と貫入岩には、P1-2およびP1-3で観察されたものと同様の、断層破砕帯が認められた。このうち、断層ガウジ帯の発達が目立つ部分(写真13, 14)では、断層ガウジ帯の主剪断面に斜交する、二次剪断面と考えられる面構造が発達している。主剪断面に対する二次剪断面の発達方向から、左横ずれ成分が卓越し、北東側が隆起する断層運動が確認された。

2.2 鎌倉山北西の稜線(調査地域2)

調査地域2の概観を第8図に示す。ここでは、地震断層は稜線を鋭角に横切るように現れた。この地域の地震断層は、10cm以上の左横ずれと数cm~30cm程度の北東側隆起を伴ったと見積もられるが、計測の基準となる人工構造物がないため、正確な変位量は計測できなかった(伏島ほか, 2001)。この地震断層に沿って、P2-1~P2-4の4つのトレンチを掘削した(第8図)。どのトレンチも、残存していた地震断層を中心に正確な位置に掘削することができた。写真15は、P2-2掘削直前の地震断層の様子を示し、写真16は、P2-4掘削地点に現れた地震断層の地震直後の様子を示している。掘削されたそれぞれのトレンチについて、重要なものから順に以下に記載する。

2.2.1 P2-2(第9図, 写真15, 17, 18)

このトレンチは、地震断層が左ステップオーバーする位置で掘削された(第8図)。その床面および北北西・南南東の壁面では、複数の断層からなる複雑な構造が認められた。それぞれの断層は、地震断層

の走向に近い N20~50° W の走向を持ち、西または東へ急傾斜する。断層の多くは下方へ向かって収斂し、複数の、やや崩れた形態のフラワー構造を作っている。フラワー構造を形成する断層の多くは、同構造の中央部が落ち込むような変位を示すが、全体に、同構造の西側を限る東落ちの断層の変位が卓越する。東落ちの断層には、東傾斜の見かけ正断層と西傾斜の見かけ逆断層がある。前者は幅数 mm~数 cm の開口成分を持ち、一部では開口部に上位の堆積物が落ち込んでいる。一方、後者の見かけ逆断層には、開口成分や堆積物の落ち込みが認められないものが多い。前者の断層は南南東側壁面で多く観察され、後者の断層は主に北北西側壁面の西半部で観察された。

フラワー構造および断層の開口部への堆積物の落ち込みは、2つの層準で確認できた。より新しいものは、地震断層直下に存在するフラワー構造と断層への落ち込みであり、主に A 層~C 層までが参加している。より古いものは D 層下部~G 層の落ち込み構造であり、D 層上部~C 層によって覆われている。

北北西側壁面の中央部では、古い落ち込み構造を切って、新しい落ち込み構造が形成されている様子が観察される。南南東側壁面の中央部にも類似の構造が認められるが、2つの落ち込み構造の関係は明瞭ではない。

G 層基底の見かけ鉛直変位量は 20~40cm と見積もられ、G 層上面の鉛直変位量よりも 5 割程度多いように見える。これは変位の累積を示している可能性があるが、G 層が水平に堆積した地層ではないため、信頼性の高いデータとはいえない。

このトレンチの壁面や床面で観察された花崗岩類は、捨り鎌で容易に切れるほどに著しく風化している。この花崗岩類にも、多数の剪断面や二次剪断面を伴う断層破砕帯が確認され、それらの一部は堆積物を切る断層に滑らかに連続していた。これらの断層破砕帯には、調査地域 1 で観察されたような断層ガウジ帯を確認することはできなかった。

2.2.2 P2-4 (第 10 図, 写真 16, 19, 20)

このトレンチが掘削された位置では、地震直後に観察された地震断層は、逆断層成分が卓越する断層運動によって形成されたように見える(第 8 図, 写真 16)。そして実際に、トレンチの北北西側壁面において、見かけ逆断層を確認した。A 層と B 層を見かけ逆断層変位させる高角断層は、花崗岩中の剪断面に滑らかに連続する。この剪断面は数 cm~20cm の幅で開口し、その中に B 層が落ち込んでいる。

このトレンチで観察された花崗岩類は、P2-2 で観察されたものほどではないが、かなりの風化を受けていた。また、本地点の花崗岩類にも、多数の剪断面や二次剪断面を伴う断層破砕帯が確認されたが、断層ガウジ帯を確認することはできなかった。

トレンチの東側に分布する A 層と B 層には、複数の断層が認められ、フラワー構造を形成し、その一

部は地震断層に連続し、見かけ逆断層変位を示していた。これらの断層の大部分には開口成分は認められず、東傾斜の断層についても同様であった。

以上のことから、P2-4 で観察された断層は谷側(東側)落ちの正断層ではなく、稜線側(西側)上りの逆断層成分を有する横ずれ断層と考えられる。

2.2.3 P2-1 (第 11 図, 写真 21)

本トレンチ近傍では、2000年鳥取県西部地震時に、プリアパート構造、プレッシャーリッジなどを伴う複雑な地震断層が出現した。トレンチ壁面では、指で崩せるほどに著しく風化した花崗岩類中に、フラワー構造をなす多数の断層が観察された。フラワー構造の周囲の花崗岩類には、断層面と平行な方向に構成鉱物が配列した明瞭な面構造が発達する。各断層の地表から深さ 50cm 前後までの部分は、数 mm~数 cm の幅で開口し、開口部には上位の堆積物が落ち込むと共に、見かけの鉛直変位が認められた。しかし、それより深部では総じて開口が認められず、著しい風化と相まって、断層をさらに深部へ追跡することは困難であった。

2.2.4 P2-3 (第 12 図, 写真 22)

このトレンチは、多数の小規模な地震断層が出現した位置において、深度 1m まで掘削されたが、花崗岩類は出現しなかった。トレンチ壁面に現れた堆積物には多数の断層が認められた。その大部分は稜線側(南西側)上りの見かけ逆断層変位を示すが、一部のものにはブルドーリングを伴うごく低角度のスラストであった。断層の半数は数 mm~数 cm の幅で開口し、そこに上位の堆積物が落ち込んでいた。

3. 考察

3.1 調査地域 1 の断層の性状

調査地域 1 で認められた花崗岩類や貫入岩を切って発達する断層破砕帯は、平行する多数の剪断面やネットワーク状に発達する断層ガウジ帯から構成される。これらの一部は鳥取県西部地震の際にずれ動いたことが確かめられた一方、その大部分は今回の地震では変位しなかったと判断される。この調査結果は、本調査地域の断層破砕帯が鳥取県西部地震時のただ 1 回の活動で形成されたものではなく、断層活動の繰り返しによって形成されてきたものであることを示している。

この断層破砕帯にはカタクレーサイト帯の存在は確認されず、断層ガウジ帯自体も、これまでに報告されている顕著な活断層や地質断層に伴うものに比べて、著しく貧弱である。この観察事実は、調査地域 1 の断層破砕帯が発達初期段階の未成熟な断層に伴うものであることを示唆する。しかし、これまでのところ、この断層破砕帯の活動履歴や形成史に関する具体的なデータは得られていない。

3.2 調査地域 2 の断層の活動履歴

P2-2 トレンチで観察されたフラワー構造および断層の開口部への堆積物の落ち込み構造は、横ずれ活断層のトレンチ壁面において認められる落ち込み構造に良く似ている。このことから、同トレンチで観察された構造も、断層活動に伴って形成されたものと考えられる。

P2-2 トレンチでは、2.2.1 で述べたように、複数の層準においてフラワー構造および堆積物の落ち込み構造が確認された。この事実は、調査地域 2 の断層帯が繰り返し活動してきたことを示している。より上位の落ち込み構造は 2000 年の地震に伴って形成されたと判断され、もう 1 つの落ち込み構造は、既述のように、D 層上部～C 層に覆われていることから、D 層堆積中に形成された可能性が高い。

P2-2 トレンチの壁面で観察される堆積物の中では、D 層中に AT テフラ起源の火山ガラスが最も多量に見出されることから、D 層は AT テフラの降下前後に堆積したと推定される。また、K-Ah テフラの降下層準は、同テフラ起源の火山ガラスの含有量から、B 層中にあると推定される。したがって、調査地域 2 では、AT テフラの降下前後以降、K-Ah テフラの降下前に、フラワー構造および落ち込み構造の形成を伴う断層活動があったと考えられる。

3.3 鳥取県西部地震に伴う地震断層の成因

トレンチを掘削することにより、地震断層直下の断層の形態を詳細に観察することができた。その結果確認されたフラワー構造や、見かけ逆断層と見かけ正断層が複雑に組み合わさった構造は、左横ずれ断層運動に伴う複合構造として理解できる。特に、調査地域 2 の P2-2 トレンチで観察された構造は、左横ずれ断層の運動によって作られるプルアパート構造と見なし得る。

2 つのトレンチ調査地域はともに稜線上にあり、そこに現れた地震断層は、重力性の断裂構造ではないことを確認する必要がある。伏島ほか(2001)は、その平面形態を詳細に観察することによって、斜面の傾斜方向とは無関係に左横ずれ断層運動が生じたことを推定し、重力性の構造である可能性を否定した。トレンチ調査の結果は、この見解を強く支持・補強するものである。

さらに、地震断層直下の断層は、断層活動の繰り返しによって形成された断層破砕帯を伴うことが確認された。また、調査地域 2 では、上述のように、AT テフラの降下前後以降、K-Ah テフラの降下前に、鳥取県西部地震に先立つ断層活動があったと考えられる。このことは、鳥取県西部地震の地震断層が、活断層の再活動によって生じたものであることを示している。

鳥取県西部地震に伴う地震断層のように、数 10cm 程度の地表変位によって作られた地形は、活断層の次の活動までの間に、その大半が侵食や埋積によって消失してしまうと考えられる。このことが、鳥取

県西部地震を、「活断層で起こらなかった地震」または「未知の活断層で発生した地震」(島崎, 2001)とする見解に対する回答になるであろう。

4. まとめ

2000 年鳥取県西部地震の地震断層を対象に、トレンチ掘削調査を実施した。その結果は以下のようにまとめられる。

1) 緑水園(調査地域 1)におけるトレンチ調査では、複数の剪断面や断層ガウジ帯などからなる断層破砕帯が確認され、地表に現れた地震断層は、これらの断層ガウジ帯や剪断面の一部から連続するものであることが確かめられた。

2) 鎌倉山北西の稜線(調査地域 2)におけるトレンチ調査では、左横ずれ断層運動に特有なパターンを示す、プルアパート構造などからなる複合構造が観察された。

3) 調査地域 2 ではさらに、約 2.7 万年前の AT テフラの降下前後以降、約 7.2 千年前の K-Ah テフラの降下前に、鳥取県西部地震に先立つ断層運動が生じたと考えられる。

4) これらのことから、鳥取県西部地震に伴う地震断層は、活断層の再活動によって形成されたものと考えられる。

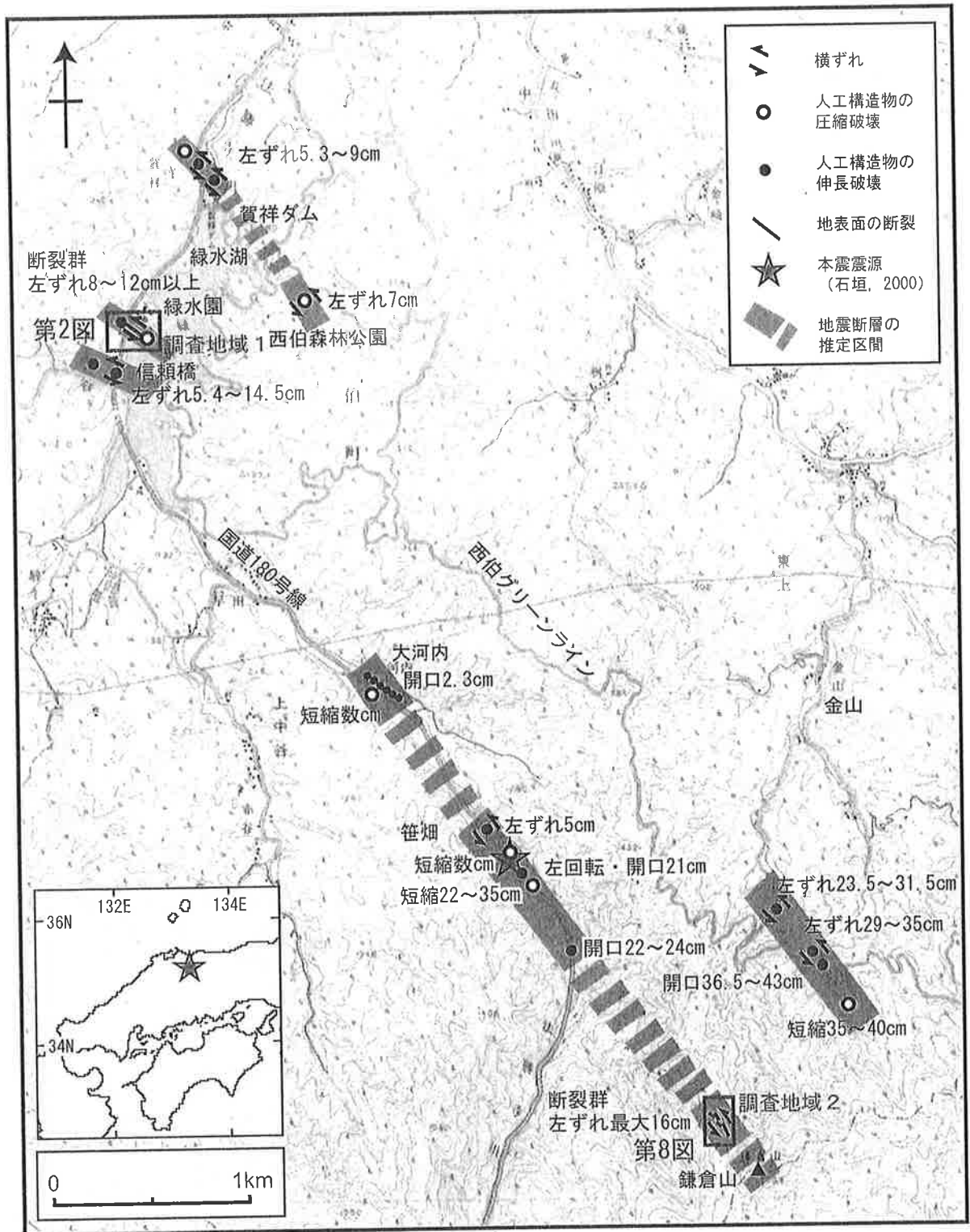
謝辞 本調査を実施するにあたり、黒澤英樹氏、三輪敦志氏、市川八州夫氏をはじめとする応用地質株式会社の方々には大変お世話になった。西伯町緑水園支配人板井 隆氏をはじめとする緑水園従業員の方々、西伯町役場、地元地権者、および地元関係者の方々には、様々なご協力とご配慮をいただいた。新潟大学大学院の小林健太氏と同大学院生の梅津健吾氏、山本 亮氏には、断層破砕帯の観察方法について、多くのご教示をいただいた。広島大学名誉教授の原 郁夫氏には、調査地域 1 の盛り土中の断層と断層破砕帯との関係について、現場での詳細な観察に基づく重要なご指摘をいただいた。また、香川大学工学部の長谷川修一氏、京都大学大学院生の金田平太郎氏との現場での議論をきっかけに、重力性の断層について再検討することができた。井上大榮氏をはじめとする電力中央研究所の方々との現場における議論は、地震断層と活断層、そして活断層地形との関係について考察する助けとなった。また、活断層研究センターの吉田悦子さんと黒坂朗子さんには、図面の作成を手伝って頂いた。これらの方々には深く感謝申し上げます。

文 献

伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小松原 琢・佐々木俊法(2001) 2000 年鳥取県西部地震の地震断層調査。活断層・古地

- 震研究報告, no. 1, 1-26, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 服部 仁・片山正人 (1964) 5 万分の 1 地質図「根雨」および同説明書. 地質調査所, 49 p.
- 石垣祐三 (2000) 平成 12 年 (2000 年) 鳥取県西部地震. 気象, 44, no. 12, 34-39.
- 島崎邦彦 (2001) 活断層で起こらなかった 2000 年鳥取県西部地震. 日本地震学会ニュースレター, 12, no. 5, 52.
- 梅津健吾・小林健太・山本 亮・伏島祐一郎 (2002) 鳥取県西部地震で形成された断層面の構造地質学的記載. 2002 年地球惑星科学関連合同大会, J029-010.
- 吉岡敏和・水野清秀・井村隆介・伏島祐一郎・小松原 琢 (2000) 2000 年 10 月 6 日鳥取県西部地震に伴う地震断層の緊急調査. 地質ニュース, no. 555, 7-11.

(受付: 2002 年 9 月 9 日, 受理: 2002 年 10 月 9 日)



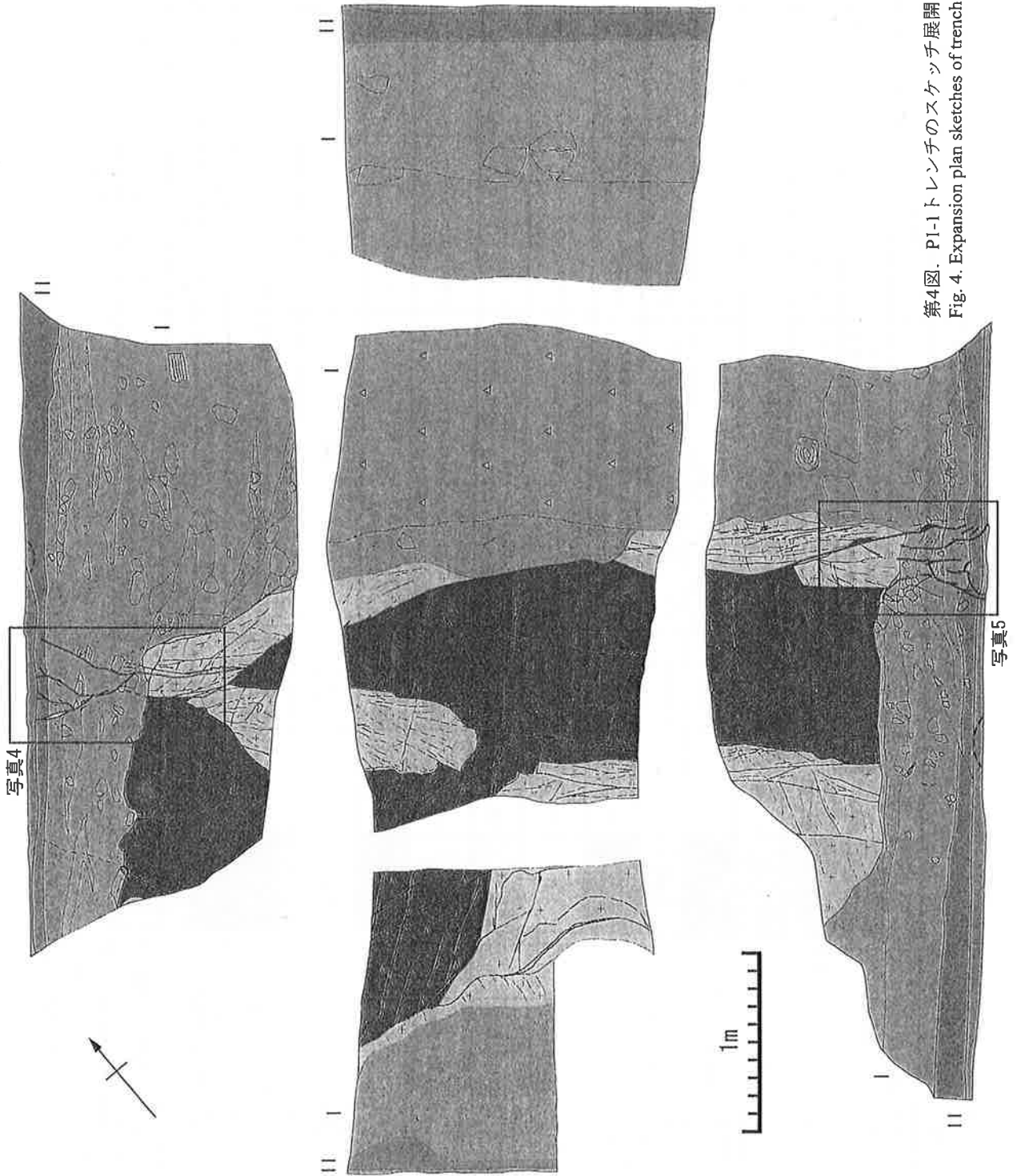
第1図. 2000年鳥取県西部地震の地震断層の概要(伏島ほか, 2001の第2図に加筆)とトレンチ調査地域. 国土地理院発行2万5千分の1地形図「井尻」を使用.

Fig. 1. Map showing the outline of the surface ruptures associated with the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake (revised from Fusejima et al., 2001) and trench survey areas.

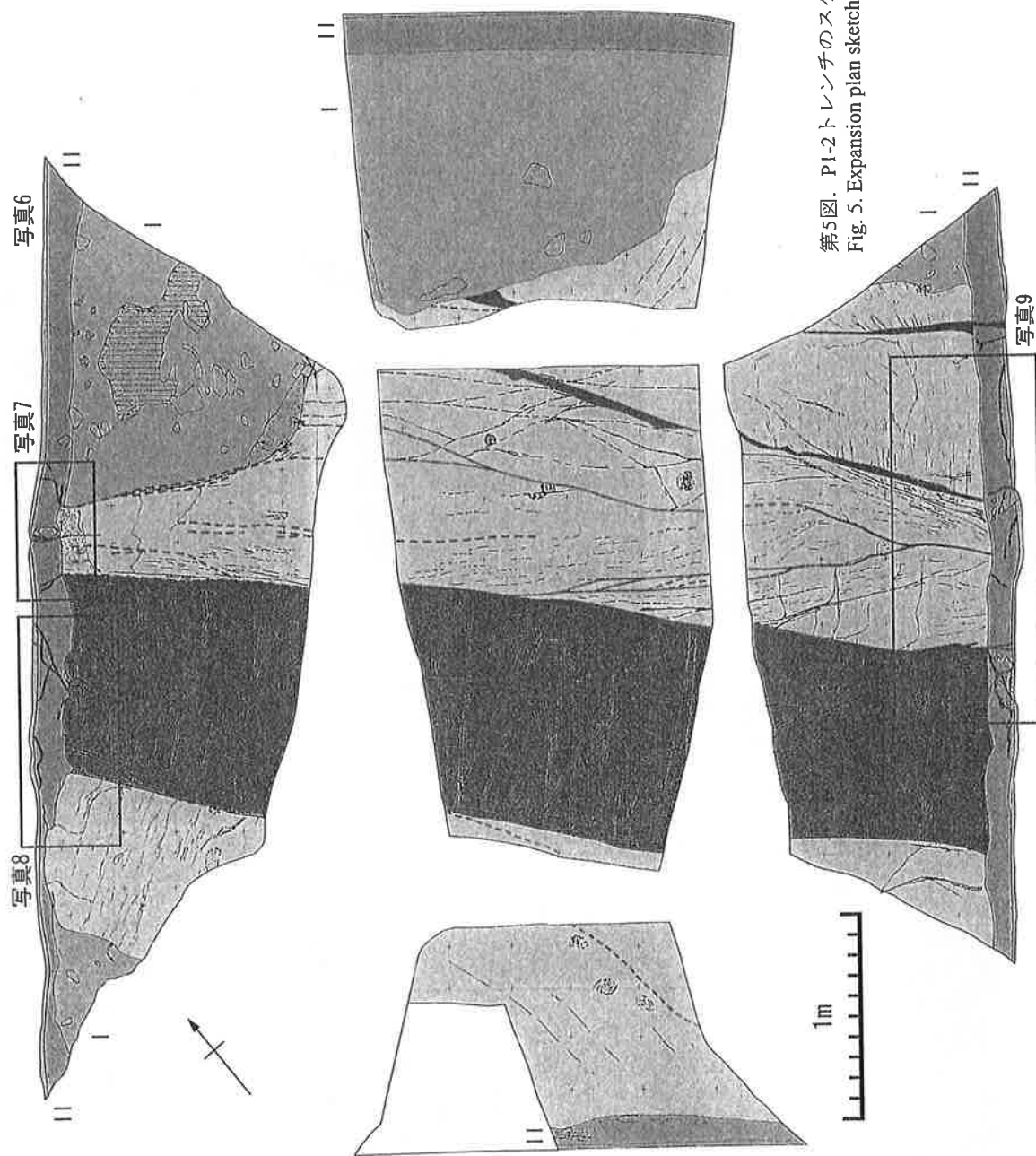
層序区分の凡例

土層・地層区分の凡例	層序区分の凡例	地層名	地層区分	層相	固結度	テフラ	推定年代
	砂と花崗岩の細礫(角礫)からなり、無層理。車のタイヤ等による人為浸食・埋積の影響有。	埋積土2層	砂礫層		ゆるい		2000. 10. 6以降
	花崗岩の細礫(角礫)と砂を主体とし、一部で腐植を含む。無層理。	盛土2層	細礫層		ややしまっている		改修時
	花崗岩の砂礫(角礫)・ひん岩の砂礫(角礫)からなり、無層理・無淘汰。	盛土1層	無淘汰砂礫層		しまっている		造成時(1970年代)
	暗褐色の腐植質シルトからなり、花崗岩の細礫(角礫)を含む。無層理。	A層	腐植質土層		非常にゆるい		
	B層以下の構成物が混在し、無層理・無淘汰。風倒木の跡か？ または人為？	埋積土1層	暗褐色礫混じりシルト層		ゆるい		完新世
	黄色の火山灰質シルト団粒(K-Ah)を主体とし、花崗岩の細礫(角礫)を含む。無層理。	B層	暗褐色シルト層		ややゆるい	K-Ah	
	シルトおよび粘土主体で、花崗岩の細礫(角礫)や砂を含む。一部に層理が認められ、砂礫のレンズが散見される。	C層	黄褐色シルト層		ややゆるい		最終氷期後半
	塊状の火山灰質シルト(AT)を主体とし、花崗岩の細礫(角礫)・粘土を多く含む。無層理。	D層	淡褐色細礫混じりシルト層		ややしまっている	AT	
	花崗岩の細礫(角礫)を主とし、砂・シルトを含む。一部に不明瞭な層理が認められ、上・下部の所々に赤褐色粘土を伴う。	E層	褐色細礫層		非常にしまっている		
	花崗岩の細礫(角礫)からなり、砂・シルト・粘土を含む薄層。	F層	灰褐色細礫層		しまっている		最終氷期前半？
	砂・シルト・粘土を含む花崗岩の細礫(角礫)・層理が認められ、細礫主体のレンズが散見される。	G層	褐色粘土混じり細礫層		ややしまっている		
	粘土を多く含む花崗岩の細礫(角礫)。下位の花崗岩類の凹部を埋めて薄く分布し、花崗岩類やアブライトの大礫(重円礫)を含む。	H層	褐色粘土質細礫層		非常にしまっている		
	破碎・風化されたひん岩からなる。	貫入岩	貫入岩		ハンマーで容易に割れる		時代未詳
	破碎・風化により角礫状となっている。	アブライト脈	アブライト脈		ハンマーで容易に割れる		時代未詳
	断層や地形との位置関係により、破碎・風化の程度はさまざまである。	花崗岩類	花崗岩類		さまざま		中生代末期

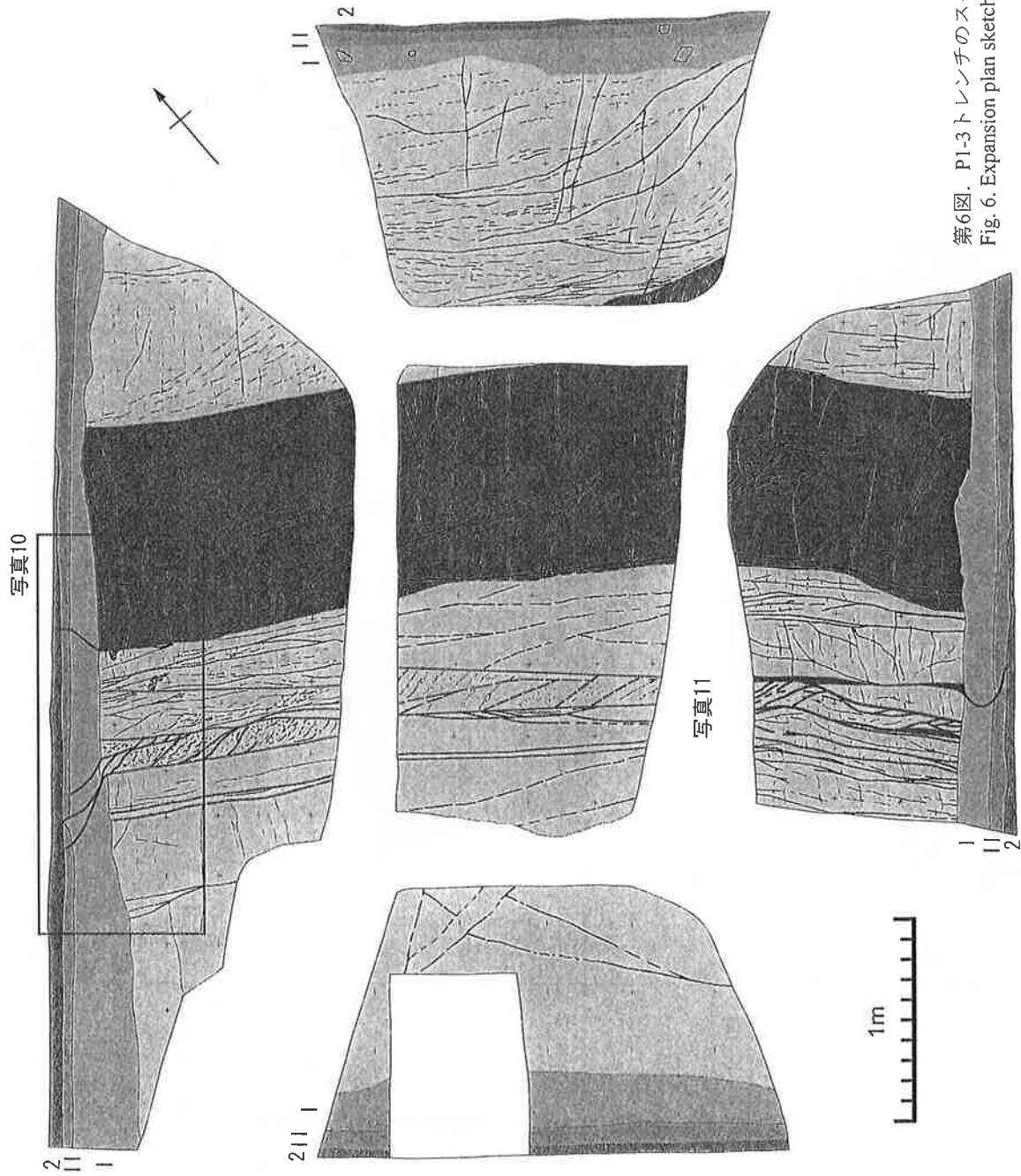
第3図. スケッチの凡例.
Fig. 3. Key for the sketches of the trenches.



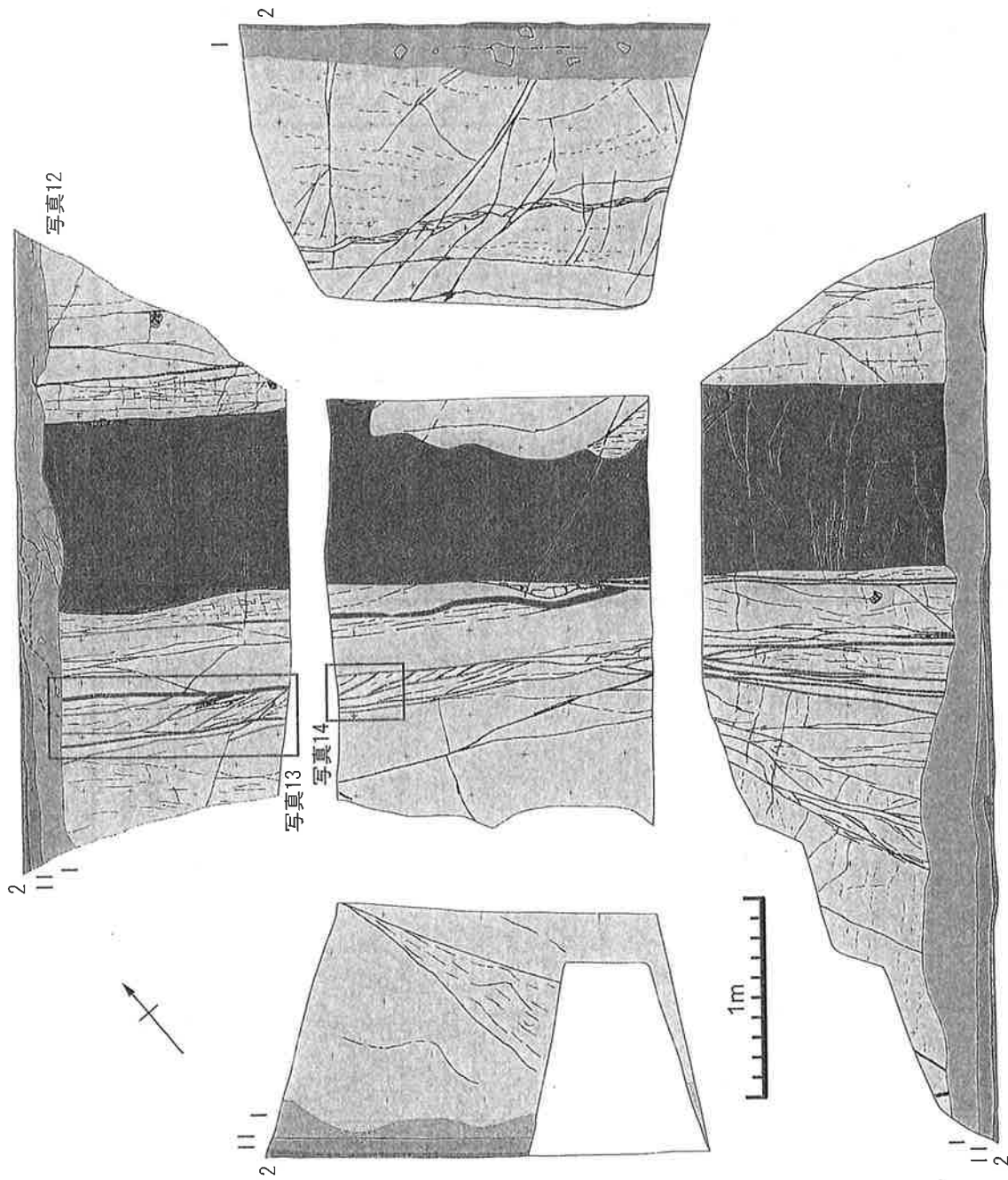
第4図 P1-1トレンチのスケッチ展開図。凡例は第3図参照。
Fig. 4. Expansion plan sketches of trench P1-1. See Fig. 3 for key.



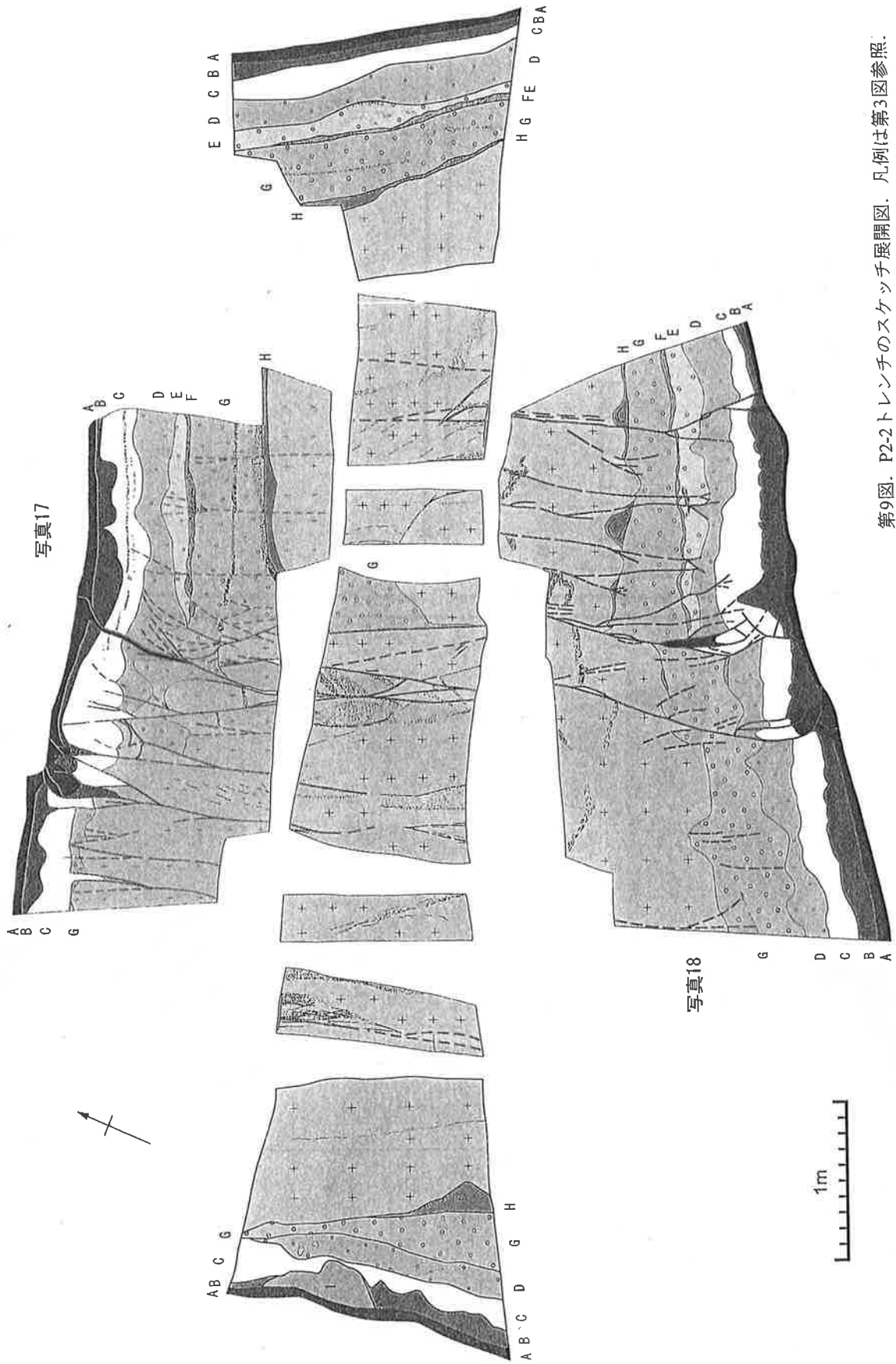
第5図. P1-2トレンチのスケッチ展開図. 凡例は第3図参照.
 Fig. 5. Expansion plan sketches of trench P1-2. See Fig. 3 for key.



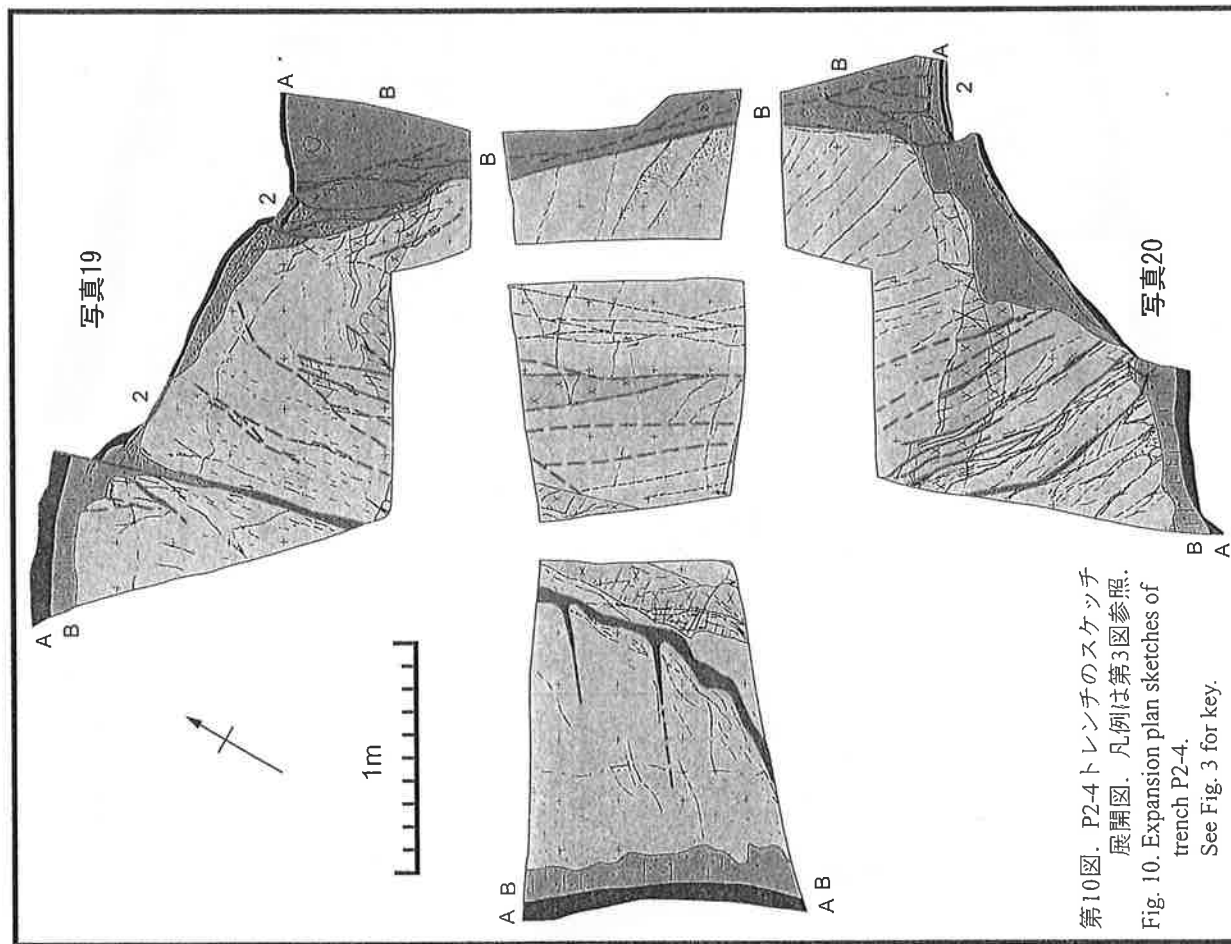
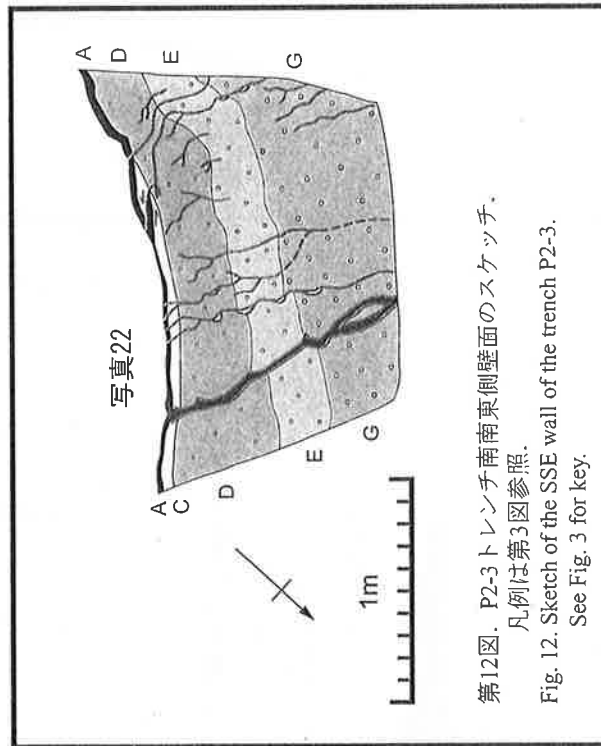
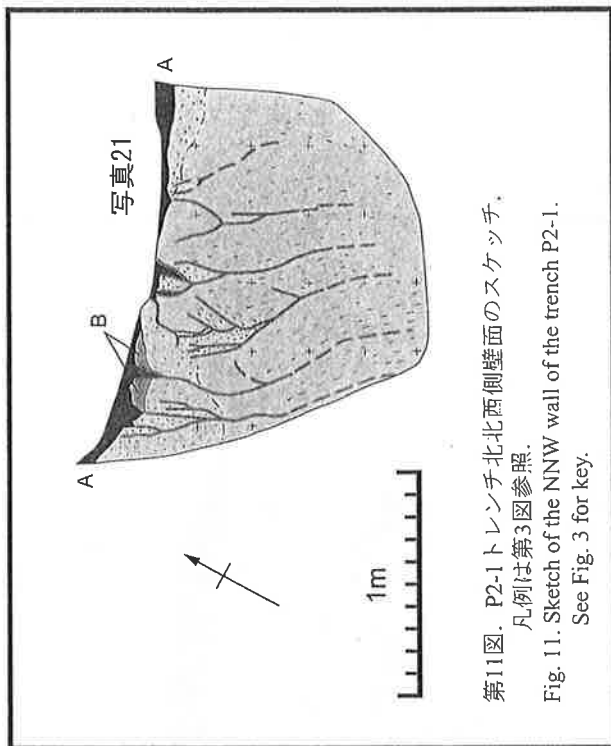
第6図. P1-3トレンチのスケッチ展開図. 凡例は第3図参照.
 Fig. 6. Expansion plan sketches of trench P1-3. See Fig. 3 for key.



第7図. P1-4トレンチのスケッチ展開図. 凡例は第3図参照.
Fig. 7. Expansion plan sketches of trench P1-4. See Fig. 3 for key.



第9図. P2-2トレンチのスケッチ展開図. 凡例は第3図参照.
 Fig. 9. Expansion plan sketches of trench P2-2. See Fig. 3 for key.



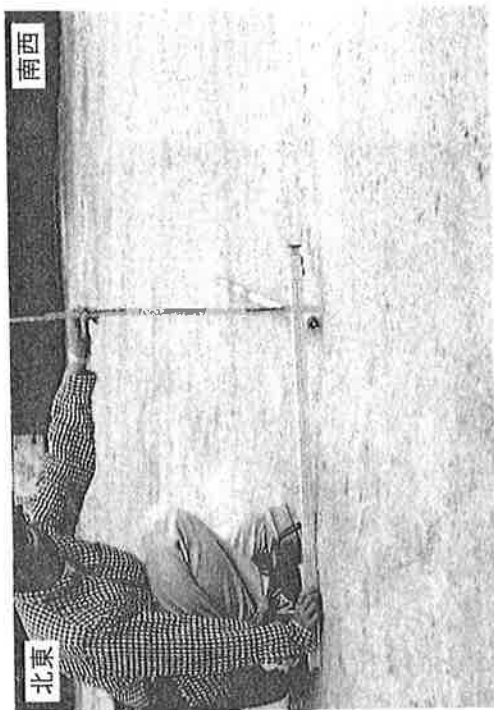


写真3. P1-3トレンチ掘削地点における地震断層。2000年地震直後に撮影。

Photo 3. The surface rupture with the earthquake near the trench P1-3.



写真1. 南東側から調査地域1を望む斜め空中写真 (朝日航空株式会社提供)。

Photo 1. Bird's eye view of the trench survey area 1 from southeast.

Courtesy of Aero Asahi Corporation.

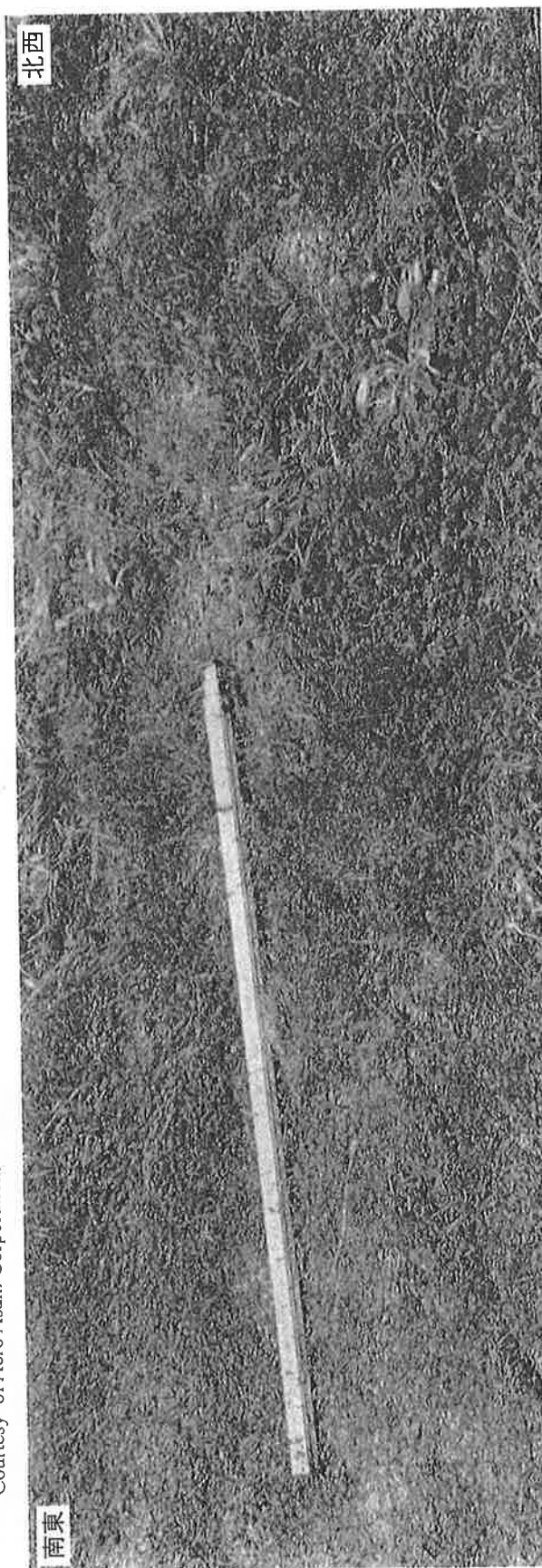


写真2. P1-2トレンチ掘削地点における地震断層。2000年地震直後に撮影。スケールの長さは110cm, 幅は3cm。

Photo 2. The surface rupture associated with the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake near the trench P1-2. Length and width of the scale is 110cm and 3cm, respectively.

南西

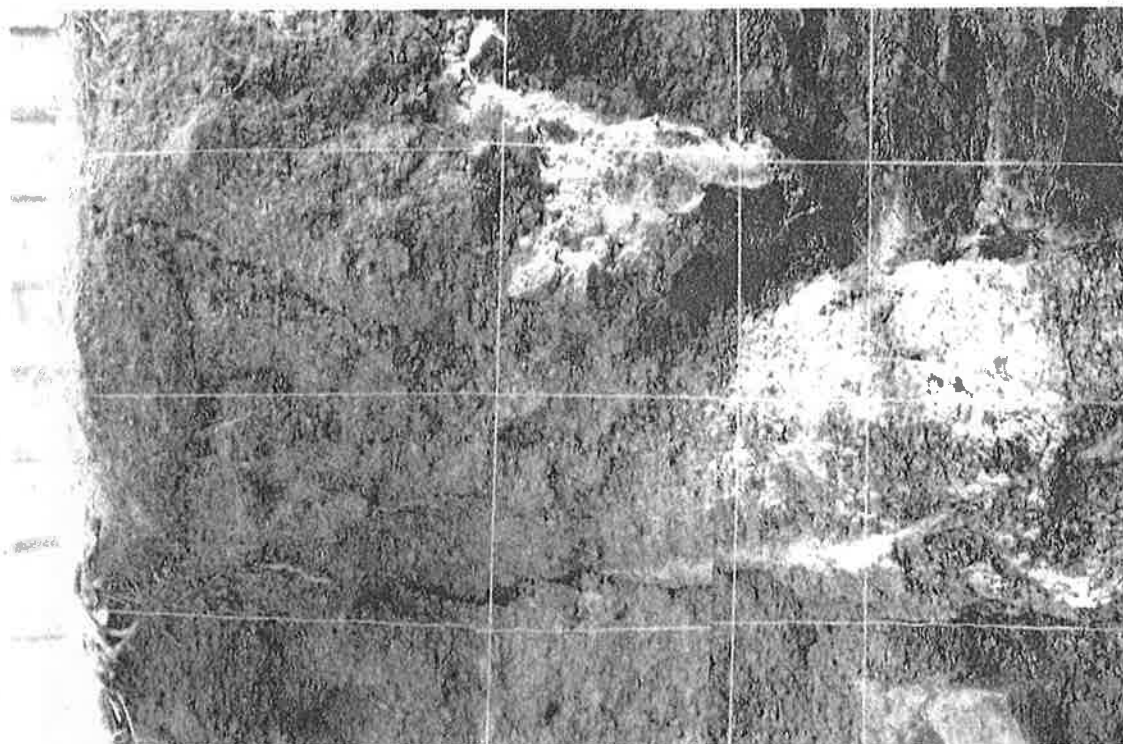


写真5. P1-1トレンチ南東側壁面の断層部の拡大撮影 (第4図参照)

Photo 5. Close-up of the fault zone on the southeast wall of the trench P1-1. See Fig. 4.

北東

北東

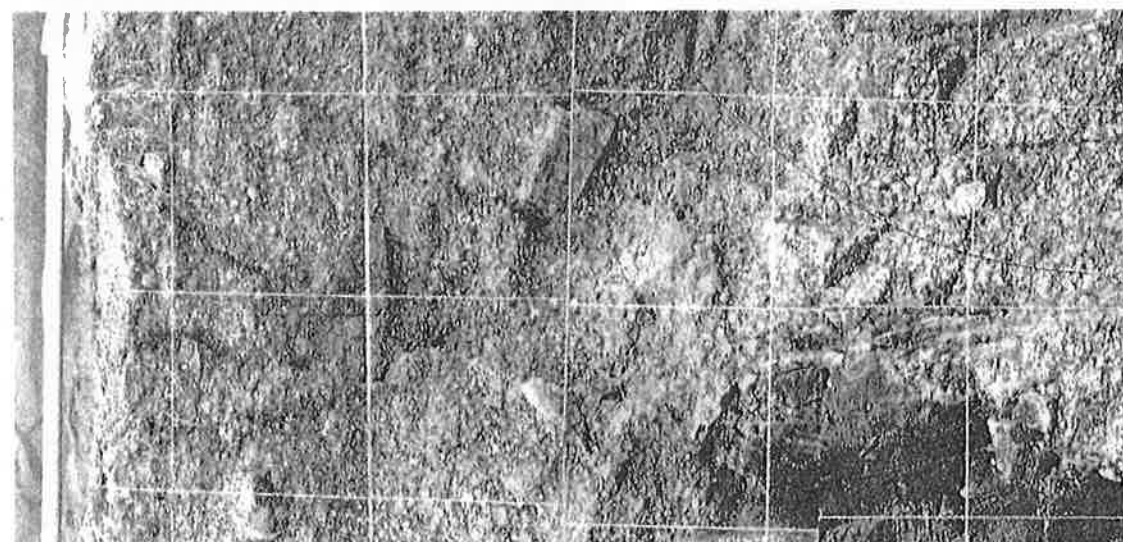


写真4. P1-1トレンチ北西側壁面の断層部の拡大撮影 (第4図参照)

Photo 4. Close-up of the fault zone on the northwest wall of the trench P1-1. See Fig. 4.

南西

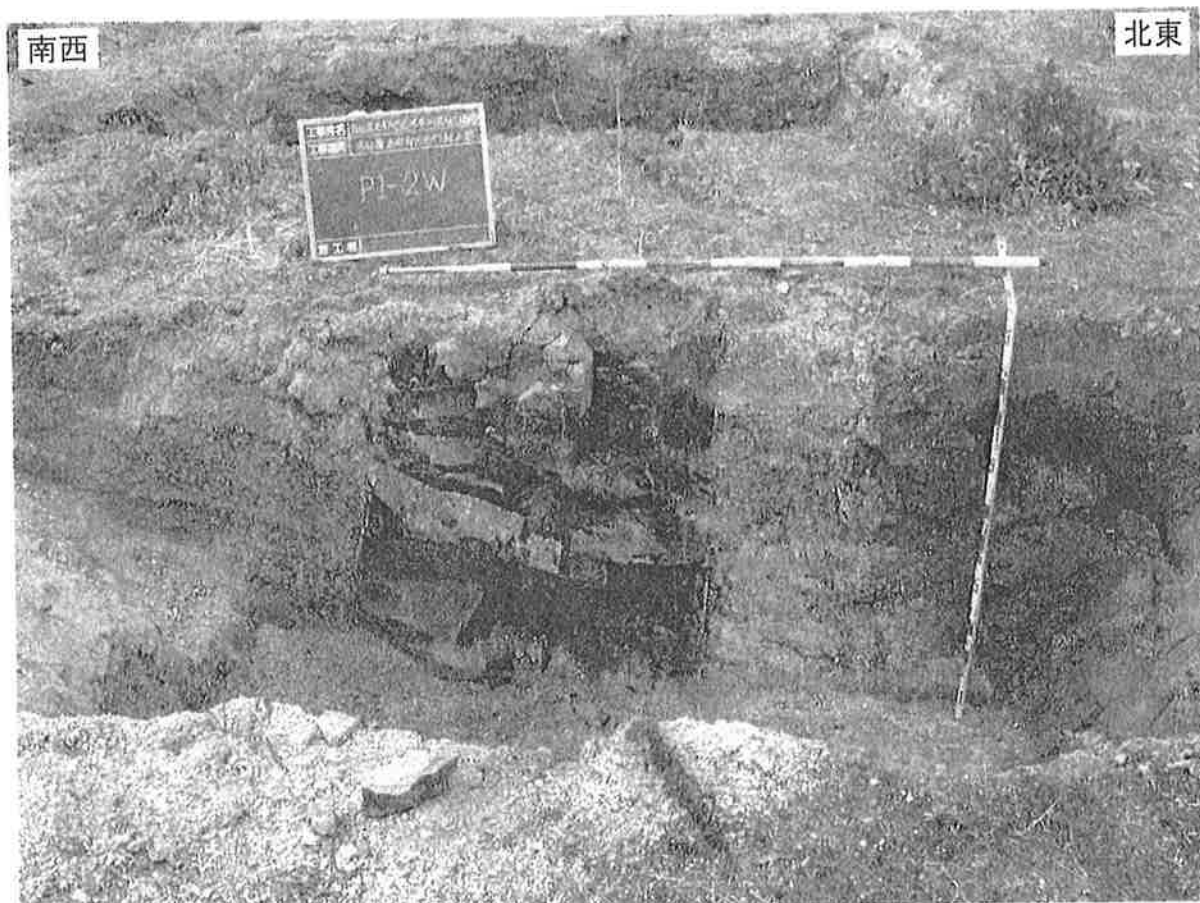


写真6. P1-2トレンチ北西側壁面. P1-1トレンチ北西側壁面の一部も遠望できる.
赤色ペンキは地震断層 (第5図参照).

Photo 6. View of the northwest wall of the trench P1-2 and a part of the northwest wall of the trench P1-1.
The red lines are the surface ruptures associated with the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake. See Fig. 5.

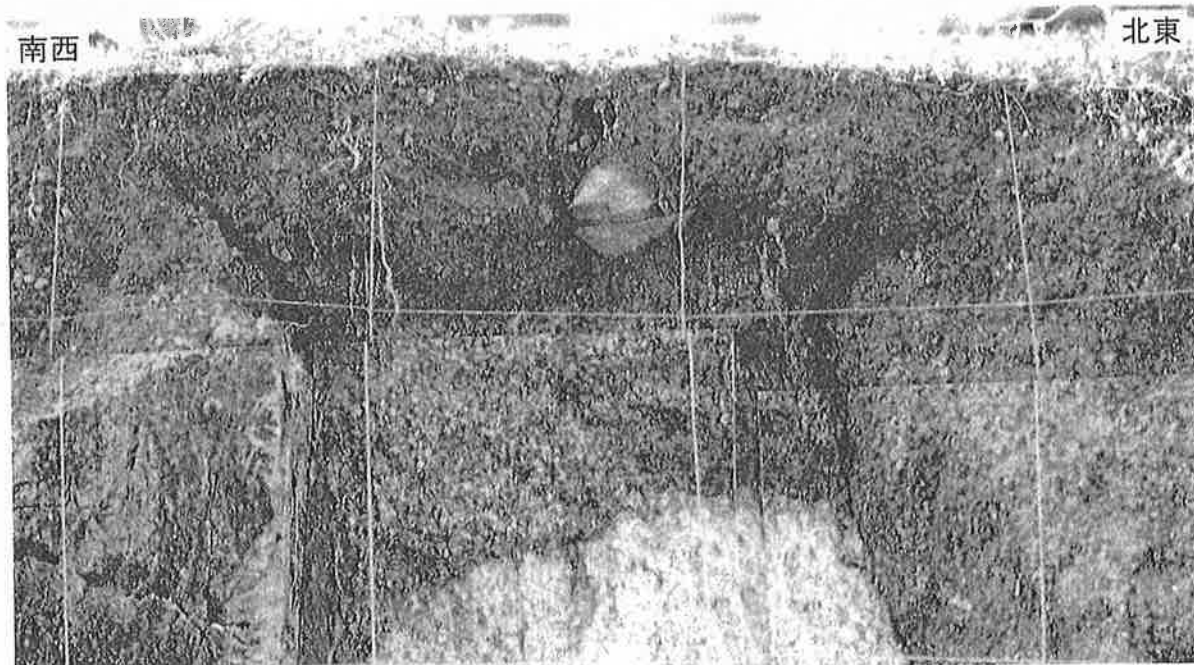


写真7. P1-2トレンチ北西側壁面の断層部の拡大撮影 (第5図参照).

Photo 7. Close-up of the fault zone on the northwest wall of the trench P1-2. See Fig. 5.

10cm



写真8. P1-2トレンチ北西側壁面の断層部の拡大撮影 (第5図参照).
Photo 8. Close-up of the fault zone on the northwest wall of the trench P1-2. See Fig. 5.

10cm



写真9. P1-2トレンチ南東側壁面の断層部の拡大撮影 (第5図参照).
Photo 9. Close-up of the fault zone on the southeast wall of the trench P1-2. See Fig. 5.

10cm

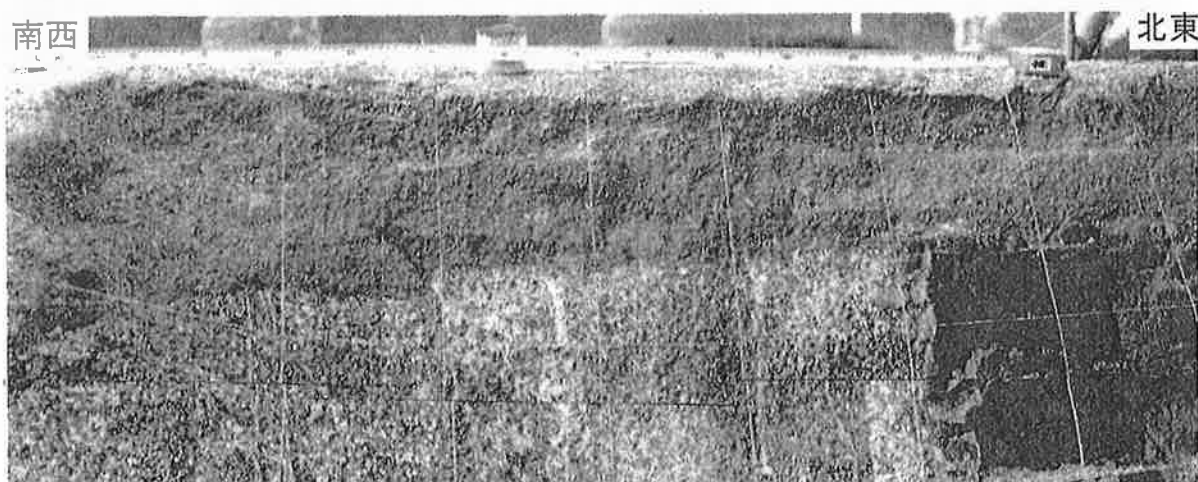


写真10. P1-3トレンチ北西側壁面の断層部の拡大撮影 (第6図参照).
Photo 10. Close-up of the fault zone on the northwest wall of the trench P1-3. See Fig. 6.

10cm

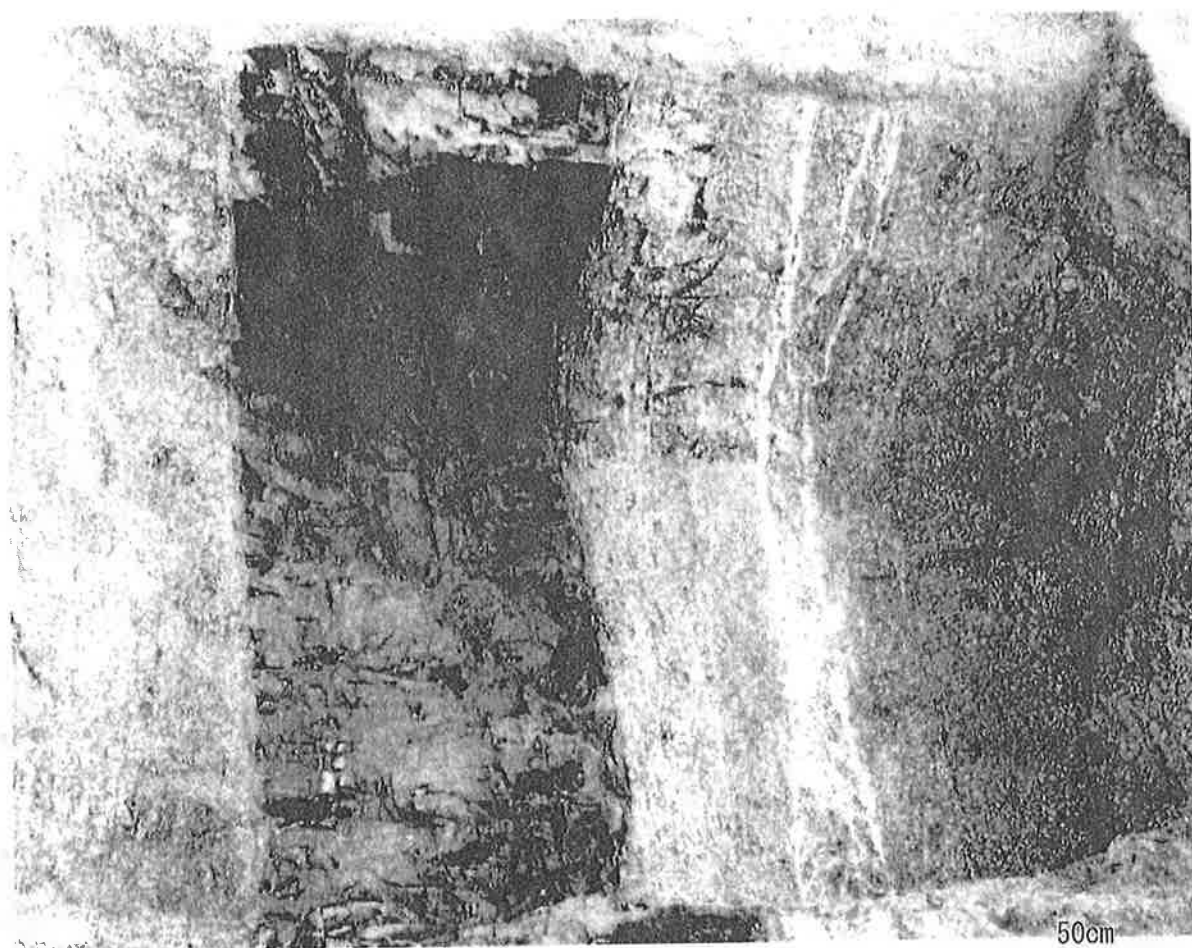


写真11. P1-3トレンチ南東側壁面と床面（第6図参照）.
Photo 11. View of the southeast wall and floor of the trench P1-3. See Fig. 6.

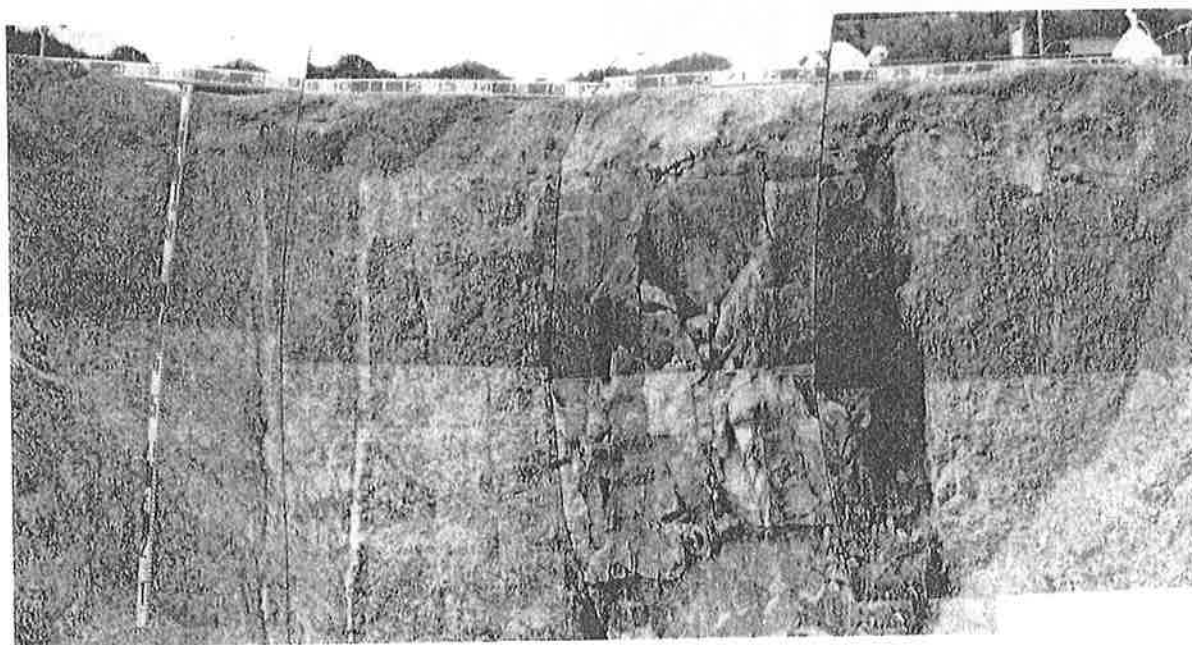


写真12. P1-4トレンチ北西側壁面（第7図・写真13参照）.
Photo 12. View of the northeast wall of the trench P1-4. See Fig. 7 and Photo 13.

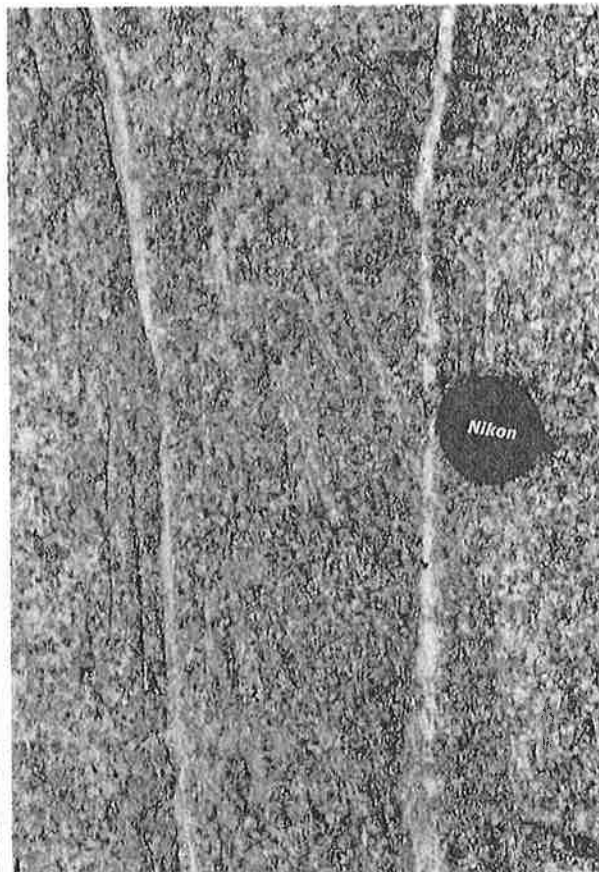
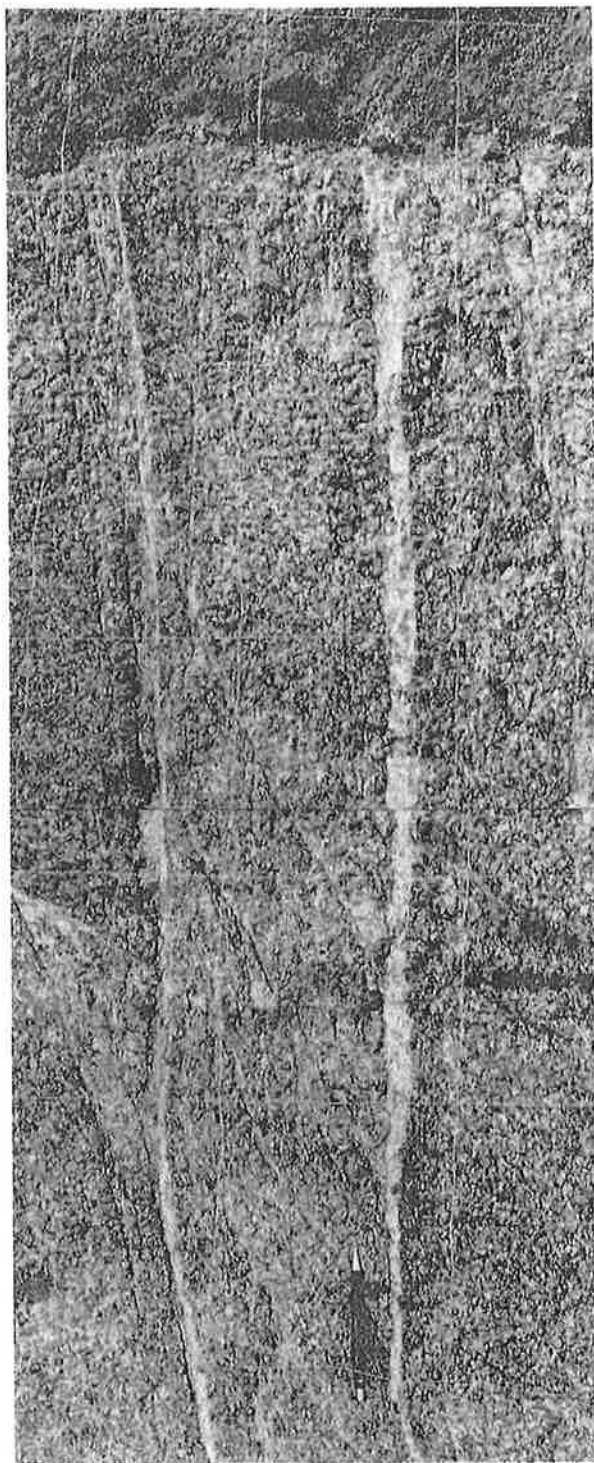


写真14. P1-4トレンチ床面の断層破碎帯の拡大撮影（第7図参照）。

Photo 14. Close-up of the fault fracture zone on the floor of the trench P1-4. See Fig. 7.

写真13. P1-4トレンチ北西側壁面の断層破碎帯の拡大撮影（第7図・写真12参照）。

Photo 13. Close-up of the fault fracture zone on the northwest wall of the trench P1-4. See Fig. 7 and Photo 12.



写真15. P2-2トレンチ掘削地点における地震断層。掘削直前に撮影。第8図参照。

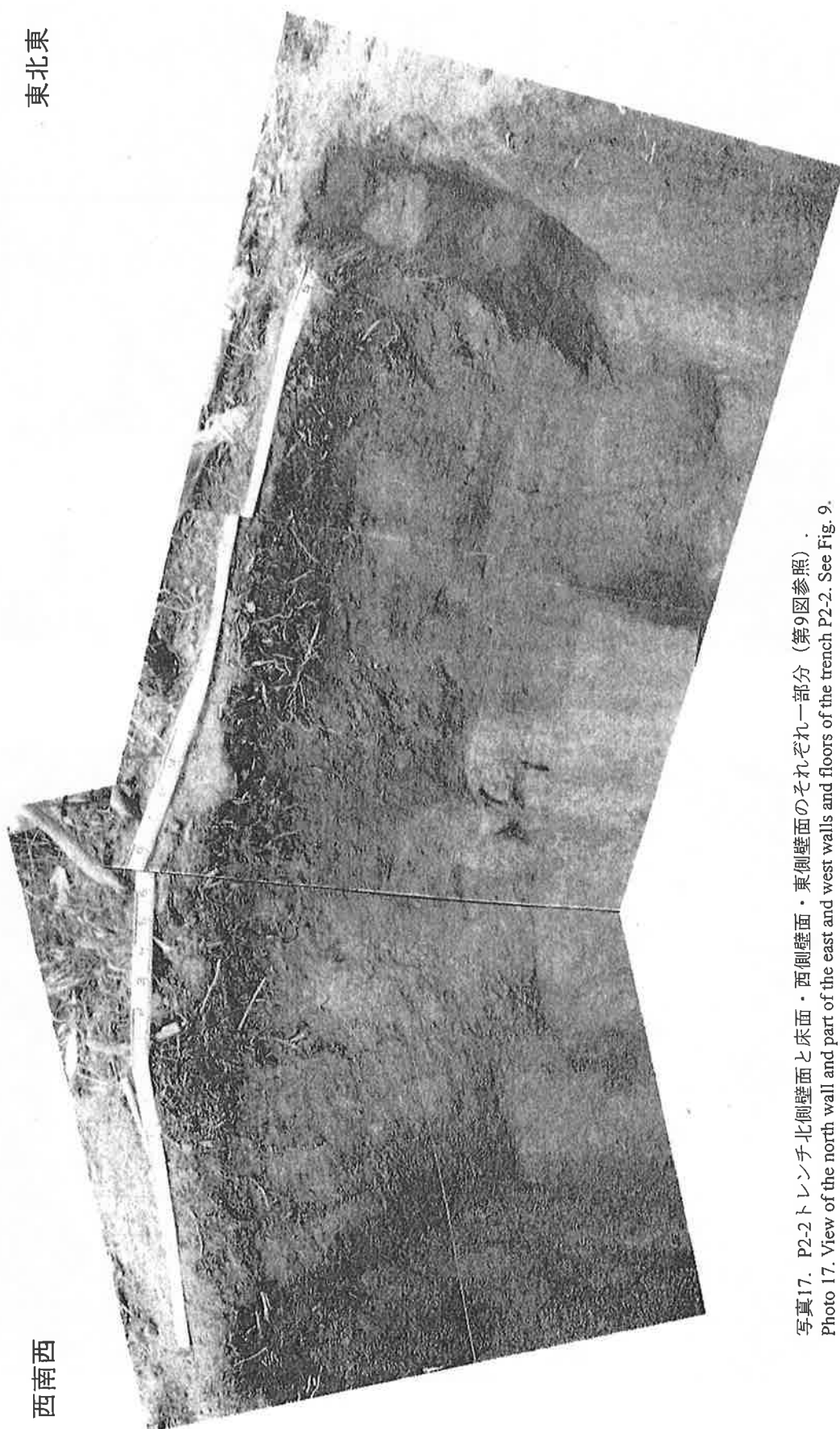
Photo 15. The surface rupture associated with the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake near the trench P2-2. See Fig. 8.



写真16. P2-4トレンチ掘削地点における地震断層。2000年地震の直後に撮影。第8図参照。

Photo 16. The surface rupture associated with the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake near the trench P2-4. See Fig. 8.

東北東



西南西

写真17. P2-2トレンチ北側壁面と床面・西側壁面・東側壁面のそれぞれ一部分（第9図参照）.
Photo 17. View of the north wall and part of the east and west walls and floors of the trench P2-2. See Fig. 9.

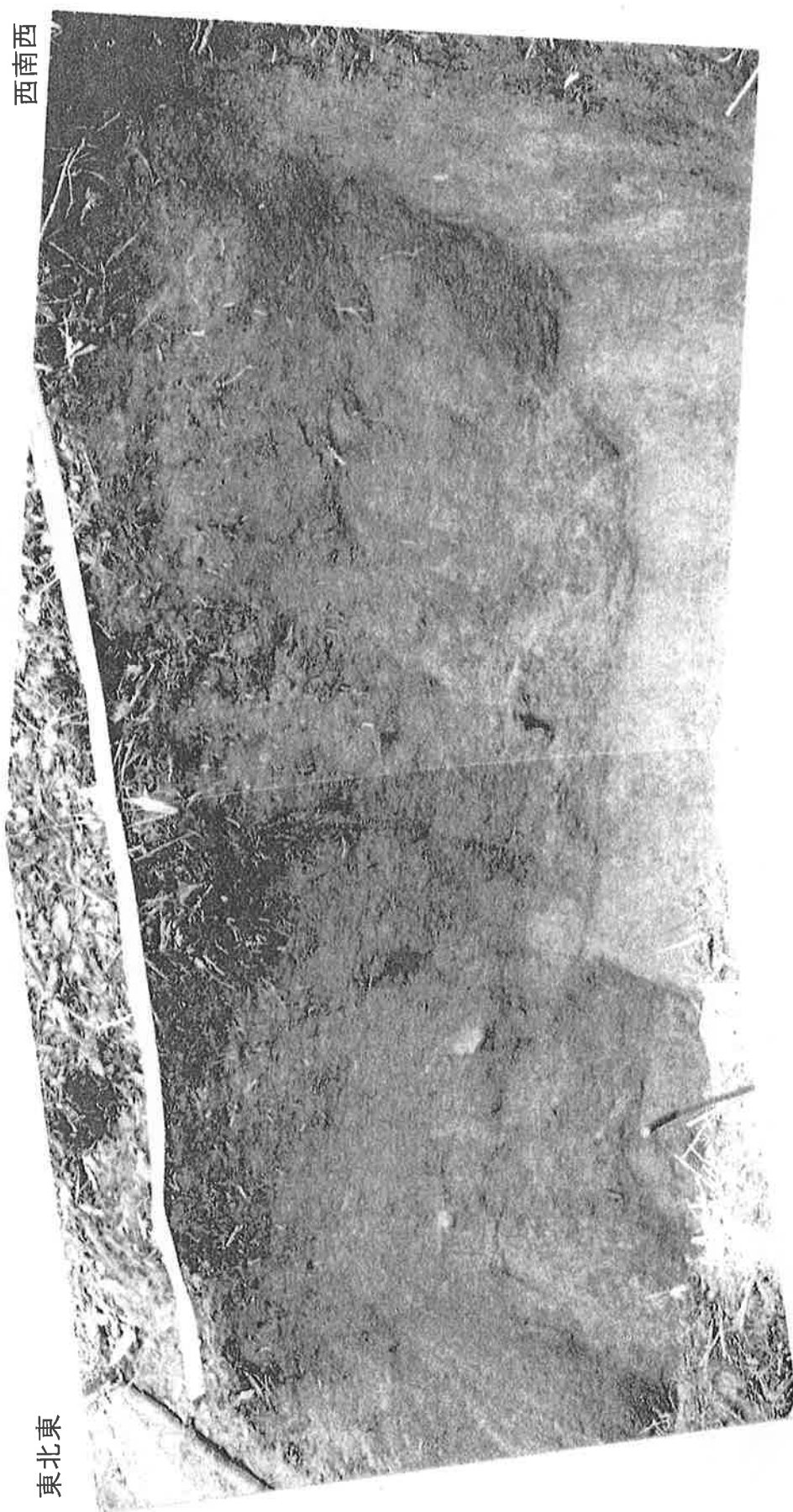


写真18. P2-2トレンチ南側壁面と床面・西側壁面・東側壁面のそれぞれ一部分（第9図参照）
Photo 18. View of the south wall and part of the east and west walls and floors of the trench P2-2. See Fig. 9.

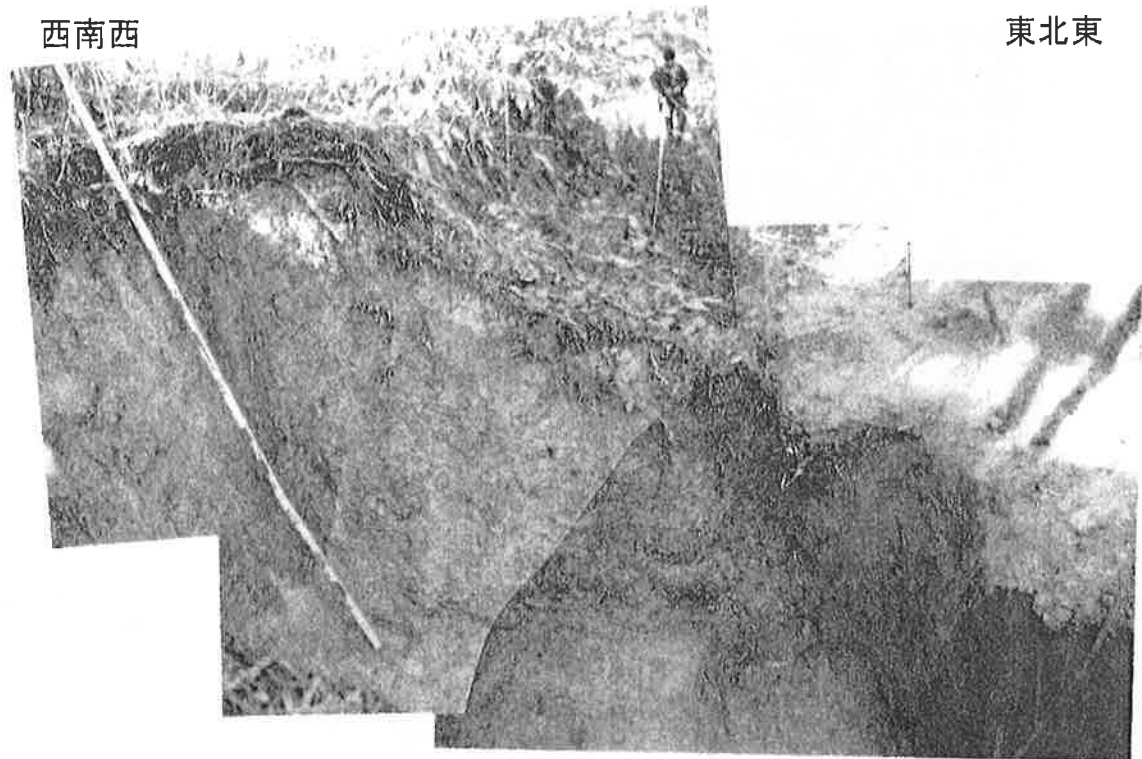


写真19. P2-4トレンチ北側壁面と床面・西側壁面・東側壁面のそれぞれ一部分（第10図参照）.
Photo 19. View of the north wall and part of the east and west walls and floors of the trench P2-4. See Fig. 10.

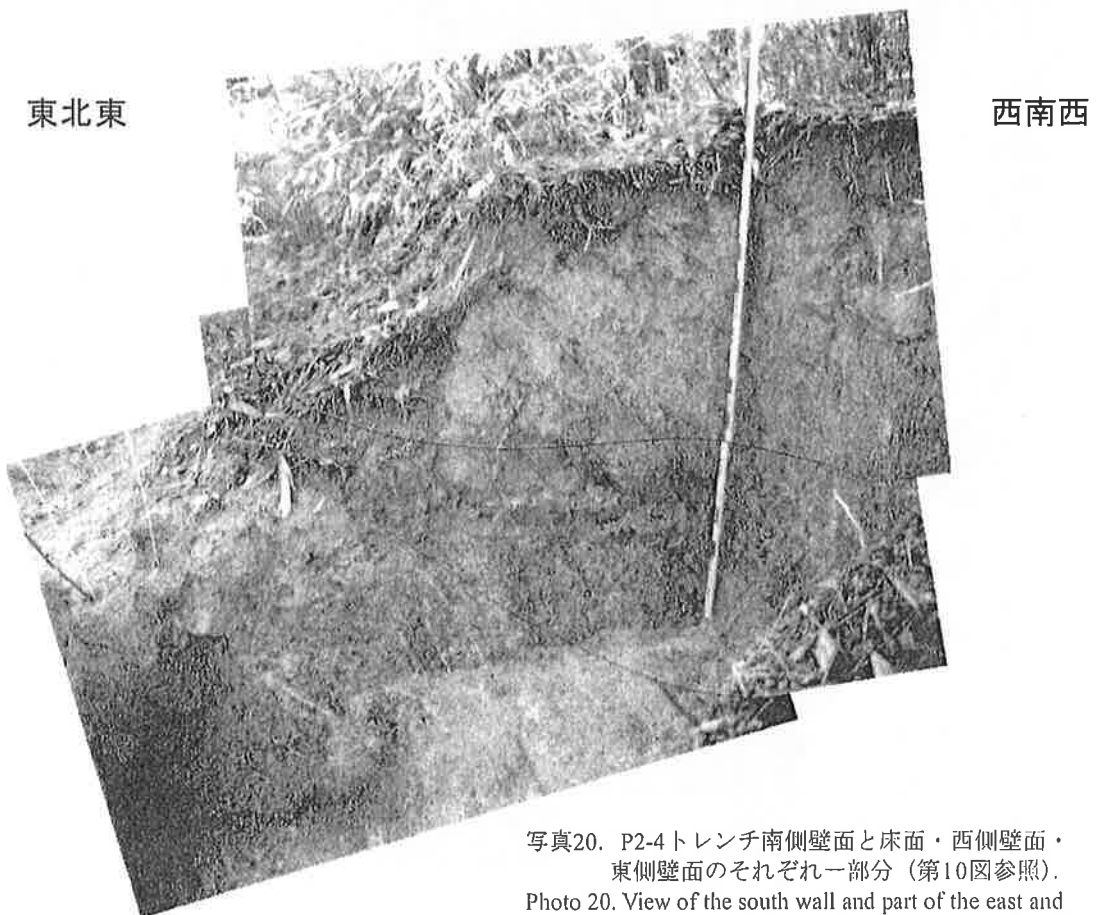


写真20. P2-4トレンチ南側壁面と床面・西側壁面・東側壁面のそれぞれ一部分（第10図参照）.
Photo 20. View of the south wall and part of the east and west walls and floors of the trench P2-4. See Fig. 10.

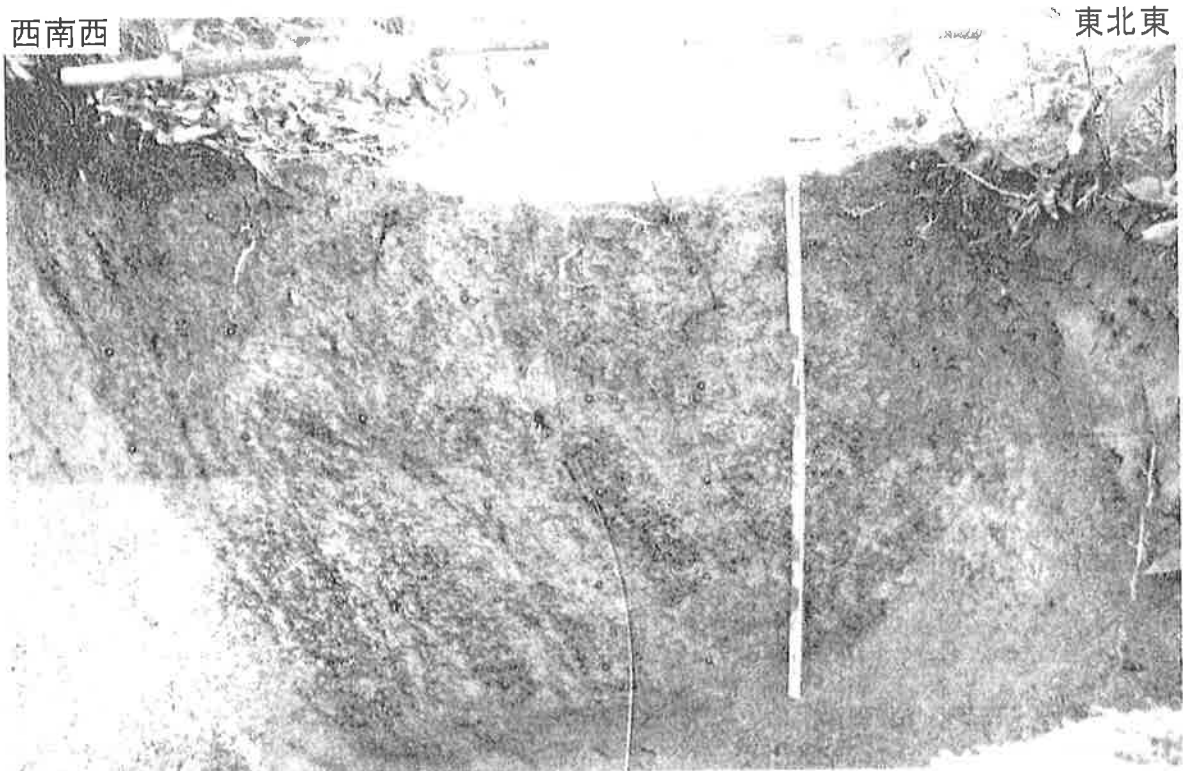


写真21. P2-1トレンチ北北西側壁面（第11図参照）.
Photo 21. View of the north-northwest wall of the trench P2-1. See Fig. 11.



写真22. P2-3トレンチ南南東側壁面（第12図参照）.
Photo 22. View of the south-southwest wall of the trench P2-3. See Fig. 12.

2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動の測地測量調査

Geodetic surveys of crustal deformation associated with the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake

伏島祐一郎¹・関口春子²・粟田泰夫³・杉山雄一⁴

Yuichiro Fusejima¹, Haruko Sekiguchi², Yasuo Awata³ and Yuichi Sugiyama⁴

^{1,2,3,4} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, fusejima.y@aist.go.jp, haruko.sekiguchi@aist.go.jp, awata-y@aist.go.jp, sugiyama-y@aist.go.jp)

Abstract: We conducted a precise geodetic survey at many benchmarks in a small area around the northwestern edge of the surface fault ruptures associated with the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake. It includes static GPS survey, real time kinematic GPS survey and leveling survey with an error of a few mm. The survey clarified the following points. The crustal movement due to the earthquake has dispersed in a band approximately 600 m wide. The surface fault ruptures occurred inside the band. The total vertical movement is 35 ± 10 cm. The total horizontal movement reaches 70 cm, approximately three times as large as the total displacement of the recognized surface fault ruptures.

キーワード: 地震時地殻変動, 測地測量, 地震断層, 活断層, 鳥取県西部地震

Keywords: coseismic crustal deformation, geodetic survey, surface rupture, active fault, Tottori-ken Seibu earthquake

1. はじめに

産総研活断層研究センターは、2000年鳥取県西部地震 ($M_j=7.3$) の余震域で詳細な現地調査を行った結果、小規模・不明瞭で、断続・並走する複数の地震断層を見出し (第1図), それぞれの地震断層で数 cm~40 cm の左横ずれ変位を計測した (伏島ほか, 2001)。そして、この地震では地震断層は、一本の断層線として現れたのではなく、幅を持つ断層帯として現れたという認識を示した。またこの断層帯の左横ずれ変位量の総計は 50 cm を超え、現地調査の限界のために取りこぼしてしまった変位量が、さらに加算される可能性を指摘した。

翌年には、これらの地震断層についてトレンチ掘削調査をおこない、断層破碎帯を見出すとともに、複数の層準においてフラワー構造および堆積物の落ち込み構造を確認した。そしてこれらの地震断層が、活断層の再活動によって形成されたという結論を得た (伏島ほか, 2002)。

これらの調査に引き続いて、2002年11月から2003年4月にかけて、地震時および地震後の地殻変動を検出するための測地測量調査を行った。本稿では、その結果を報告する。

2. 調査地域

測地測量調査は、地震断層の北西端付近に位置する、鳥取県西伯町緑水湖周辺の 2×1.5 km の範囲で

行った (第1図)。緑水湖は、鳥取県が管理する賀祥ダムの人造湖であり、その周回道路には、50~150 m おきに基準点が設置され、1970年代以降複数回、3級水準測量および4級三角測量が実施されている (第2, 3図)。これらの基準点は良好に管理され続け、地震の直後には鳥取県によって3級水準測量が行われている。これらの基準点をさらに測量しなおすことによって、地震時および地震後の地殻変動を高密度かつ精密に検出するとともに、局地的な地すべりなどによる変動をある程度評価することができた。

調査地域では、地震に伴って出現した三つの地震断層が、伏島ほか(2001)によって記載されている。これらのうち信頼橋付近の地震断層は、それに沿う 5.4~14.5 cm の左ずれ変位が、人工構造物の変形をもとに計測されている。また緑水園付近の地震断層についても、同様に 12 cm 以上の左ずれ変位が見積もられている。これらの地震断層は、調査地域の中央部に位置し、周囲に複数の基準点が散らばっているため、それらに関する地殻変動を知ることができた。一方、左ずれ変位 5.3~9 cm が計測されているもう一つの地震断層は、調査地域北東縁の賀祥ダム付近に位置し、より北東側に基準点が存在しないため、それに関わる地殻変動について測量データを得ることはできなかった。

3. 測量方法

まず緑水湖を囲む電子基準点3点（米子・溝口・日南；第1図）から、緑水湖縁の3点の基準点に、取り付け測量を行った。すなわち、トリンプル社5700・4000SSi・4000SSEを使用した、スタティック方式2級GPS測量である。次に、緑水湖縁のこれら3点の基準点を与件として、緑水湖縁にさらに4点の基本基準点を決定した。使用した測量機器は、トリンプル社5700・4000SSi・4000SSE・4600LSであり、スタティック方式および短縮スタティック方式の、3級GPS測量を行った。

以上の7点の基準点を与件として、他の52点の基準点を求める4級RTK-GPS測量および2点のスタティック方式4級GPS測量を行った。使用した測量機器は、トリンプル社4000Ssi（固定局）・トリンプル社5700（移動局）である。RTK-GPS測量では直接観測法を採用し、「既知点1-新点-既知点2」の路線で閉合差、「既知点1-新点1-既知点2-新点2-既知点1」の路線で環閉合差を点検し、精度を管理した。さらに見通し不良などの問題からGPS測量が不可能な基準点12点について、隣接する基準点からトータルステーションを用いた測量を行った。使用したトータルステーションはジェック社FALDYで、10秒読みにより4級精度を確保した。結合多角方式によって、GPS測量結果との結合計算を行い、全基準点71点についての最終結果を、三次元網平均計算で決定した。

上下変動に関しては、標高の精度を確保するために、緑水湖縁の周回道路に沿う5km区間における、3級水準測量を行った。水準測量に使用した測量機器は、ライカ社2級レベルと2002A電子レベルである。

4. 解析

以上の測量結果と過去の測量成果から、水平変動ベクトルおよび上下変動ベクトルを算出し、それらの分布図を作成した（第2, 3図）。地震前の三角測量はすべての基準点について行われたわけではなく、またそれらの成果は、散逸してしまったり精度に問題があったりしたものもあった。このため、1988年以前に実施された21点の4級三角測量成果のみが水平変動ベクトルの算出に利用できた。この三角測量は任意座標系で行われていたため、それによって得られた座標を、基準点No. 8Lと同No. 18Rを参照点として、現地座標に当てはめ、電子基準点から測量した座標と比較して、水平変動図（第2図）を作成した。

標高については、鳥取県によって実施された1988年12月および地震後の2000年12月の、それぞれ3級の水準測量成果が入手できた。これらの水準測量は、国家水準点との参照のうえで行われているため、上記のような現地座標への当てはめ操作は必要なかった。過去の水準測量成果についても、不備が

認められたものが取り除かれたものの、上下変動ベクトルは計61点の基準点について算出することができた（第3図）。

以上に記した過去の測量成果および今回の調査で得られた測量成果は、すべて4級以上の精度が確保されている。したがって、これらをもとに算出された変動ベクトルは、mmオーダーの誤差範囲にあることが保証されている。

5. 結果と議論

基準点No. 4LとNo. 16Rには、周囲と異なる方向への水平変動が認められた（第2図）。また、基準点No. 17RとNo. 18Rには、地震後、周囲の数倍の沈降量が求められた（第3図）。これらの異常は、地すべりなどの局地的な重力性変動によって生じたと考えるのが妥当である。以下では、これらの基準点を除いて議論を行う。

これら以外の基準点は、それらが存在する位置の地形や傾斜とは無関係に、周囲の基準点と一団となっている。特に緑水湖の湖水をたたえた谷の両側の基準点を対比することによって、この特徴が明らかとなる。またこの運動のスケールは、少なくとも調査範囲 2×1.5 kmを超えている。これらのことから、基準点の変動は、地震断層に沿う横ずれ変位も含めた、地震に関係する地殻変動を示していると判断される。

水平変動図（第2図）によると、水平方向の地震時地殻変動は、主に幅 600 ± 100 m（誤差は基準点の分布間隔）の帯のなかで分散して生じていた。この帯は、信頼橋付近と緑水園付近の2つの地震断層を含み、それらと同じ北西-南東の走向を持っている。この帯の北東側および南西側に分布する基準点が、どれもそれぞれほぼ同じ方向へ、ほぼ同じ量だけ変動していることから、帯の両側はそれぞれが一団となって水平変動したことがわかる。すなわち帯を境とした横ずれが生じた。この横ずれの方向とセンスは、南東から北西方向に向かう左ずれで、地震断層に沿う横ずれ変位のそれらに等しい。つまり、地震断層が地震時地殻変動の一翼を担っていたことが実証された。

水平変動量の総計は70 cmで、この量は地震断層に沿って計測された横ずれ変位量の総計（26.5 cm）の2倍を超え、3倍に迫る。また、今回の調査では、賀祥ダム付近の地震断層（第2図）周辺の地殻変動量を明らかにできなかったが、これを地震断層に沿って計測された横ずれ量の3倍と仮定すれば、16~27 cmと試算される。この量と今回の調査で得られた70 cmとの和が、「地震断層帯」北西部における水平変動量として見積もられ、それは1 mに迫る値となる。

地震断層に沿う横ずれ量以外の水平変動量の実

態は、どのようなものであろうか。以下の場合が想定できる。1) 地震断層に沿う横ずれ量は、人工構造物の破壊の観察に基づいて間接的に計測されたため、負の系統誤差を含んで過小に見積もられている、2) 見過ごされてしまった地震断層に沿う横ずれ変位、3) 塑性変形、4) これらの複合。伏島ほか(2001)は、地震断層調査の限界を踏まえて、上記1)と2)の重要性を主張している。いずれにせよ、地震断層に沿う横ずれ変位が、量的にも地震時地殻変動の重要な部分を占めていることは明らかである。

上下変動図(第3図)からは、北東側から南西方向へ傾き下がる傾動運動と、地震断層付近での複雑な変動を読みとることができる。調査地域北東縁では、5 cm以下の隆起が、南西部では 30 ± 10 cm(誤差はレンジ)の沈降が生じた。沈降量は、大局的には北東から南西方向に向かって漸増しているが、3つの地震断層の付近では、複雑な急減・急増が認められる。この急減・急増は、雁行する地震断層に沿う左横ずれ変位に伴って生じた、局所的な隆起・沈降と解釈するのが妥当であろう。この解釈が正しければ、上下変動に関しても、地震断層が重要な役割を果たしていたと言える。

北東側から南西方向へ傾き下がる傾動運動は、地震後も継続していたことが、上下変動図(第3図)に示されている。調査地域北東縁では、1 cm以下、南西部では 2 ± 1 cm(誤差はレンジ)の、共に沈降が生じた。沈降量は北東から南西方向に向かって漸増している。微量なため、地震断層付近における沈降量の変化はわからない。

6. まとめ

2000年鳥取県西部地震に伴って出現した地震断層を含む範囲に、高密度に設置されていた基準点を改めて測量することによって、地震時および地震後の地殻変動を、高精度に検出することができた。地殻変動は、地震断層を含む帯のなかで分散して生じ、帯の両側がそれぞれ一団となって変動した。地震時水平変動量の総計は70 cm、上下変動量の総計は 35 ± 10 cmであり、水平変動量は、地震断層に沿って

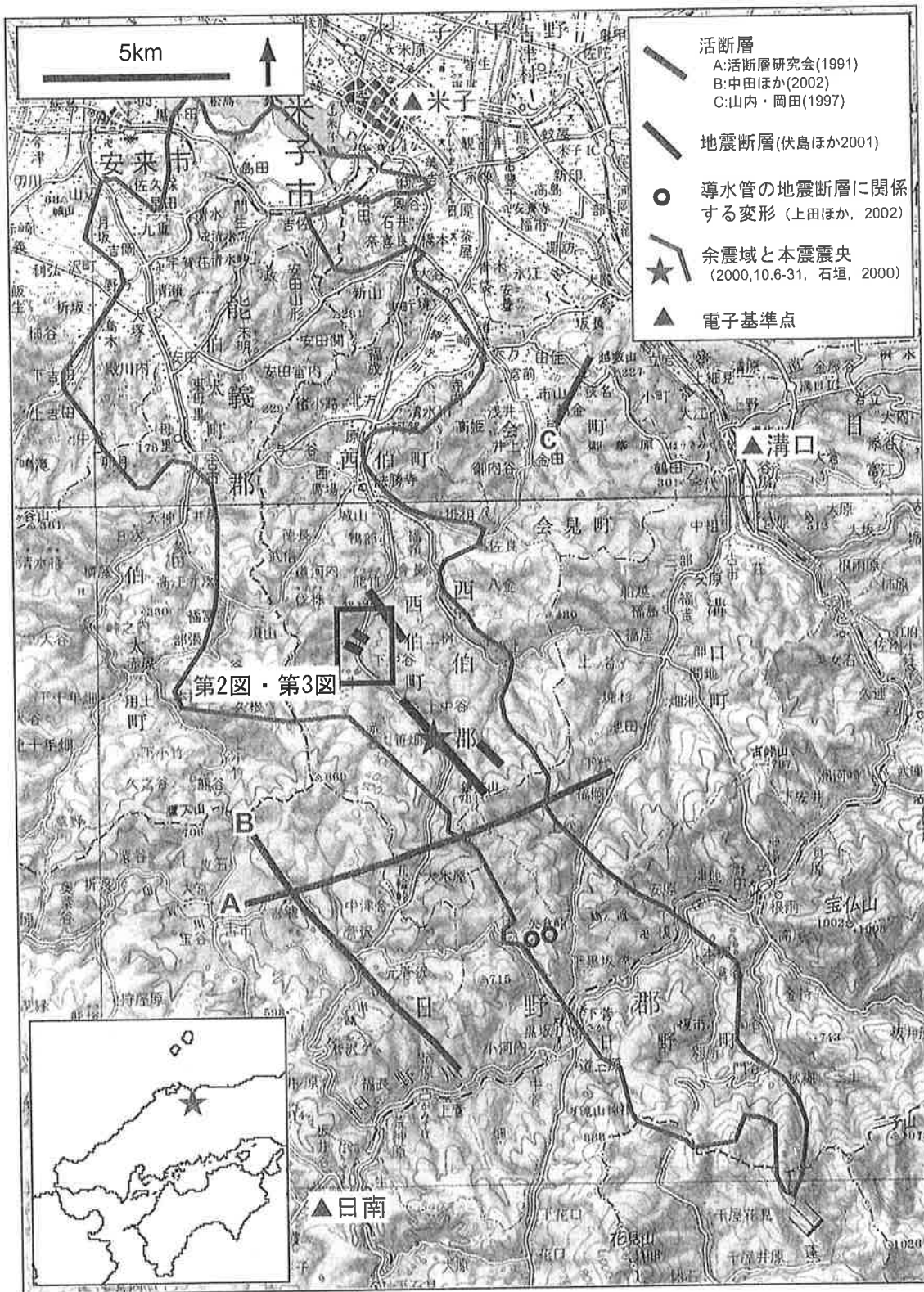
計測された横ずれ量の3倍に迫る。これらの結果は、地震断層が幅を持つ断層帯として出現したという、伏島ほか(2001)が示した認識を強く支持する。

謝辞 本調査を実施するにあたり、鳥取県米子地方県土整備局には、賀祥ダム周辺の基準点を使用した測量と過去の測量成果の参照を許可していただいた。特に同局賀祥ダム管理事務所の藤原康則氏には、現地でお世話いただいた。国土交通省国土地理院には、電子基準点をはじめとする国家基準点の使用許可と、測量成果の参照許可をいただいた。測量作業は、アジア航測株式会社に担当していただいた。これらの方々に深く感謝申し上げます。

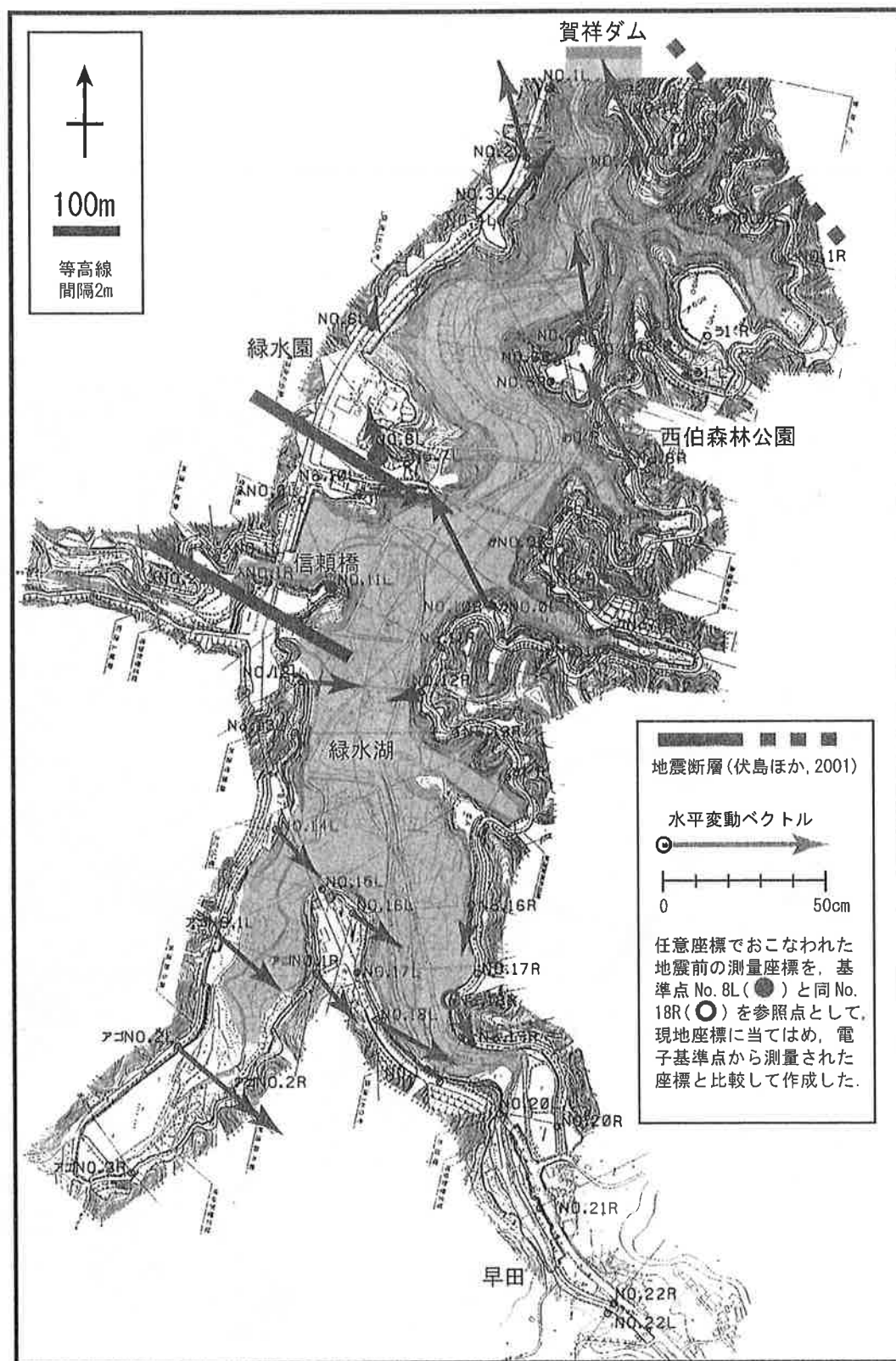
文 献

- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小松原啄・佐々木俊法(2001) 2000年鳥取県西部地震の地震断層調査。活断層・古地震研究報告, No. 1(2001年), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 1-26.
- 伏島祐一郎・井村隆介・森野道夫・杉山雄一・水野清秀(2002) 2000年鳥取県西部地震断層のトレンチ掘削調査。活断層・古地震研究報告, No. 2(2002年), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 183-208.
- 石垣祐三(2000) 平成12年(2000年)鳥取県西部地震。気象, 44, No. 12, 34-39.
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層—分布図と資料。東京大学出版会, 437 p.
- 中田高・今泉俊文編(2002) 「活断層詳細デジタルマップ」, 東京大学出版会。
- 上田圭一・宮越勝義・井上大栄(2002) 2000年鳥取県西部地震に伴う導水路トンネルの左横ずれ変位。地震, 54, 547-556.
- 山内靖喜・岡田龍平(1997) 米子市南方で新たに見つかった活断層。地球科学, 51, 133-145.

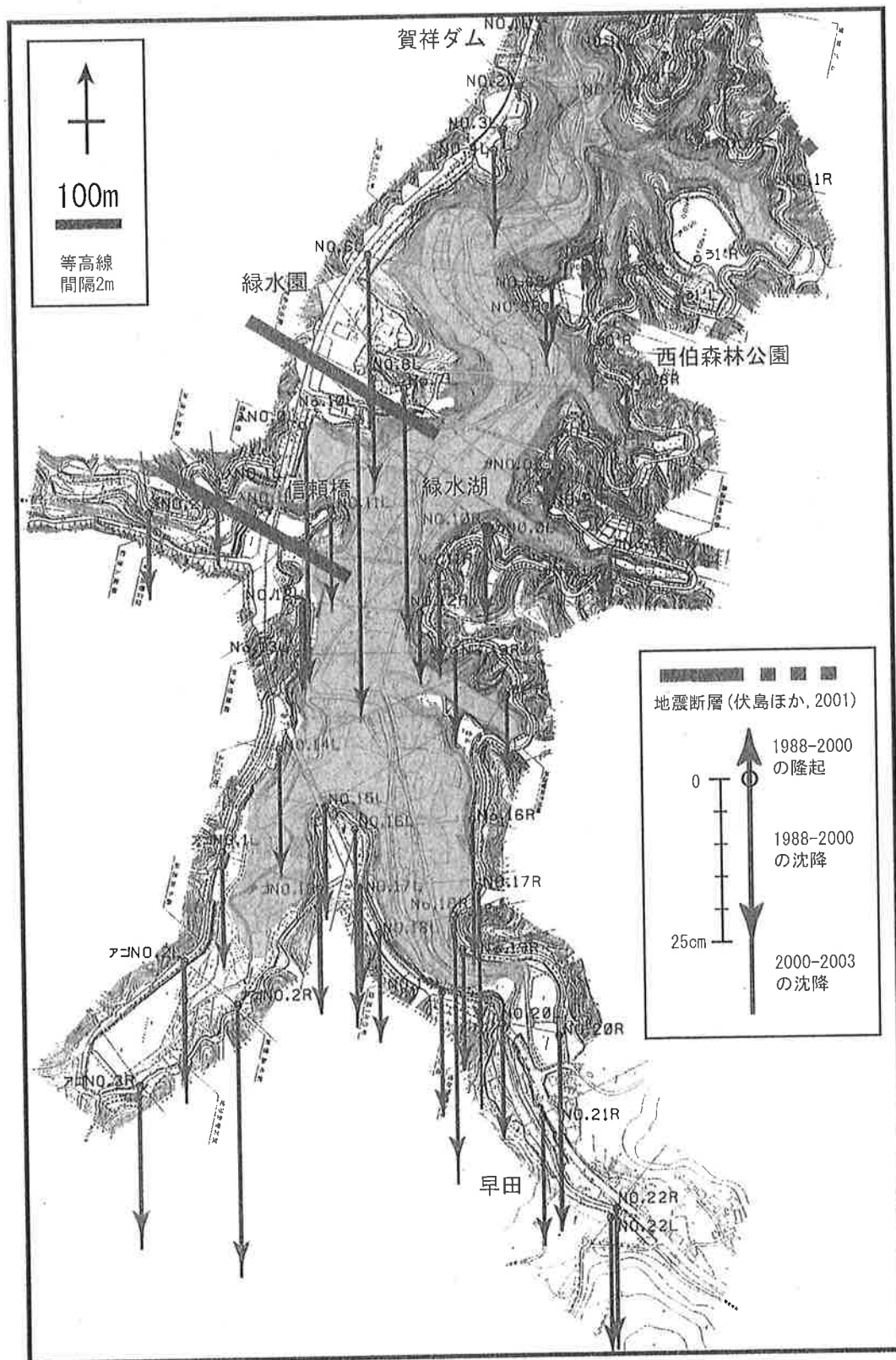
(受付: 2003年9月3日, 受理: 2003年10月17日)



第1図. 調査地域の概要. 国土地理院発行200,000分の1地勢図「松江および高梁」を使用.
 Fig. 1. Locality map of the study area.



第2図. 緑水湖周辺の水平変動. 背景に鳥取県賀祥ダム貯水池平面図を使用.
 Fig. 2. Horizontal crustal movements around Lake Ryokusui.



第3図. 緑水湖周辺の上下変動. 背景に鳥取県賀祥ダム貯水池平面図を使用.
 Fig. 3. Vertical crustal movements around Lake Ryokusui.

2000年鳥取県西部地震の震源域における地質構造解析

Geological structure of the epicentral area of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake

小林健太¹・相澤泰隆²・梅津健吾³・小山敦子⁴・山本 亮⁵

Kenta Kobayashi¹, Yasutaka Aizawa², Kengo Umetsu³, Atsuko Oyama⁴ and Ryo Yamamoto⁵

^{1,4}新潟大学大学院自然科学研究科 (Graduate School of Science and Technology, Niigata University, kenkoba@gs.niigata-u.ac.jp, f02f467k@mail.cc.niigata-u.ac.jp)

²新潟大学理学部, 現所属: 京都大学大学院理学研究科 (Faculty of Science, Niigata University, present affiliation: Graduate School of Science, Kyoto University, inaho0go@kueps.kyoto-u.ac.jp)

³新潟大学大学院自然科学研究科, 現所属: 株式会社日さく (Graduate School of Science and Technology, Niigata University, present affiliation: Nissaku Co., chousal-ngt@nissaku.co.jp)

⁵帝国石油株式会社 (Teikoku Oil Co., Ltd., r_yamamoto@teikokuoil.co.jp)

Abstract: We precisely described mesostructural characteristics of geological structures in the epicentral area (aftershock zone) of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake and the surrounding area. Mesoscopic distribution density, width and hue (color) of fault rocks, such as fault gouges and cataclasites, are different between the epicentral and surrounding areas. Foliated cataclasites occur only in the epicentral area. These facts suggest that the 2000 epicentral area has a longer history and higher activity in faulting than the surrounding area.

キーワード: 2000年鳥取県西部地震, 震源域, 断層, 断層岩, 断層岩の(分布)密度, 断層岩の幅, 断層岩の色相

Keywords: 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, epicentral area, fault, fault rocks, distribution density of fault rocks, width of fault rocks, hue of fault rocks

1. はじめに

2000年鳥取県西部地震(Mj 7.3)は, 確実な活断層が認められない地域で生じた大規模な内陸地震である。この地震に前後して, 周辺での空中写真判読により, 左横ずれを示す推定活断層やリニアメント群が判読され, また地表踏査により, それらに沿った多数の断層露頭の存在が示された(200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ, 2000; 堤ほか, 2000; 井上ほか, 2002)。しかし, これらの配置は, 伏島ほか(2001)で示された地表地震断層の配置と完全に一致するわけではなく, それから離れた位置にも広く分布する。また断層露頭の記載も, 構造地質学・構造岩石学的な視点からみて充分とは言いがたい。すなわち, 断層の性状に基づいた形成時期等の区分はなされておらず, 震源断層との関係についても不明な点が多い。

本研究では, 井上ほか(2002)による調査よりも広い範囲を踏査した(第1図)。各断層露頭において, 原則的に全ての構造要素を漏れなく記載した。その結果を, 福山ほか(2001)の余震分布と, それに基づく堀川ほか(2001)の断層モデルと比較することにより, 震源断層直上に分布する断層の性格付

けを行うことを主たる目的とした。また, 余震域から離れた露頭との差異を抽出することにより, 断層系として地震発生前の認定が可能であるか否かを検討し, さらにその配置を決定した要因について議論した。

2. 地表踏査の概要

以下の2回の期間に調査を行った。

2.1 第1回調査

2002年8月10日から19日までの期間に, 鳥取県西伯郡西伯町を中心とし, 同郡会見町, 日野郡日野町・日南町・溝口町および島根県能義郡伯太町にわたる, 北西-南東約17km, 北東-南西約12kmの範囲において実施した(第1図)。これは, 井上ほか(2002)の調査範囲を, 震源域の北西側に約4km拡張した範囲に当たる。新潟大学の大学院生・学生を含む, 数名ずつの調査チームを編成し, 調査地域全域にわたる広域の岩相分布を把握するとともに, 各調査地点において, 断層・岩脈・節理等を記載した。記載項目は, 面構造・線構造の種類と姿勢, 変位(量), 破碎帯の幅・色相, 側岩との関係

等である。記載の標準化を図るため、予め記載項目を列記したワークシートを作成し、各調査地点の観察事実をこのワークシートに記載した。また、連続露出のある2地点(西伯町緑水園および西伯/溝口町境)において、長さ80-25mの水平測線を計3本設定し、断層・岩脈・節理の姿勢および分布密度の変化を連続的に測定するとともに、断層岩等の定方位試料を採取した。

2.2 第2回調査

2002年11月16日から21日までの期間に、鳥取県西伯郡西伯町を中心とし、日野郡日野町・日南町・溝口町の数地点において実施した。調査内容や記載項目は、前回とほぼ同様であり、これを補うものである。

3. 調査結果

本調査で得た結果のうち、主たるものは以下の通りである。

3.1 花崗岩類と岩脈の分布

調査地域の南方に露出する三郡変成岩類を基盤として、白亜紀後期～古第三紀の花崗岩類(根雨岩体:山陰バソリス研究グループ, 1982)が広く貫入する。今回、花崗岩類を組織や鉱物粒径に基づいて3つに区分した。すなわち、1)粗粒黒雲母花崗岩、2)中粒黒雲母花崗岩、3)中～粗粒斑状黒雲母花崗岩、である(第1図)。各岩体間での貫入関係を確認することはできなかった。1)は調査地域の中央部、2)はその周辺部、3)は北西端に分布する。

調査地域全体で、花崗岩類を貫く岩脈を約400枚確認した。玄武岩ないし安山岩質のものが大多数である。これらの貫入は中新世以前と考えられている(服部・片田, 1964)。また、アプライト質のものがほぼ全域に、流紋岩質のものが調査地域の北半部に分布する(第1図)。

震源断層直上(余震域北西部・余震域中央部・余震域南東部の3地域に区分;第2図)の各露頭では、6-10枚/100mの密度で岩脈が形成されており、特に余震域中央部では、11枚/100m以上の密度を示す露頭が複数存在する。震源断層から離れた地域(余震域外北東部と余震域外南部の2地域に区分;第2図)では、全般に岩脈の発達は低調であるが、余震域外北東部の北東縁部では、6-10枚/100mとやや高い。

3.2 カタクレサイト帯の分布と性状

余震域北西部の1地点、余震域中央部の2地点、余震域南東部の2地点において、粗粒および中粒黒雲母花崗岩を原岩とする面状カタクレサイト帯を確認した。他の地点では認めていない(第3図)。以下、代表的な2地点での産状を記載する。

日野町根妻の日野水力発電所付近(余震域南東

部)では、面状カタクレサイトが産する(第4図)。原岩は中粒黒雲母花崗岩であり、暗色包有物(最大径8cm、暗色ゴマ塩状)を頻繁に含む。このカタクレサイトは、Y面やP面に沿った黒雲母の底面すべりによる伸長と、それらをずらすR1面、また斜長石の変質による粘土鉱物化(白濁化)を特徴とする。Y面の姿勢(走向・傾斜)はN24°W・66°SWであり、それに対するP面やR1面の斜交性は、左横ずれの剪断センスを示す。

西伯町緑水園(余震域中央部)の大露頭は、北北東-南南西方向に幅80m以上で連続露出する。中粒黒雲母花崗岩中に、玄武岩ないし安山岩質、流紋岩質、アプライト質の岩脈が貫入する。大多数の岩脈の姿勢は西北西-東南東走向・高角だが、安山岩質の支脈が北東-南西方向に貫入する部分があり、これに沿って右横ずれのカタクレサイト帯が形成されている(第5図)。花崗岩と安山岩の境界面は、R1面やR2面で接する箇所を除くと、入り組んだ形状を示す部分が多い。カタクレサイト化に伴う細粒化が両側に認められることから、安山岩の貫入以後に生じた変形と判断される。

3.3 断層ガウジ帯の分布と性状

調査地域全体で、約900枚の断層ガウジ帯を確認した。余震域北西部、余震域中央部および余震域南東部の各露頭では、6-10枚/5mの密度でガウジ帯が形成されており、特に余震域中央部では、11枚/5m以上の密度を示す露頭が複数存在する(第3図)。余震域外北東部と余震域外南部では、全般にガウジ帯の発達は低調だが、前者では逆に震源断層から離れるほど分布密度が高くなり、北東縁部では11枚/5m以上を示す露頭が北西-南東方向に配列する。

ガウジ帯の幅は、1mm-10数cmの範囲にわたるが、数mm前後のものが多い。また、比較的幅の広いもの(3cm以上)は、余震域中央部と、余震域外北東部の北東縁部に限って認められる。断層ガウジの組織の詳細については別途報告するが、基質に含まれる破碎岩片の割合が少なく、粒径もより小さいこと、また粘土鉱物の割合が多いことによって、前述したカタクレサイトとは区別される(第6図)。

ガウジ帯の色相は多岐にわたり、白色・淡黄色・黒色・淡緑色・黄褐色・桃赤色・淡桃赤色・淡橙赤色等が認められる。余震域中央部では、色相を識別した444枚のガウジ帯のうち、無彩色・還元色を示すものが80%を占め、酸化色は11%に過ぎない。一方、余震域外北東部では、189枚のガウジ帯のうち、酸化色が55%、無彩色・還元色が33%であり、余震域中央部とは逆の傾向を示す。

3.4 断層岩帯・岩脈の姿勢と随伴性

調査地域全体では、断層岩帯(そのほとんどが断層ガウジ帯)の姿勢は西北西-東南東走向・鉛直に集中し、また東北東-西南西走向・鉛直にも弱く集

中する(第7図)。

余震域北西部では、 $N63^{\circ}W \cdot 86^{\circ}SW$ に集中するが、東西走向・鉛直を経て東北東-西南西走向・鉛直まで、連続的に変化する。余震域中央部では、 $N65^{\circ}W \cdot 80^{\circ}NE$ と $N60^{\circ}E \cdot 84^{\circ}SE$ に分かれて集中する。余震域外北東部では、 $N55^{\circ}W \cdot 85^{\circ}NE$ に集中する。これら3地域では、岩脈と断層の姿勢はほぼ一致し、各地域内での集中同士の差は $3-12^{\circ}$ である(第2,7図)。

一方、余震域南東部では $N57^{\circ}W \cdot 87^{\circ}NE$ と $N26^{\circ}W \cdot 84^{\circ}NE$ に、余震域外南部では $N45^{\circ}W \cdot 60^{\circ}NE$ に、断層岩帯の姿勢はそれぞれ集中する。岩脈との斜交性は、それぞれ 6° と 26° , 35° であり(第2,7図)、調査地域の北・中央部と比べてやや大きい。

断層ガウジ帯上で姿勢を測定した線構造(多くは条線)は、総数100本程度であり、地域間での差を見いだすには至らなかった。走向移動を示す低角なものが多いが、高角なものも少なからず存在する(第7図)。ごく少数の例外を除き、カタクレーサイト帯も含め、西北西系のもは左横ずれ、東北東系のもは右横ずれを示す。

西伯町緑水園において、岩脈を合計10数枚確認した。これらは3枚程度の組で並走する岩脈群をなす。異なる岩質で岩脈群をなす場合もある。その姿勢は3.2で述べたように、西北西-東南東走向・高角が多い。一方、断層の姿勢は、露頭全体では $N60^{\circ}W \cdot 鉛直$ と $N60-70^{\circ}E \cdot 鉛直$ に集中する。剪断面の分布密度は数枚/m程度であるが、10枚/mを超えるピークも3箇所で見られる。このうち最大のピーク(20枚/m)は、岩脈群と花崗岩の境界より数m花崗岩側に認められる。

4. 議論

今回の調査結果から、断層岩(断層ガウジ・カタクレーサイト)の分布密度、幅、色相に関して、震源断層直上とそれから離れた地域との間で違いが認められた。ただし、余震域外北東部の北東縁部に限り、余震域中央部に匹敵する分布密度と幅を示す部分がある。これは、2000年鳥取県西部地震に伴っては活動しなかったものの、顕在的に並列する別の断層系の可能性がある。

震源断層直上に限って産するカタクレーサイト、特に面状カタクレーサイトについて、形成環境を深く議論することは避けるが、一般的には断層ガウジよりも深部でのレオロジー領域で形成されたと考えられる(例えば、Sibson, 1977)。このことを重視すると、「震源断層の位置では周囲に比べ、より古い地質時代から、より活発な断層活動が生じている」と結論される。

震源断層直上の断層と、北東縁部の断層は、ガウジ帯の色相が大きく異なっている。一般に断層ガウジ帯の色相は、その鉱物組成等によって変化するた

め、両者は破砕に伴う熱水変質環境(温度やpH等)が異なっていた可能性がある。両者に違いを生じさせた原因をこれ以上論ずることは難しいが、例えば野島断層等の場合、その中軸部(fault core)では還元色、外縁部(damage zone)では酸化色(赤色系)の変質が卓越し、本地域でも同様な関係を観ているのかもしれない。もしそうであれば、ガウジの色から断層の活動性を推定できる可能性がある。今後、測色計等を用いたより厳密な色彩解析に加え、ガウジ試料の粉末X線回折や微小構造解析、透水係数の測定を進め、この仮説を検証する必要がある。

堀川ほか(2001)の断層モデルに対して、反時計回りに斜交する断層ガウジ帯の姿勢に対する説明として、まず挙げられるのは、剪断初期におけるリーデル剪断面(R1面)の卓越(例えば、Tchalenko and Ambraseys, 1970)であろう。これは、観察したガウジ帯が、断層系形成初期の姿を現しているとする立場である。余震域中央部での断層モデル($N38^{\circ}W \cdot 鉛直$)に対し、調査地域全体でみた斜交関係は、この説明に調和的である。ただし地域ごとに細かく検討すると、R2面やP剪断面に相当するものも普遍的に認められ、これらが卓越する地域も存在する。具体的には、余震域北西部に比較的多い東北東系のガウジ帯はR2面とみなせるとともに、この地域に想定される別の断層($N74^{\circ}E \cdot 87^{\circ}SE$: 堀川ほか, 2001)自体が、余震域中央部の断層に対するR2面とみなせる。この問題については、データをさらに蓄積した上で、稿を改めて議論したい。

断層ガウジ帯と岩脈の間に認められる分布傾向の一致と姿勢の平行性は、上述した余震域北西部に加え、西伯町緑水園での結果に良く現れている。ここでは、岩脈群と花崗岩との境界付近の、花崗岩側に変形が集中している。この点を考慮すると、断層ガウジ帯と岩脈の分布傾向の一致と姿勢の平行性について、1)貫入に伴う初生的な断裂面が、岩脈群の片側に形成されていた、2)断層活動時に、岩脈群として(個々の岩脈ではなく)剛体的に挙動した、3)岩脈群に規制された流体移動により、その片側で破壊が促進された、等の成因が想定される。結論として、これらのうちのいずれか、もしくは複数の成因に、上述したリーデル剪断面の卓越する効果が複合的に加わり、断層系の位置と配列が決定されたと考えられる。

5. まとめ

2000年鳥取県西部地震の震源断層直上とそれから離れた地域とでは、断層岩(断層ガウジ・カタクレーサイト)の分布密度、幅、色相に差があることが確認された。また、面状カタクレーサイトは、震源断層直上に限って産することが明らかになった。これらのことから、震源断層の位置では周囲に比べ、より古い地質時代から、より活発な断層活動が生じ

ていると結論される。今後は、調査地域を震源断層の北東側および南西側に拡大して、今回の調査結果を検証するとともに、より分析的な手法を加えることによって、その成因についても探求して行く予定である。

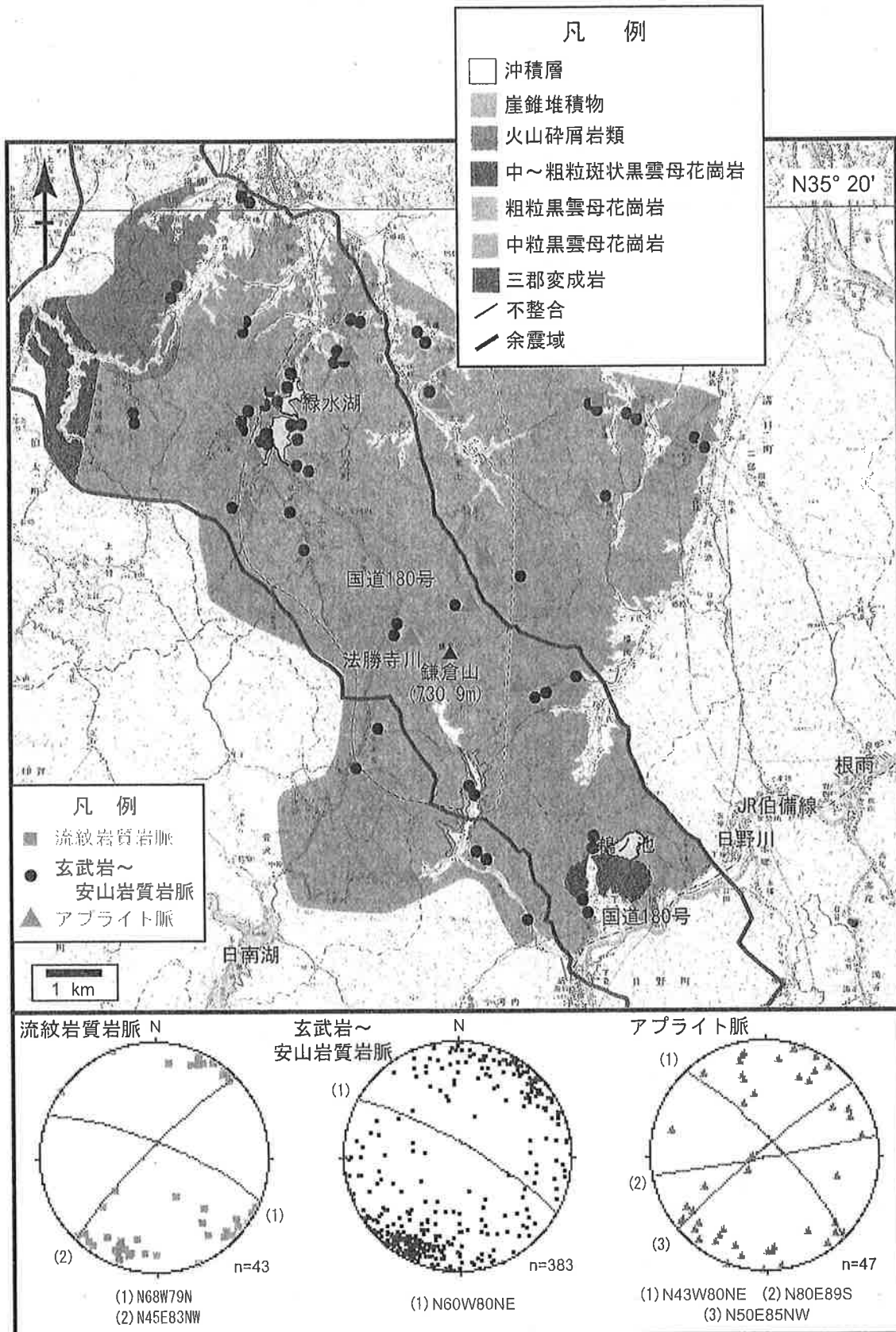
謝辞 現地調査を実施するにあたり、新潟大学大学院自然科学研究科の藤平秀一郎氏、同理学部地質科学科の岩下享平、中井 亮、千葉郁恵、犬塚洋之、村田竜治、桑原麻希、齊藤 健、三宅克彦、田村綾子、小安孝幸、播磨雄太、大橋聖和、大川直樹、窪島光志の各氏にご協力いただいた。また、産業技術総合研究所活断層研究センターの伏島祐一郎氏には、調査の準備段階において有益な助言をいただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。なお本研究は、産業技術総合研究所深部地質環境研究センターが経済産業省原子力安全・保安院からの委託を受けて実施した「平成 14 年度地層処分にかかる地質情報データの整備」の一環として行われた。

文 献

- 福山英一・Ellsworth, W. L.・Waldhauser, F.・久保篤規 (2001) 2000 年鳥取県西部地震の詳細断層構造。2001 年地球惑星科学関連学会合同大会, S3-007.
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小松原 琢・佐々木俊法 (2001) 2000 年鳥取県西部地震の地震断層調査。活断層・古

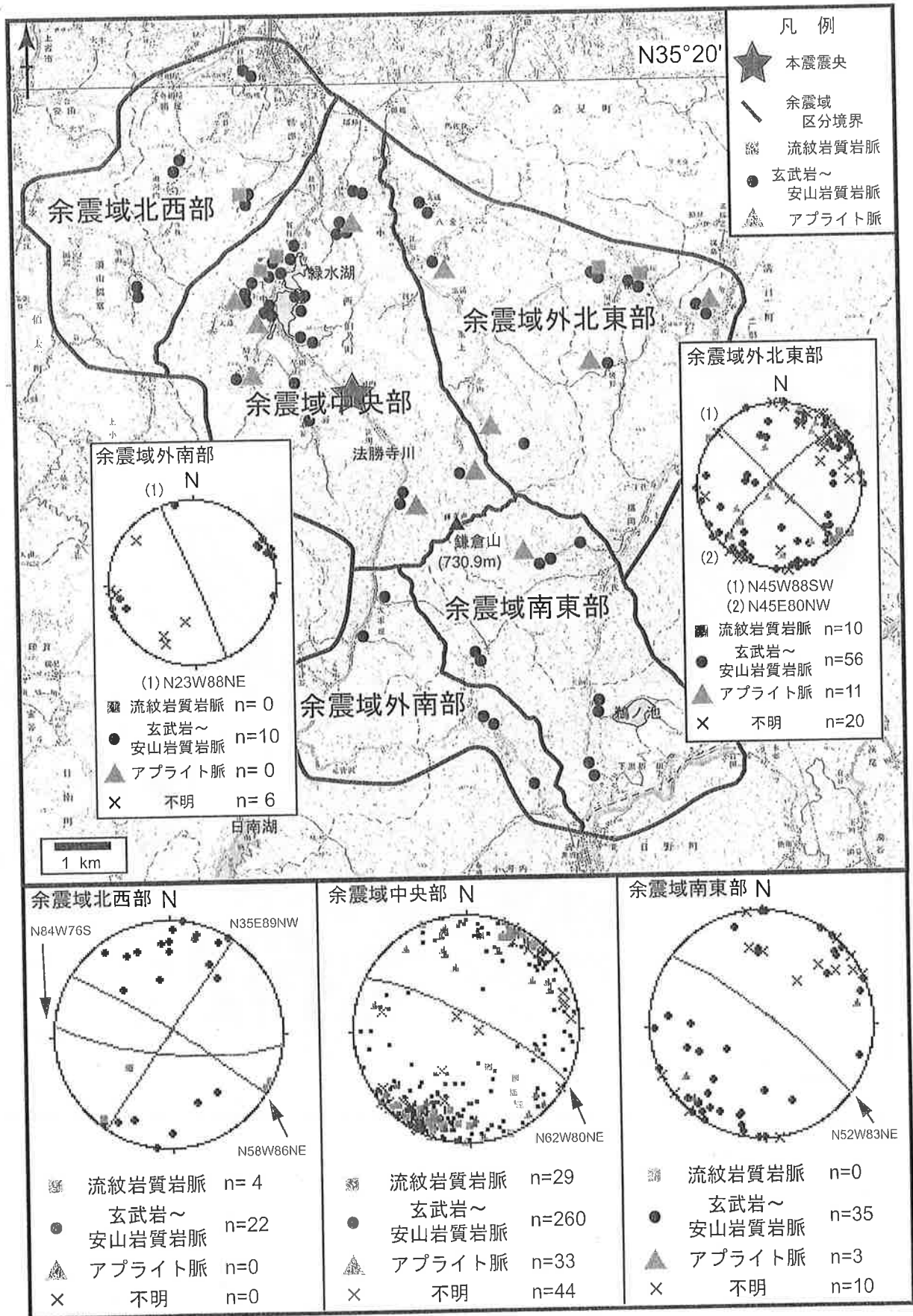
- 地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 1, 1-26.
- 服部 仁・片田正人 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「根雨」および同説明書。地質調査所, 40p.
- 堀川晴央・関口春子・岩田知孝・杉山雄一 (2001) 2000 年鳥取県西部地震の断層モデル。活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 1, 27-40.
- 井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹 (2002) 2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査。地震 2, 54, 557-573.
- 200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ (2000) 「200 万分の 1 日本列島活断層図」ー過去数十万年間の断層活動の特徴ー。活断層研究, No. 19, 3-12.
- 山陰バソリス研究グループ (1982) 根雨花崗岩体ー山陰帯におけるバソリスの研究 (その 1) ー。地質学雑誌, 88, 299-310.
- Sibson, R. H. (1977) Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, 133, 191-213.
- Tchalenko, J. S. and Ambraseys, N. N. (1970) Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 41-60.
- 堤 浩之・隈元 崇・奥村晃史・中田 高 (2000) 鳥取県西部地震震源域の活断層。月刊地球号外, No. 31, 81-86.

(受付: 2003 年 10 月 3 日, 受理: 2003 年 10 月 10 日)



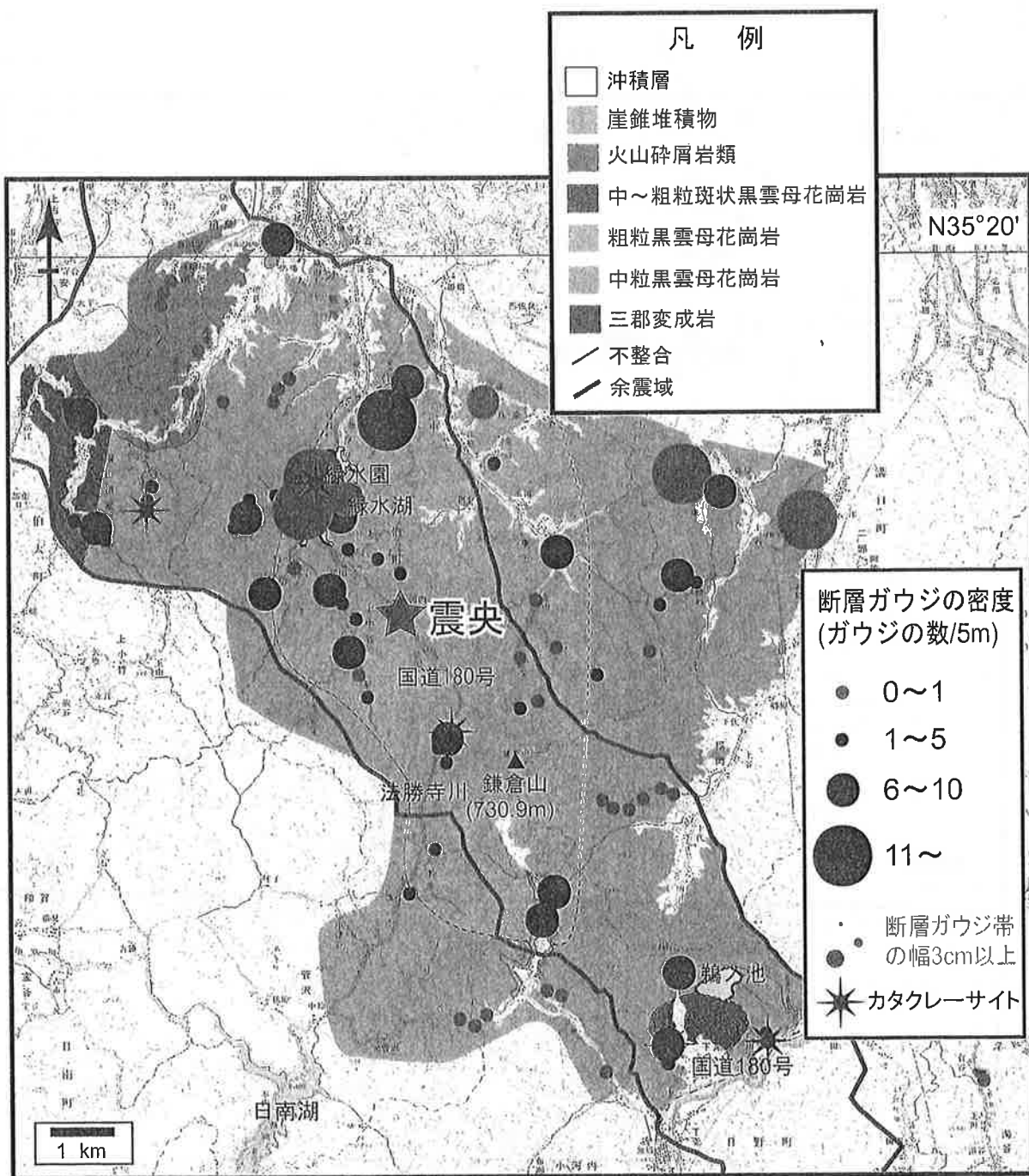
第1図. 調査地域の地質図と岩脈の姿勢 (シュミットネット下半球投影). 国土地理院発行5万分の1地形図「米子」および「根雨」を使用.

Fig. 1. Geological map of the survey area and the attitudes of dikes (equal-area lower-hemisphere projections). 1: 50,000 topographic maps "Yonago" and "Neu" published from the Geographical Survey Institute are used for the base map.

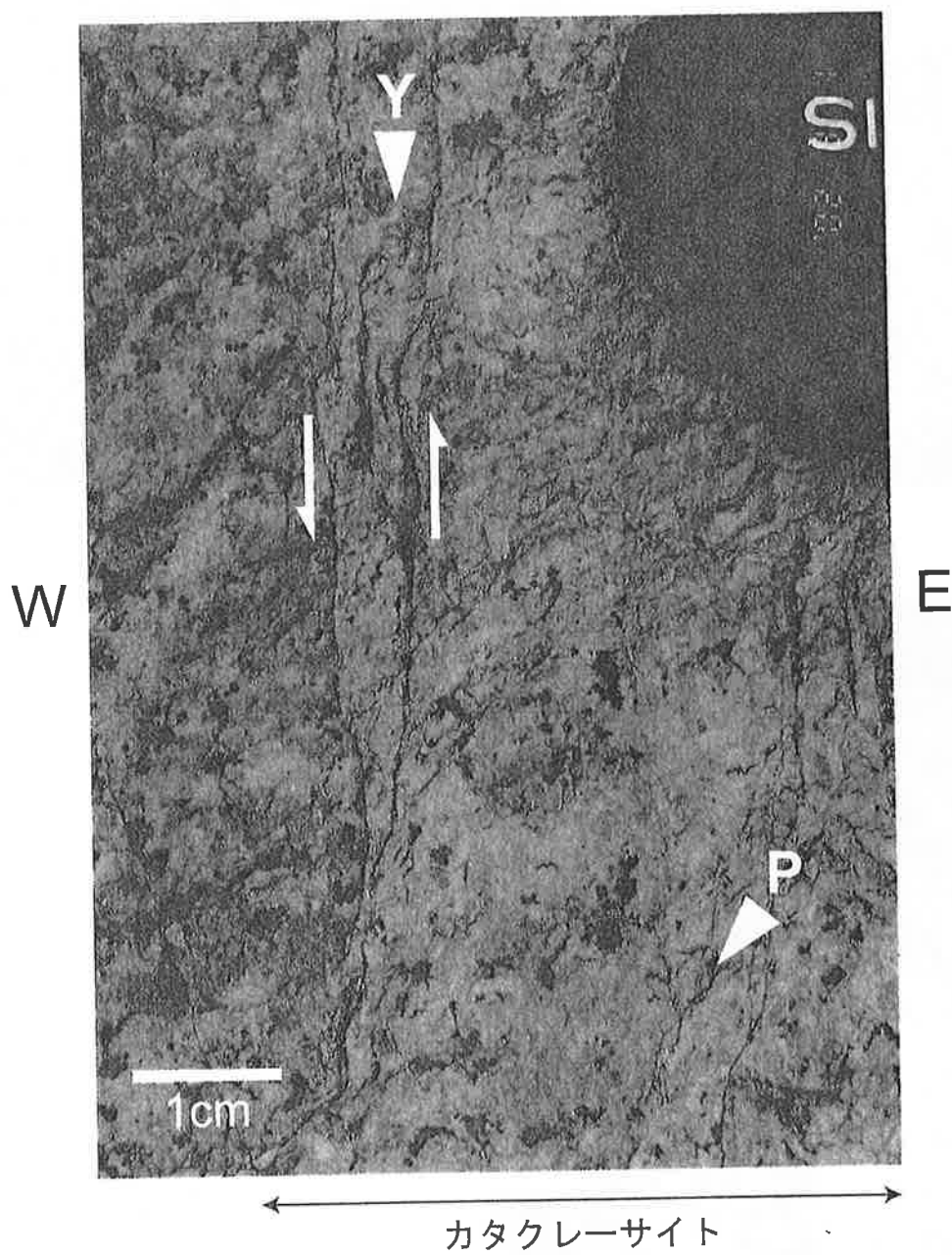


第2図. 5地域の岩脈分布と姿勢.

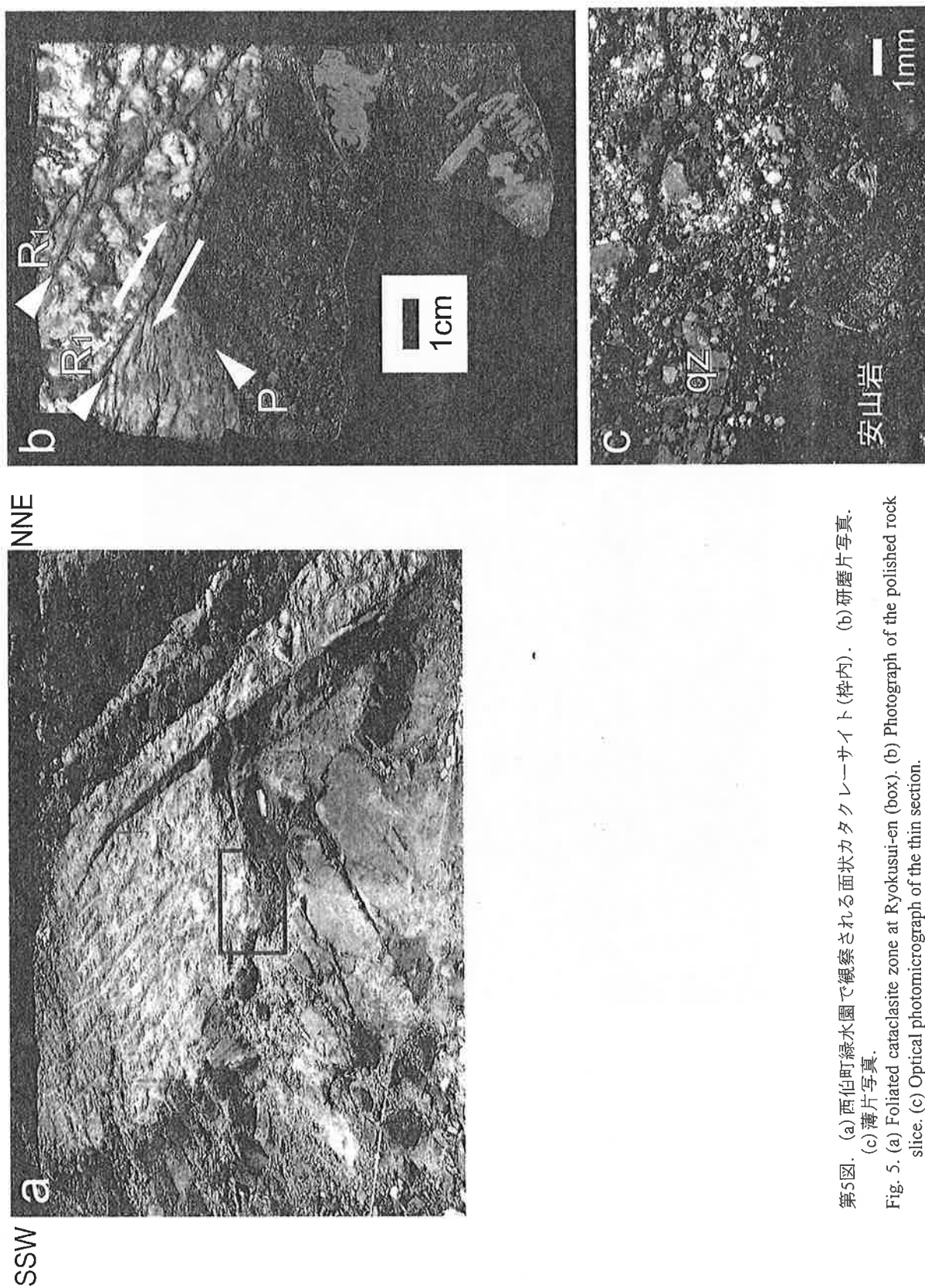
Fig. 2. Distribution and attitudes of dikes in the five areas.



第3図. 断層岩 (断層ガウジ・カタクレーサイト) の分布, 密度, 幅.
Fig. 3. Distribution, density and width of the fault rocks (fault gouges and cataclasites).

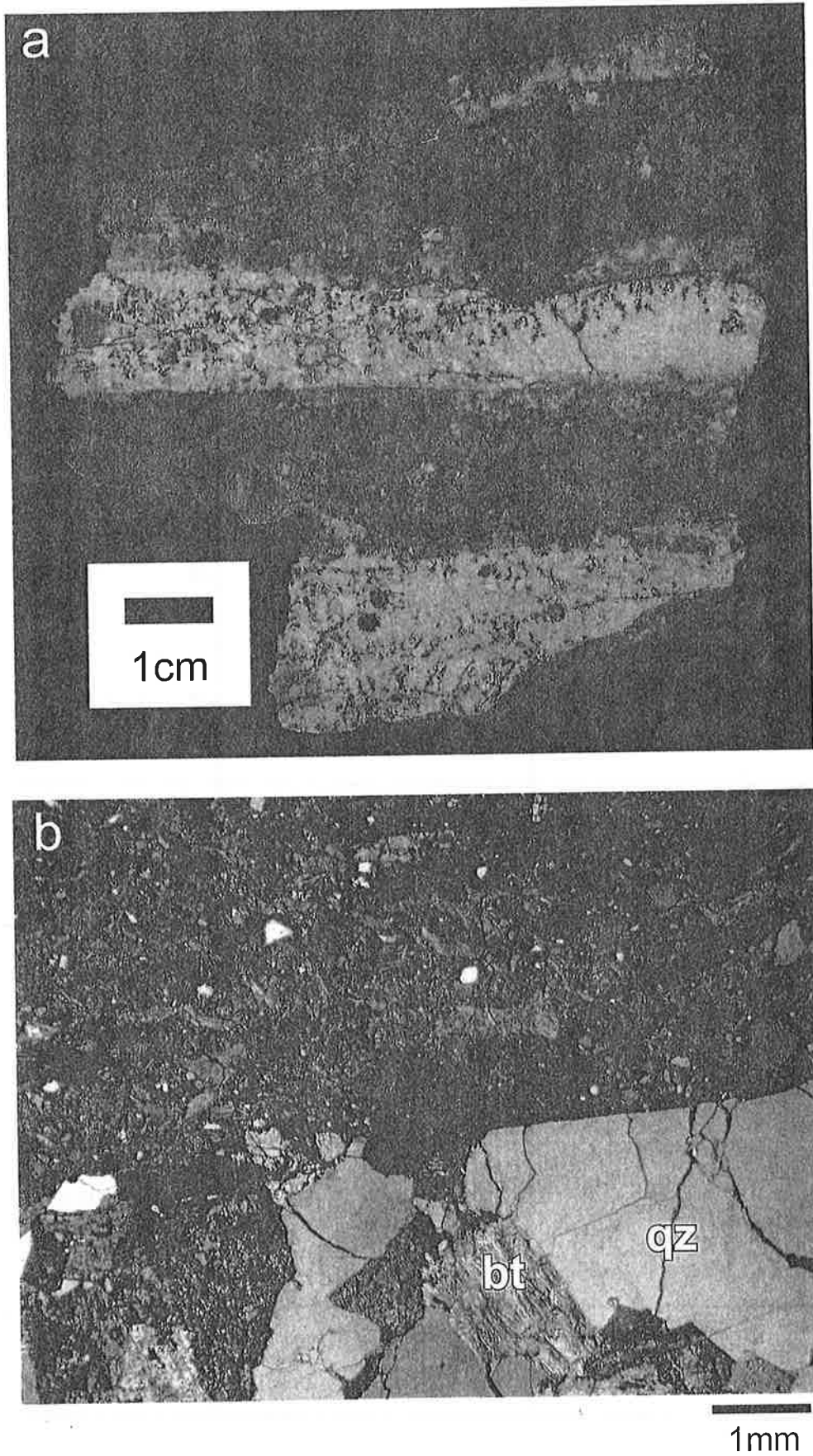


第4図. 日野町根妻の日野水力発電所付近で観察される面状カタクレーサイト.
Fig. 4. Foliated cataclasite zone at Hino.

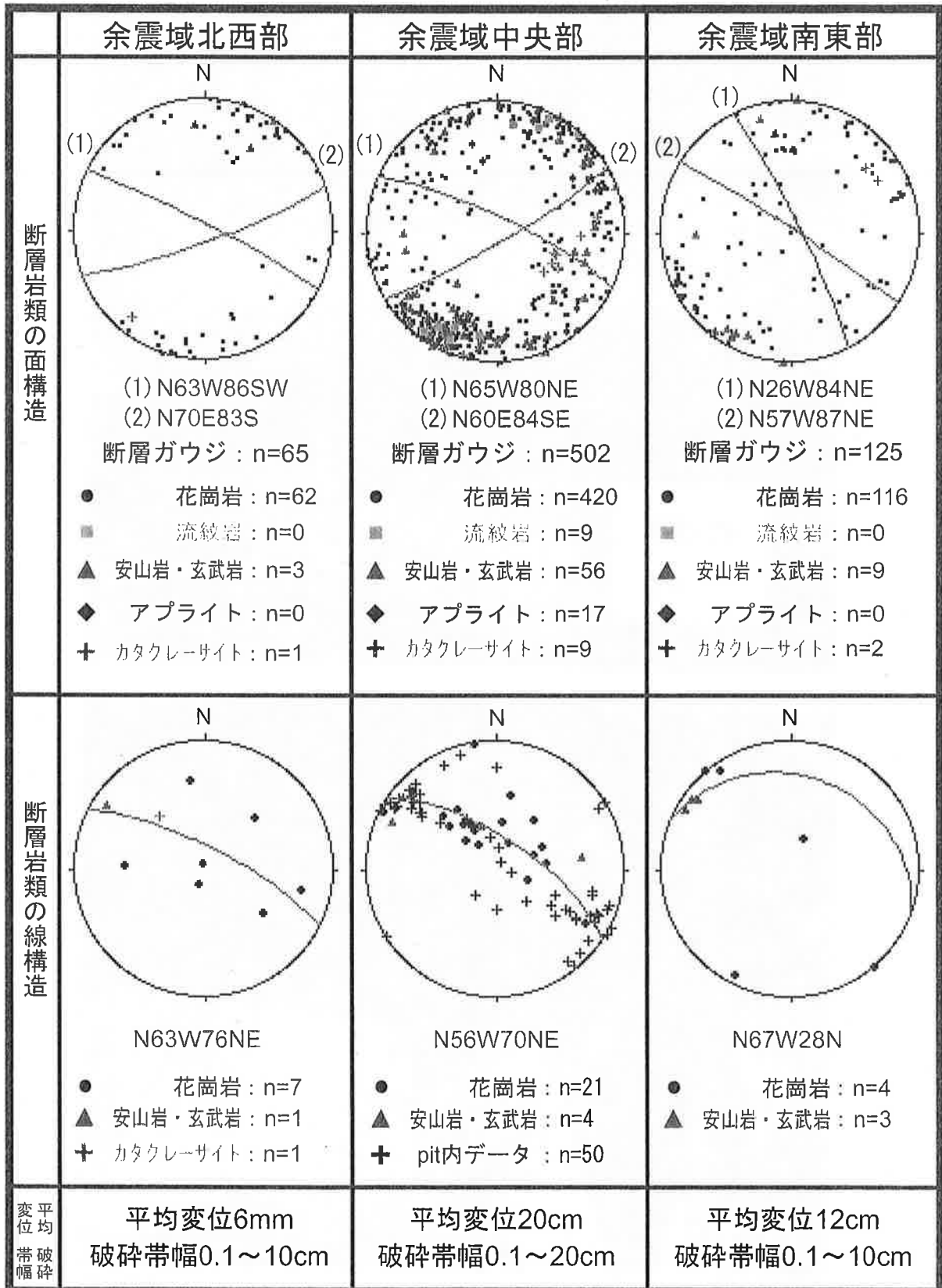


第5図: (a) 西伯町緑水園で観察される面状カタクラサイト(枠内). (b) 研磨片写真.
(c) 薄片写真.

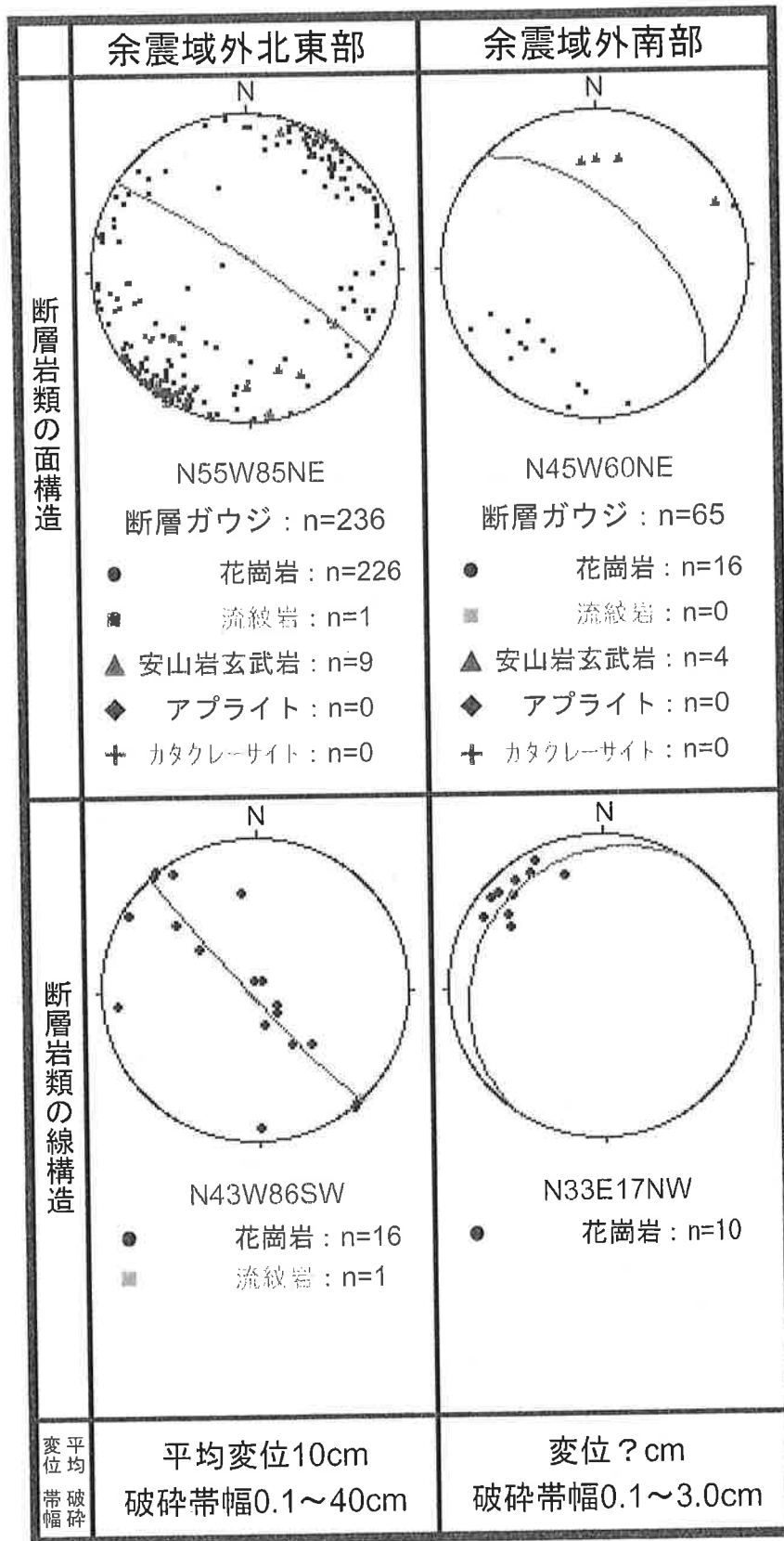
Fig. 5. (a) Foliated cataclasite zone at Ryokusui-en (box). (b) Photograph of the polished rock slice. (c) Optical photomicrograph of the thin section.



第6図. 西伯町緑水園で観察される断層ガウジ. (a)研磨片写真. (b)薄片写真.
Fig. 6. Fault gouge zone at Ryokusui-en. (a) Photograph of the polished rock slice. (b) Optical photomicrograph of the thin section.



第7図. 断層岩類の面構造と線構造の姿勢.
Fig. 7. Foliations and lineations of the fault rocks in the five areas.



第7図. 続き.
Fig. 7 (continued).

震震W第13-2号

最新の地震動評価法について

この資料は、第7回耐震指針検討分科会において整理を行った「震分第7-2号」による今後のワーキンググループにおいて検討する項目のうち「最新の地震動評価法」に関して、社団法人 日本電気協会 原子力発電耐震設計専門部会の検討成果を紹介するものである。

なお、この資料の内容は、「基準地震動の合理的な策定方法に関する調査報告所」(平成11年3月 社団法人 日本電気協会 原子力発電耐震設計専門部会)の内容を引用させていただいた。

< 資料作成中 >

地震地体構造の定義と適用方法について

この資料は、第7回耐震指針検討分科会において整理を行った「震分第7-2号」による今後のワーキンググループにおいて検討する項目のうち「地震地体構造の定義と適用方法について」に関して、最新の知見として「日本列島と周辺海域の地体構造区分」(垣見他 2003)を紹介するものである。

日本列島と周辺海域の地震地体構造区分

垣見俊弘

財団法人 地震予知総合研究振興会* 松田時彦・相田 勇

東京工業大学大学院総合理工学研究科** 衣笠善博

A Seismotectonic Province Map in and around the Japanese Islands

Toshihiro KAKIMI

1-5-6 Kubogaoka, Moriya-shi, Ibaraki 302-0104, Japan

Tokihiko MATSUDA and Isamu AIDA

Association for the Development of Earthquake Prediction, 1-5-18 Sarugakucho,
Chiyoda-ku, Tokyo 101-0064, Japan

Yoshihiro KINUGASA

Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of
Technology, 4259 Nagatsuta, Midori-ku, Yokohama 226-8502, Japan

(Received April 5, 2002; Accepted November 22, 2002)

A new seismotectonic province map of the Japanese Islands and the adjacent areas, which carries maximum magnitudes of earthquake (M_{max}) expected for the individual provinces, has been prepared as a revised edition of Kakimi *et al.* (1994). The major part of the mapped region constitutes an island arc-trench system, which is surrounded by Northwest Pacific Basin (1), Shikoku Basin (2), Philippine Basin (3), Kurile Basin (4), Japan Sea Basins (5), and Korean Peninsula and Tonhai Continental Shelf (6). All of the peripheral provinces have too low seismicity to be given M_{max} . The island arc-trench system is subdivided into the following constituent arcs: Kurile Arc (7), Northeast Honshu Arc (8), Izu-Bonin Arc (9), Southwest Honshu Arc (10), Ryukyu Arc (11), Sakhalin Arc (12), and the Tectonic Belt along the Eastern Margin of Japan Sea (13). While the constituent arcs 7 to 11 are divided into three tectonic belts, which remarkably differ from each other in tectonic, seismic, and volcanic activities, from the trench to the inland: Continental Slope on the Trench Side (A), Non-volcanic Outer Belt (B), and Volcanic Inner Belt (C), the constituent arc 10 alone has additionally the Continental Slope on the Marginal Sea Side (D). Province 12 started developing in Late Mesozoic and functioned as a collision belt between the North American Plate (NA) and the Eurasian Plate (EUR) in Late Cenozoic, whereas province 13 is considered to form a current collision belt between NA and EUR plates. Province 11X, Okinawa Trough, is defined as a current rift zone developing between the Tonhai Continental Shelf and the Ryukyu Arc. Some of the provinces are further divided into subprovinces in response to local differences in active faults, seismicity, M_{max} etc.

All the active faults on land are grouped into seismogenic faults (Matsuda, 1990), which are considered to generate characteristic earthquakes. The magnitudes of earthquake expected for the seismogenic faults (ML) are estimated by the equation: $\log L = 0.6ML - 2.9$ (Matsuda, 1975), where L is the length of the faults in kilometers. The maximum magnitude of earthquake expected for seismogenic faults (ML_{max}) and the maximum one for historical shallow earthquakes (Mh_{max}) are compared in each province to choose the larger one as the expected maximum earthquake magnitude (M_{max}) for the province. Since no method to decide a seismogenic unit from offshore active faults has been established, Mh_{max} is tentatively adopted as the M_{max} representing the province. Extraordinarily

〒302-0104 茨城県守谷市久保ヶ丘 1-5-6
* 〒101-0064 千代田区猿樂町 1-5-18

** 〒226-8502 横浜市緑区長津田町 4259

long faults found in inland provinces, which are called the designated faults (Matsuda, 1990), are excluded from estimation of the M_{max} . None of the magnitudes of earthquake expected for the designated faults is shown here, because they should be individually estimated. All of the information, such as tectonic geomorphology and geology, characteristics of active (seismogenic) faults, historical earthquakes, modern seismicity, and other, is put into a table to facilitate the identification of a seismotectonic province and the determination of the M_{max} and the designated faults. The details of the boundaries between seismotectonic provinces are shown in another table.

Key words: Seismotectonic province, Japanese islands, Arc-trench system, Maximum earthquake magnitude, Seismogenic fault.

§ 1. はじめに

日本列島と周辺域の地体構造を地震活動に基づいて区分し、それぞれに最大期待地震規模 M_{max} を示した区分図としては、Omote *et al.* (1980)以降、松田 (1990)、萩原編 (1991)、垣見・他 (1994) などが提唱されている。なお、 M_{max} を指定してはいないが、地震活動と活断層分布の関係などを考慮した地体構造区分図としては、岡田・安藤 (1979)、活断層研究会 (1980, 1991)、垣見 (1983)、Kinugasa (1990)、松田・吉川 (2001) などがあ

る。ここでは上記の各種区分図を比較した上で、垣見・他 (1994) の区分図を、各区の特徴、 M_{max} 、特定断層などに関して、最新のデータと知見に基づいて改定し、新たな地震地体構造区分図を作成することとした。

この区分図作成の主目的は、第一に日本列島の各地域に予想すべき最大地震の規模を示すことであり、第二には、その内部では地震活動 (規模別発生頻度、発震機構など) が共通とみなせる地域を、種々の地学的根拠に基づいて区分することである。

§ 2. 地震地体構造区分図の作成方針

地震地体構造区分とは、地震の起こり方の共通性、あるいは差異に基づいて地体構造を区分することである [萩原編 (1991)]。したがって地震の起こり方のどの性質に着目するかによって異なる区分があり得るが、ここでは主として地殻内地震の規模の地域差を重視し、併せて地震の頻度や発震機構とも調和のとれた区分となるように努めた。ここで扱う地震の深さは、とくに断らない限り、内陸ではおよそ 20 km まで、海域では 40 km 程度までと考えてよい。これより深いところ—主としてサブダクション帯—で起きる地震については、別な区分図が必要なことはいうまでもない。

本稿における地体構造区分の方針はおよそ以下のとおりである。

日本列島は島弧-海溝系に属しているから、まず、これを取り囲む海洋底、縁海盆、大陸などを大地形に基づき区分 (1 から 6 まで) する。本稿では、これらの区

活動は検討せず、したがって M_{max} も与えていない。

残る島弧-海溝系本体部を、7. 千島弧、8. 東北日本弧、9. 伊豆小笠原弧、10. 西南日本弧、11. 琉球弧、12. 樺太弧、および 13. 日本海東縁変動帯に区分した。このうち樺太弧は、現在の島弧-海溝系とは斜交する古い弧であるが、最近まで北米-ユーラシアプレート間の衝突境界であり、現在もその影響が認められることから、独立して扱った。また、日本海東縁変動帯は、最近新しく北米-ユーラシアプレート間の収斂境界域として活動的になった地帯であり、地震の起こり方にも共通性がみられることから、独立の構造区として扱った。

各弧の内部では、弧に平行して、海溝陸側大陸斜面に A、島弧外帯 (非火山性外弧) に B、島弧内帯 (火山性内弧) に C、縁海側大陸斜面に D の記号を与え、区分した。これらの区分にあてはまらない琉球弧内の沖縄トラフや、樺太弧の区分には、W, X, Y, などの記号を与えた。なお、典型的な島弧では、火山フロントを境に外帯と内帯が区分されるのが一般であるが、西南日本弧では例外的に、中央構造線を境に外帯と内帯を区分した。西南日本弧は、典型的な島弧と比較するとその特徴が不明瞭で、火山帯はるか内陸側 (山陰地方) にあり、フロントの位置もはっきりしない。いっぽう中央構造線はそれ自体が活断層であるが、また活断層の多い内帯側と、きわめて少ない外帯側を分ける活断層フロント [Kinugasa (1990)] に位置しているから、島弧を活断層フロントで内帯、外帯に区分することにすれば、西南日本の地震地体構造区分も例外的とはいえない。

最後に、以上の区なかで、活断層の分布・断層タイプ・活動度や地震の密度・発震機構などに顕著な差がある場合、大地震の発生域として区分できる場合、区内で異なる M_{max} を与える必要がある場合などには、これを破線で細分して亜区を設け、それぞれに 1, 2, … などの添字を与えた。

以上の区分を Fig. 1 に示す。

§ 3. 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分

前節の方針に基づき、地震地体構造を下記のように大

日本列島と周辺海域の地震地体構造区分

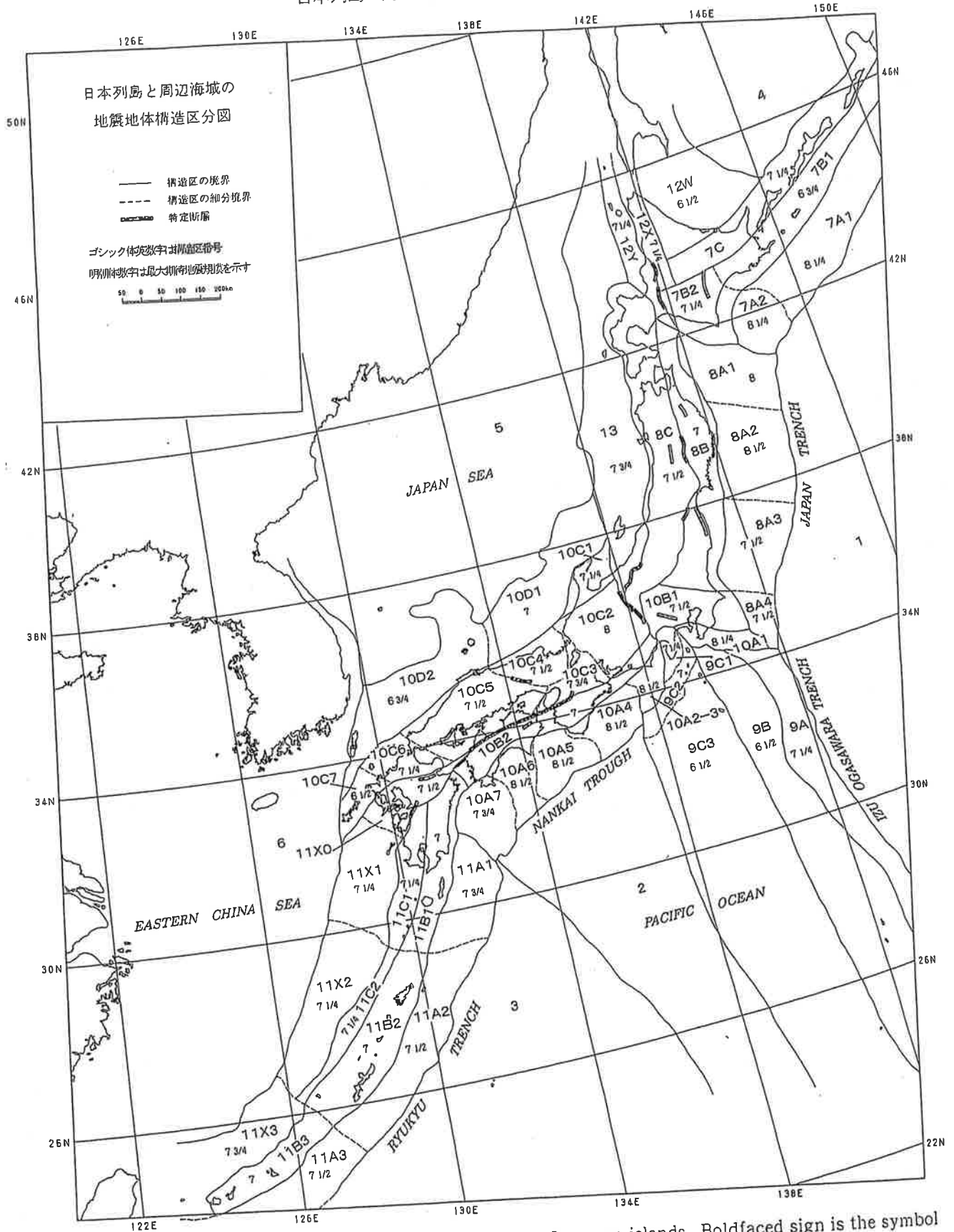


Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Boldfaced sign is the symbol of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude (M_{max}) assigned to each province. Solid line: boundary between provinces. Broken line: boundary between subprovinces. Bar: the designated fault.

区分した (Fig. 1 の実線区分).

- I. 日本列島周辺の大洋底と大陸域
 1. 北西太平洋海盆
 2. 四国海盆
 3. フィリピン海盆
 4. 千島海盆
 5. 広義の日本海盆 (日本海盆・大和海盆・大和海嶺・対馬海盆とその周辺海域)
 6. 朝鮮半島・東海大陸棚
- II. 日本列島周辺の島弧陸域と島弧海域
 7. 千島弧—(7A) 千島海溝大陸斜面, (7B) 千島弧外帯, (7C) 千島弧内帯
 8. 東北日本弧—(8A) 日本海溝大陸斜面, (8B) 東北日本弧外帯, (8C) 東北日本弧内帯
 9. 伊豆小笠原弧—(9A) 伊豆小笠原海溝大陸斜面, (9B) 伊豆小笠原弧外帯, (9C) 伊豆小笠原弧内帯
 10. 西南日本弧—(10A) 相模トラフ・南海トラフ大陸斜面, (10B) 西南日本弧外帯, (10C) 西南日本弧内帯, (10D) 日本海南縁大陸斜面
 11. 琉球弧—(11A) 琉球海溝大陸斜面, (11B) 九州・琉球弧外帯, (11C) 九州・琉球弧内帯, (11X) 沖縄トラフ
 12. 樺太弧—(12W) 日高・根室帯 (北部), (12X) 石狩天塩帯 (北部), (12Y) 礼文樺戸帯
 13. 日本海東縁変動帯

上記の区分の大部分は, 垣見・他 (1994) と同じであるので, ここでは, 区の新設を含め, 垣見・他 (1994) の区分を改変した区, 改変理由, 内容, 境界などについてのみ説明する.

①日本海東縁変動帯 (13) を新設

垣見・他 (1994) では島弧と縁海の境界域 (大陸斜面) として扱ってきた日本海東縁部を, 新生プレート境界周辺の変動帯として一括することにした. そのため, 垣見・他 (1994) のうち 8D 区 (日本海東縁大陸斜面) と, 12Z 区 (北海道西方大陸斜面) は削除した.

プレート境界の位置について, 中村 (1983) は, 日本海盆-大和海盆の東縁の急斜面から, 富山深海長谷を経て糸魚川-静岡構造線にいたるところに置いたが, 近年, 大竹 (1998) や石川 (1998) は, これより内陸側の, 1983 年日本海中部地震-1964 年新潟地震の震源域から信濃川沿いに“上陸”し 1847 年善光寺地震の震源域を経て北部フォッサマグナに至る線をプレート境界とした. 後者の場合だと, プレート境界の西側にも活断層の発達する変動帯があることになる. ここでは, プレート境界の位置にはこだわらず, 活断層の分布する海域 [岡村 (1998) などによる] の西端を西側境界とし, この区を幅の広い

衝突帯と位置づけた. なお, 岡村・他 (1998) はこの区を海底の構造地形などから 3 区分できるとしたが, 今回は区分せず, 将来の課題としたい.

②千島弧外帯西端部 (7B2) の西側境界を西方へ移動

千島弧の外弧スリパー (7B) は西進して, 中新世には日高衝突帯を形成したことはよく知られているが, 現在そのフロントは馬追衝上断層からその西側の勇払背斜 (苫小牧平野下) にまで及んでいるという [伊藤・他 (1999)]. この知見を参照し, 7B2 の西側境界を, 垣見・他 (1994) の神居古潭帯東縁線から, 札幌-苫小牧低地帯東縁 (馬追丘陵西縁) まで移動させ, 石狩天塩帯 (12X) の南部を 7B2 にとり込んだ.

③千島弧内帯 (7C) に北限線を追加, その北側に日高根室帯北部を新設

垣見・他 (1994) では, 北海道の東北部からサハリンにかけてを, すべて千島弧内帯 (7C) としているが, これは他の島弧系の区分から見ても不自然である. そこで 7C を雁行火山列 (知床-阿寒-大雪) の北端付近以南に限定し, かつ主部 (7C1) と西端部 (7C2) の区分線を取り払って, 千島弧内帯 (7C) に一括した. その北側は, 樺太弧の一部であることをあらわすために, 日高・根室帯北部 (12W) とした.

日高帯と根室帯は, もとは別々の構造区 (マイクロプレート) であり, 中新世に合体したものである. その境界は, 北見大和堆西縁線-網走構造線 [垣見・他 (1994) で 7C1 と 7C2 を区分した破線] といわれているが, 現在の地震活動に差異はみられないため, 一括した.

④能登半島北部 (10C1) の南側境界を南へ移動

垣見・他 (1994) における 10C1 の南限を, 中部山岳 (10C2) のなかで, 縦ずれ断層を主とする地域 (北部) と, 横ずれ断層を主とする地域 (中・南部) の境界の位置とした. また, その西方延長にあたる 10C4 区と 10D1 区の境界線も微修正した.

⑤南海トラフ大陸斜面 (10A) のうち, 10A2 区と 10A3 区を合併

垣見・他 (1994) では, 相模トラフ (10A1) を除く 10A 区は東から駿河湾 (10A2), 遠州灘 (10A3), 以下日向灘 (10A7) までに 6 区分され, それぞれ独立に, または隣接区と連合して大地震を発生する区とされていた. しかし 10A2 区ではこれまで単独で大地震を発生した記録がなく, 領域も他と比べて狭いこと, また地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001b) [以下推本 (2001b) という] も駿河湾と遠州灘を 1 つの大地震発生域 (領域 Z) としているので, ここでは, 垣見・他 (1994) の 10A2 区と 10A3 区を合併し, 駿河湾-遠州灘 (10A2-3) とした.

なお、推本(2001b)は、垣見・他(1994)の10A5区と10A6区に相当する海域も併せて1つの地震発生区(領域X)としているが、両区の境界の地形的特徴が明瞭なので、ここでは垣見・他(1994)の区分のままとし、今後の課題としておく。

§4. 最大期待地震規模 M_{max} について

基本的な M_{max} の決め方は、以下のとおりである。

- (1) 各構造区の M_{max} は気象庁マグニチュードを1/4刻みで与える。
- (2) 陸域を含む構造区では、区内の歴史地震の最大規模 Mh_{max} と、内陸の起震断層(ただし、後述の特定断層を除く)から予想される地震の最大規模 ML_{max} を比較し、 M_{max} を決める。
- (3) 海域の構造区では、区内の Mh_{max} から M_{max} を決める。
- (4) 区内の Mh_{max} , ML_{max} がいずれも6.5未満の区の M_{max} は6 1/2とする。

M_{max} を1/4刻みとしたのは、昔の地震や活断層から想定される地震の M 値は、0.1刻みで表示するほどの精度がないためである。したがって、たとえば M_{max} が7 3/4とされた区の最大地震は、 $M7.5$ よりは有意に大きく、8.0よりは明らかに小さいというほどの意であって、 $M7.75$ ということではない。しかし、個々の Mh や ML は0.1刻みで示されることが多いので、1/4刻みとの対応関係に誤解が生じないように、今回は以下のようなとり決めで M_{max} を与えた。

" Mh_{max} , ML_{max} が、それぞれ $N.1 \sim N.3$ (N はマグニチュードの整数部), $N.4 \sim N.5$, $N.6 \sim N.8$, $N.9 \sim N+1$ の範囲にある区の M_{max} は、それぞれ $N1/4$, $N1/2$, $N3/4$, $N+1$ とする". 具体的に示せば、たとえば Mh_{max} が ML_{max} が7.1~7.3の範囲にある区の M_{max} は7 1/4とし、7.4~7.5である区の M_{max} は7 1/2とする、ということである。

この取り決めによる1/4区間の境界は、連続量としての M の系列に正確に対応させた1/4区間の境界よりも、 M 値のやや低い側にシフトさせている。これは1/4区間の中央値を M_{max} と考えたとき、それぞれが0.1刻みの1区間を下回らないように(安全側に)取り決めたためである。いずれにしても、0.1刻みの M 値を、1/4刻みの枠に等分にあてはめることはできない。したがって、 M_{max} を0.1の単位で予想する場合には、もとのデータ (Mh_{max} , ML_{max}) にたちかえて考慮することが肝要であろう。

§5. 特定断層について

5.1 特定断層の定義・与え方

ある構造区の起震断層のなかで、例外的に長い断層長をもつものはこれを特定断層と呼び、その地震規模は別途考慮することとして、本稿では示さず、またその区の M_{max} には採用しなかった。この方針は松田(1990)および垣見・他(1994)と同じである。

特定断層の位置はFig.1にシンボル化して示し、その名称と長さは、Table 1のコラム(6)に示した。

ここでは、松田・他(2000)の起震断層長の表から、特定断層かどうかを判断した。この表は、活断層研究会(1991)に示された、原則として確実度I, IIの活断層線(群)が、松田(1990)による以下の基準を満たすものを、一つの起震断層とみなし、その両端を結んだ直線距離でその長さを示したものである。

- (1) 周辺5 km以内に他の活断層線のない孤立した10 km以上の断層。
- (2) 相互の間隔が5 km以内であるほぼ同じ走向の断層群
- (3) 断層線の midpoint の位置が主断層線から5 km以上離れている、走向を異にする断層

以下、これを"5 km基準"と呼ぶことにする。

Table 1に採用した特定断層の長さは、上記のように松田・他(2000)によったが、他の資料のなかで、地震評価に大きな影響のあるもの一分割型か一括型かを判定したもので、断層長が松田・他(2000)の表と著しく異なるもの、など一は、その旨を表中に併記した。ただし、今回は個々の断層に関する多くの論文・報告書のなかで、以下の3種類のものに限り参照した。

- ①推本による地震規模の評価に関する公表資料[平成13年末まで; 推本(1997, 2001a, 2001c, 2001d)].
- ②政府の交付金により地方自治体が行った調査の報告で、専門家による委員会が評価に関与しているもの[平成12年度まで; 福島県(1998, 1999), 北海道(1998, 2000), 兵庫県(2001), 岩手県(1998), 熊本県(1998), 宮城県(2001), 大分県(2001)].
- ③200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ(2000)[以下, WG(2000)と略]による200万分の1活断層図。

このうち③は、今のところ200万分の1図しか公表されていないが、断層長については、もとになった詳細活断層GISデータベース(2.5万分の1スケール)から直接測定した値[隈元(私信)]を示した。

特定断層のうち、中央構造線活断層系と糸魚川-静岡構造線断層帯については、その評価が複雑なので、以下にその要点を述べておく。

Table 1. Seismogenic faults, historic earthquakes, expected maximum earthquake magnitude (M_{max}), and designated faults in each seismotectonic province.

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名	(4) 浅発大・中地震活動と主な地震名	(5) M_{max}	(6) 特定断層	備考
7 A 1 千島海溝大陸斜面 主部	海溝陸側斜面	(未検討海域) 千島海溝に平行・海域のため評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1994年北海道東方沖 8.2 ・1894年根室南西沖 7.9 ・1843年釧路・根室沖 7.4 ・1973年根室半島沖 7.1 ・1900年根室沖	8 1/4		
7 A 2 千島海溝大陸斜面 西端部	海溝陸側斜面, 海淵などの陸起帯発達, 東縁に海底谷	大? 長?, A?, 逆. (海溝部未検討海域), 大陸斜面で海溝に直交・海域のため評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 (1884年以前の記録なし) ・1952年十勝沖 8.2	8 1/4		
7 B 1 千島弧外帯主部	外弧隆起帯, 安定域, 重力高異常域	活断層なし	低 (1884年以前の記録なし) ・1931年根室東方沖 6.6 ・1902年釧路沖 6.5 ・1959年釧路北部 6.3, 6.1	6 3/4		
7 B 2 千島弧外帯西端部	千島弧外弧の西進による衝突域, 西部で隆起, 東部で沈降	小, 中 (長), B・C, 逆, 南北方向 ・光地面断層	日高山地内で高・やや低い 北東圧縮逆断層型 (1884年以前の記録なし) ・1982年浦河沖 (h=40 km) 7.1 ・1915年十勝沖 (s) 7.0 ・1932年日高中部 7.0 ・1931年日高東部 6.8 ・1952年日高南東沖 6.8 ・1935年日高沖 6.7	7 1/4	十勝平野東縁断層帯 (82 km) 石狩低地東縁断層帯 (56 km) [分割型] [北海道(2000)によれば少なくとも2分割の可能性大]	
7 C 千島弧内帯	火山性内弧, 雁行火山列 (隆起帯) とその間の沈降帯	小, 短, C, 逆 火山列 (北東方向) の基部に発達. ・喜良野断層帯 26 ・羅臼岳断層帯 12 ・斜里東断層帯 14 ・網走湖断層帯 15	火山フロント付近で中西北西圧縮すれ断層型, その他は低 (1884年以前の記録なし) ・1967年釧路北部 6.5 ・1938年釧路北部 6.1	7 1/4		
8 A 1 日高弁状海盆	千島弧・東北日本弧会交部の深海平坦面と海溝陸側斜面	海盆内は極小, 短, ?, 逆. (海溝付近は未検討海域) ・海域のため評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1856年青森県東方沖 7.5 ・1968年十勝沖 7.9 ・1931年青森県東方沖 7.6 ・1994年三陸はるか沖 7.5 ・1763年青森県東方沖 7.4 ・1919年十勝沖 7.4 ・1677年青森県東方沖 7 1/4~1/2	8		
8 A 2 三陸沖大陸斜面	深海平坦面と海溝陸側斜面	大, 長, A, 逆. 日本海溝に平行, 大陸斜面には少ない. ・海域のため評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1896年明治三陸 8 1/2 ・1793年陸前陸中陸域 8~8.4 ・1611年慶事三陸 8.1 ・1933年昭和三陸 8.1 ・1897年明治宮城沖 7.7 ・1915年宮城県沖 7.5 ・1936年宮城県沖 7.5 ・1978年宮城県沖 7.4	8 1/2		

[特定断層の欄で, 推本は地震調査研究推進本部地震調査委員会の略, WC2000は200万分の1活断層図解ワーキンググループ(2000)の略]

Table 1. Continued

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか 特徴と主な起震断層名	L (km) M _L	M _h	(4) 浅発大・中地震活動と主な地震名	(5) M _{max}	(6) 特定断層：備考
8 A 3 常磐沖大陸斜面	深海平坦面と海溝陸側斜面	大, 長, A, 逆・正. 日本海溝に平行(逆), 大陸斜面で正. 海城のため評価せず		極高 ・1938年福島県沖 ・1896年鹿島灘	プレート境界付近の大地震域 7.5 7.3	7 1/2	
8 A 4 房総沖大陸斜面	階状平坦面をもつ海溝陸側斜面, 東西性海淵発達	中, 長, A?, 逆・正. 日本海溝沿い(逆)および北東方向(正). 海城のため評価せず		中 ・1953年房総沖地震 (h=60 km) ・1677年延宝 (M8) は不確実	7.4	7 1/2	
8 B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯, 安定域	極小, 短 (長), C, 逆・横. 三郡線断層帯	21	7.0	6.5 ・1931年岩手県東部 ・1895年蘆ヶ浦 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや弱い (s)	7	折爪断層 (40 km) 双葉断層 (84 km) [福島県 (1999) は北部の 10 数 km のみを評価]
8 C 東北日本弧内帯	火山性内弧, 隆起優勢, 脊稜山地・出羽丘陵の火山帯 (隆起帯) とその間の盆地列 (沈降帯), 島弧方向の逆断層~褶曲発達	中, 中, B, 逆. 島弧と平行, 隆起帯基部に発達 ・関谷断層帯 ・会津盆地西縁断層帯 ・津軽山地西縁断層帯 ・長町一利断層帯 ・能代断層帯 ・北由利断層帯 ・函館平野西縁断層帯	38 38 31 38 32 29 22	7.5 7.5 7.3 7.5 7.3 7.1	7 1/4 7 ~ 7.5 7.2 7.1 7 ± 1/4 7 ± 0.1 7.0 7.0 7.0 6 3/4	7 1/2	福島盆地西縁断層帯 (47 km) [福島県 (1998) および宮城県 (2001) は一括活動を想定] 奥平盆地東縁断層帯 (58 km) 北上低地西縁断層帯 (79 km) [岩手県 (1998) は北部 37 km と南部 24 km を列々に評価, 推本 (2001a) は一括活動を想定, 分割の可能性は今後の課題とした]
9 A 伊豆小笠原海溝 大陸斜面	海溝陸側斜面, 北縁は本州弧下へ斜め沈み込み	(未検討海域) 海城のため評価せず		高 ・1972年八丈島東方沖 (h=50 km) ・1916年八丈島東方	7.2 7.1	7 1/4	
9 B 伊豆小笠原弧外帯	外弧隆起帯, 北縁は本州弧下へ斜め沈み込み, 北部に浅い堆や海底谷発達	極小?, 短?, 逆, 正. (北端部を除き未検討海域) 海城のため評価せず		低 (1884年以前の記録なし)	-	6 1/2	
9 C 1 伊豆半島	火山性内弧・フィリピン海プレート北端の衝突域, 東縁と西縁は斜め沈み込み帯	大, 中, 短, A, B, 横. 南北(左)と東西(西), 北北西方向圧縮, 西部に短い正断層 ・丹那断層帯	30	7.3	7.3 7 ± 1/4 7.0 7.0 6.9	7 1/4	
9 C 2 钱州海嶺	火山性内弧, 火山島列の北東方向配列, 北方へ傾動	中, 中, 短, 横, 逆? 南東斜面基部に顕著な横ずれ断層 ・海城のため評価せず		北部で高, その他は不明 (1884年以前の記録なし)	<7	7	
9 C 3 伊豆小笠原弧内帯 主帯部	火山性内弧, 東縁に火山列中央部に海盆列と海底火山山西側に海淵と凹地が雁行配列	大, 長, 中, 逆, 正. 北縁で海盆縁に南北性断層 ・海城のため評価せず		中? (1884年以前の記録なし)	-	6 1/2	
10 A 1 相模トラフ大陸斜面	海溝陸側斜面, 半島部は地震隆起帯成段丘, 相模湾内に隆起堆列	大, 長, A, 逆, 正. 相模トラフ, A, 逆, 横 ・頸川低地断層帯 ・神崎一國府津・松田断層帯 ・上記断層帯の海城部は評価せず.	29 25	7.3 7.2	極高 ・1703年元禄 ・1923年関東 ・1909年房総半島沖 ・1257年関東東南部	8 1/4	

Table 1. Continued

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名 L (km) ML	(4) 浅発大・中地産活動と主な地震名 Mh	(5) Mmax	(6) 特定断層	備考
10A 2-3 駿河湾-遠州灘	海溝陸側斜面・中央に御前崎海脚(南北方向の隆起帯), 西縁に海底谷	大, 長, A, 逆. 駿河-南海トラフと平行, 一部海底谷沿い, 北東部に左雁行の逆断層・海域のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 隣接区と連合して活動 ・1854年安政東海 8.4* ・1498年明心 8.2~8.4* ・1707年宝永 8.4*	8 1/2		
10A 4 熊野灘	舟状海盆~外縁隆起帯~海溝陸側斜面・南北方向の海脚(隆起帯), 東・西縁に海底谷	大, 長, A, 逆. 南海トラフと平行 ・海域のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 隣接区と連合して活動 ・1854年安政東海 8.4* ・1707年宝永 8.4* ・1944年京南海 7.9*	8 1/2		
10A 5 紀伊水道沖	舟状海盆~外縁隆起帯~海溝陸側斜面・南北方向に海脚(隆起帯), 東縁に海底谷	大, 長, A, 逆. 南海トラフと平行 ・海域のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 隣接区と連合して活動 ・1854年安政南海 8.4* ・1707年宝永 8.4* ・1946年南海 8.0*	8 1/2		
10A 6 土佐沖	海盆~外縁隆起帯~海溝陸側斜面・南北方向に海脚(隆起帯), 西縁に海底谷	大, 長, A, 逆・横. 南海トラフと平行, 一部南北方向(室戸海脚と平行) ・海域は評価せず ・安田断層帯 ・行当岬断層帯	高 プレート境界付近の大地震域 東隣区と連合して活動 (区内単独の地震の記録なし) ・1707年宝永 8.4* ・1854年安政南海 8.4* ・1946年南海 8.0*	8 1/2		
10A 7 日向灘	2列の海盆・外縁隆起帯~海溝陸側斜面・東縁に海底谷	大, 中・長, A, 逆. 南海トラフと平行 ・海域は評価せず ・土佐清水北断層帯	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1769年日向・豊後 7 3/4 ・1652年日向・大隅 7 1/2 ~ 3/4 ・1968年日向灘 7.5 ・1941年日向灘 7.2 ・1899・1931・1984年日向灘 7.1	7 3/4		
10B 1 関東主部	南西部は衝突帯, 顕著な隆起と北へ凸の彎曲と褶曲・逆断層, 主部は関東褶曲盆地(沈降域)と周辺隆起域	中, 中, B, 逆・横. 北西方向に卓越 ・立川断層帯 ・平井-榑引断層帯 ・荒川断層 ・伊勢原断層 ・綾瀬川断層	高 深さ20km以深のものが多 ・878年関東東諸国 7.4 ・1924年神奈川東西部 7.3 ・1649年武蔵・下野 7.0 ± 1/4 ・1931年埼玉東西部 6.9	7 1/2	鶴川断層 (58 km) [WG2000 は 14 kmのみを图示]	
10B 2 西日本外帯	外縁隆起帯・安定域	極小, 短(中), C, 横・逆. ・有毛-中村断層帯 26 ・# 有毛断層と中村断層帯を分割して評価	低 ・1331年紀伊 ≥ 7.0 ・1789年阿波 7.0	7	船倉川断層帯 (42 km) [WG2000 は 22 kmを图示]	

Table 1. Continued

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名	L (km)	Mh	(5) Mmax	(6) 特定断層：備考
10C 1 能登	半島部は準安定域	中、短～中、B・C、逆。 ・金沢平野東縁断層帯 ・邑知南縁断層帯 ・能都断層帯	30 29 18	7.3 7.3 6.9	7 1/4	注：1729年能登の地震は10D1区との境界付近で発生し、いずれの区とも決め難いので、10D1区でも採録した 糸島川一静岡構造線断層帯 (145 km) [分割型] [本文参照]
10C 2 中部山岳	西南部(奥尾平野)を除き顕著な隆起域。北部に火山	大、長、A、横・逆。 北西(左)、北東(右)が卓越。東西圧縮。 ・庄川断層帯 ・伊那谷断層帯 ・根尾谷断層帯 ・跡津川断層帯 ・阿寺断層帯 ・麻尾山-猿投山断層帯 ・養老-桑名-四日市断層帯	73 80 70 61 68 76 48	7.9 8.0 7.9 7.8 7.9 8.0 7.6	8	東 東西圧縮横ずれ断層型(まれに逆断層型) ・1891年濃尾 ・745年美濃 ・1586年天正 ・1948年福井 ・1718年徳濃・三河 ・1858年飛越 ・1961年北美濃
10C 3 近畿三角帯	沈降優勢域。南北方向の山地・盆地列発達	大、長、B・A、逆・横。 南北方向逆断層優勢、北北東～東北東(右)と北北西(左)は従 ・花折断層帯 ・有馬-高槻断層帯 ・総庭野断層帯 ・鈴鹿西縁断層帯 ・大甲-淡路断層帯 ・鈴鹿東縁断層帯 ・琵琶湖西岸断層帯 #分割型でMmaxの例外と判断	58 58 26 47 65 48 58	7.8 7.8 7.2 7.6 7.9 7.6 7.8	7 3/4	高 東西圧縮横ずれ断層型、一部逆断層型 ・1596年畿内 ・1185年近江・山城(山城・大和ほか) ・1819年伊勢・美濃 ・1854年伊賀上野 ・1995年兵庫県南部地震
10C 4 西近畿	若狹灘は沈降域。丹波高原は安定隆起域。北部に火山	中、中、B、横。 西北西方向(左)卓越 ・三峠-亀山断層帯 ・京都西山断層帯 #三峠断層と亀山断層帯を分割して評価	52 17	7.7 6.9	7 1/2	山断層帯 (85 km) [兵庫県(2001)は中・西部と東部を分割して評価]
10C 5 中国山地・瀬戸内海	北半部は安定隆起域。南半部は沈降域。北部に火山	小、中(長)、B(A)、横・逆。 北東(右)、北西(左)が卓越。東西(逆)はやや古い。南端は中央構造線 ・那岐山断層帯 ・長尾断層帯 ・江日断層帯 ・五日市断層帯	31 23 23 20	7.3 7.1 7.1 7.0	7 1/2	中央構造線西四断層帯 (計 200 km) [分割型] [本文参照] 岩国断層帯 (47 km) [分割型] [WG2000 は 25 kmを図示]
10C 6 北九州・岩崎	南部は隆起優勢。北部は沈降優勢の安定域	中、中・短、C?、横。 北北西(左)方向卓越 ・箱川断層帯 ・西山断層帯 ・小倉東断層帯 ・福知山断層帯 ・警国断層帯	32 30 17 20 19	7.3 7.3 6.9 7.0 7.0	7 1/4	陸上にはなし

Table 1. Continued

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名	(4) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名	(5) Mmax	(6) 特定断層	備考
10C7 北松浦・五島	沈降優勢の安定域	極小、短、C、? 陸域に活断層なし	低 (記録なし)	6 1/2		
10D1 能登・若狭沖海域	東部は半島状大陸棚(安定域)、西部は東北東方向の舟状海盆・海嶺・堆列の発達、同方向の断層	東中部: 小、短、?、?、散点的 西中部: 小、長、B、?、逆、東北東方向 ・海嶺のため評価せず	低 ・1729年能登 ・1993年能登半島沖	7		注: 1729年能登の地震は10C1区との境界付近で発生し、いずれの区とも決め難いので、10C1区でも記録されている
10D2 隠岐・対馬海域	広い大陸棚上にゆるやかな褶曲、南西縁に舟状海盆(西縁部を除き安定域)	極小、中、長、C、? 西縁の断層は北北西方向で朝鮮半島の梁山断層系と平行 ・海嶺のため評価せず	低 ・1884年以前(記録なし) ・1940年島根県沖	6 3/4		
11A1 琉球海溝大陸斜面北部	海段列を伴う海溝陸側斜面、南縁に舟状海盆、内部に海底谷	大、中、長、A、?、逆、正、横。 (東半未検討海嶺) 琉球海溝と平行(逆)、一部斜交(正・横) ・海嶺のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 7 1/2 ~ 3/4 ・1662年日向大隈 7.4 ・1904年屋久島沖 7.4 ・1916年屋久島南方沖 7.1 ・1923年屋久島南方沖 7.1 ・1923年種子島付近	7 3/4		
11A2 琉球海溝大陸斜面中部	海段を伴う海溝陸側斜面、北縁に舟状海盆、喜界島で地震隆起段丘	中、長、A、?、逆、正? (一部未検討海嶺) 琉球海溝と平行(逆)、一部直交(正?) ・海嶺のため評価せず	高~中 プレート境界付近の大地震域 7.5 ・1901年奄美大島 7.4 ・1938年奄美大島沖 7.4 ・1917年沖繩島沖	7 1/2		
11A3 琉球海溝大陸斜面南部	海溝陸側斜面	小、長、A、?、逆、正? (一部未検討海嶺) 琉球海溝付近以外の大陸斜面に活断層なし? ・海嶺は評価せず	? プレート境界付近の大地震域 7.4 ・1771年八重山諸島 ・1915年石垣島南方沖	7 1/2		
11B1 九州・琉球弧外帯北部	外弧隆起帯、陸域に隆起海岸段丘発達	極小、短、B、C、逆、正。 島弧方向(逆)と島弧に直交(正)が共存 ・海嶺は評価せず	低	7		注: Mmaxは隣接の10B2、11B2区と同じ値とした。
11B2 九州・琉球弧外帯中部	外弧隆起帯、島しょ間に北西方向の海嶺(断層凹地)発達、北縁と南縁に海盆、海裂	中、大、中、B、C、正。 弧と直交する正断層卓越、島弧に平行のもの(逆?)もあり ・海嶺のため評価せず	低~中 ・1911年沖繩島付近	7		
11B3 九州・琉球弧外帯南部	外弧隆起帯、島しょ間に北西方向の海嶺(断層凹地)発達、北縁に海裂	中、小、中、短、B、C、正。 弧と直交する正断層発達 ・海嶺のため評価せず	低~中 ・1898年石垣島東方沖	7		
11C1 九州・琉球弧内帯北部	火山性内弧、東縁にカルデラを伴う火山、北部は隆起、南部は沈降優勢	小、短(中)、B、C、正、横。 北縁で北東方向右ずれ、鹿児島湾以南で火山構造性正断層 ・海嶺は評価せず	低 ・1914年桜島 ・1968年えびの	7 1/4		

Table 1. Continued

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名 L (km) ML	(4) 浅発大・中地震活動と主な地名 Mh	(5) Mmax	(6) 特定断層：備考
11C2 九州・琉球弧内帯中部	火山性内弧（東縁に火山） 沈降優勢	小、短、B・C、正、散点的 ・海域のため評価せず	低 (1884年以前の記録なし)	7 1/4	注：Mmaxは北隣の11C1区と同じ値とした。
11X0 中九州	東西方向の別府-島原地溝帯（火山構造性地溝） 正断層を伴う南北伸長域	大、短（長）、B、正 東西方向、火山構造性、南北伸長、南縁沿いに右ずれ断層帯 ・緑川断層帯 41 7.5 ・布田川断層帯 24 7.1 ・出水断層帯 23 7.1 ・水縄断層帯 25 7.1	高 M6クラスの地震多い、南北引張正断層型 ・1906年豊後 ・1922年千々石湾 7.0±1/4 6.9, 6.5	7 1/2	別府-万山断層帯(71km) [分割型] [大分県(2001)は別府地溝帯、同北縁、別府湾の3群に分層、長さは何れも30km程度とした、西部は未検討] 日奈久断層帯(54km) [分割型] [熊本県(1998)は約60km、分割型の可能性大と評価] 雲仙断層帯(51km) [分割型] [WG2000は陸域で21kmを明示]
11X1 沖縄トラフ北部	海丘（火山）を伴う地溝性凹地、東部で海丘の雁行配列	中、長、B?, 正 トラフに平行、東部で海丘沿いに左雁行トラフに平行、東部で海丘沿いに左雁行・海域のため評価せず	低 (1884年以前の記録なし)	7 1/4	注：Mmaxは隣接の11X2区と同じ値とした。
11X2 沖縄トラフ中部	海丘を伴う地溝性凹地	大、中、A?, 正 北部でトラフと平行、南部で東北東の地溝状となる。 ・海域のため評価せず	中 (1884年以前の記録なし) ・1923年東シナ海 7.2 ・1931年奄美大島 6.3/4	7 1/4	
11X3 沖縄トラフ南部	地溝性凹地、高熱流量域、東西性の海底地溝、海丘の雁行配列	大、長、A、正 東西方向でトラフと斜交、地溝状に発達、海域のため評価せず	中 (1884年以前の記録なし) ・1938年宮古島北方沖 7.7	7 3/4	
12W 日高根室帯北部	安定域、西縁に小盆地列	極小、短、C、逆 網走沖に南北方向逆断層、海域は評価せず	低 (1884年以前の記録なし) ・1956年網走沖 6.3	6 1/2	
12X 石狩天塩帯北部	西縁を境界とする衝突帯（上盤側）、隆起優勢の褶曲一逆断層地帯	小、短・中、B・C、逆 南北方向、褶曲軸と平行 ・螺旋断層	低	7 1/4	
12Y 礼文樺戸帯	東縁を境界とする衝突帯（下盤側）、顕著な沈降域、樺戸山地のみは隆起域	極小、短（中）、B・C、逆 樺戸山地付近のみに発達 ・当別断層帯 ・海域は評価せず	低 (1884年以前の記録なし) ・1971年モネロン島 6.9, 6.6 ・1834年石狩 6.4	7 1/4	増毛山地東縁断層帯(53km) [分割型] [北海道(1998)によれば中部約10km間に活断層認められず]
13 日本海東縁変動帯	沈降優勢の褶曲一逆断層一併動運動、島弧方向の海溝・海盆列の発達、北部は幅の広い海盆・堆などの集合域	大、長、A、逆 島弧と平行な海嶺・海盆の縁に発達、褶曲軸と平行 (北部一部未検討海嶺) ・長岡平野西縁断層帯 26 7.2 ・大部分海域のため活断層評価せず	高（北部は中） 東西引張逆断層型 ・1993年北海道南西沖(h=35km) 7.8 ・1983年日本海中部 7.7 ・1833年酒田沖 7 1/2 ・1964年新潟(h=40km) 7.5 ・1940年積丹半島沖 7.5 ・1847年善光寺 7.4	7 3/4	信濃川断層帯(106km) [分割型] [WG2000は断層54kmのみ明示、推本(2001d)は58km、M7.5~7.8程度と評価]

5.2 中央構造線活断層系

松田・他(2000)はこの活断層系を以下の起震断層帯に区分している(以下,中央構造線を省略)。

a.	赤石山地西縁断層帯	L 110 km,	ML 8.2
b.	五条-伊勢断層帯	98 km,	8.2
c.	四国-紀伊断層帯		
c-1	和泉-金剛区間	66 km,	7.9
c-2	紀伊水道区間	41 km,	7.5
c-3	讃岐山脈南縁区間	104 km,	8.2
c-4	石鎚山脈北麓区間	48 km,	7.6
d.	川上断層帯	17 km,	6.9
e.	伊予断層帯	20 km,	7.0

このうちaとbは,活断層研究会(1991)によれば大部分は確実度IIIであり,またWG(2000)によれば,aは断片的な推定断層が示されているのみであり,bはまったく図示されていない。したがって,a,bの両断層帯は特定断層とする必要はないと判断し,Table 1の(6)の欄から外した。

一方,c-2,dおよびeの断層帯は,その長さからみると特定断層とはならないが,しかしWG(2000)は海域を除き,c-d-eをひと続きの断層帯として図示しており,松田(1990)の“5 km 基準”でも,上記のような起震断層を設けることはできない。

中央構造線活断層系が分割型であることは,最新活動期の違いからみても確実であり,その起震区間についても幾つかの提案がある[岡田(1992),佃(1996),Tsutsumi and Okada(1996),中田・後藤(1998),後藤・他(2000)など]。しかし現段階ではこれらの見解が一致してはいないので,(6)の欄では仮に,金剛~淡路島南縁区間(計約120 km)を10C3区,川上断層帯と伊予断層帯を含む四国区間(計約200 km)を10C5区の特定断層とし,いずれも分割型としておく。

5.3 糸魚川-静岡構造線断層帯

この断層帯[松田・他(2000)によれば全長145 km]は,東側隆起逆断層からなる北部区間(約70 km),左ずれ成分の卓越する中部区間(約50 km)および西側隆起逆断層の南部区間(約30 km)からなる。南部は西側の白州-檜形山断層帯と,東側の下円井-市ノ瀬断層帯の2列に分かれる[下川・他(1995)]。松田・他(2000)は東列を甲府盆地西縁断層帯(24 km)として,別な起震断層としたが,活動度からみると東列のほうを糸魚川-静岡構造線活断層帯の主断層帯としたほうがよいであろう[WG(2000)]。

推本(1997)は,約1200年前に北部・中部区間が同時に活動した可能性[奥村・他(1996)などによる]を認め,これと同じ地震であれば,将来M8 1/4程度までの

地震,さらに,当時未検討であった南部区間を含めるとM8 1/2までの地震が発生する可能性があるとした。しかしその後の調査[井上・他(2000)など]により,南部区間の最新活動期は,中・北部のそれとは有意に異なることが明らかにされた。推本(1997)も,各セグメントが別々に活動する可能性は否定していない。そのため,将来発生する地震の規模は,M7 1/2~8 1/2と幅広く想定されているが,南部区間を含めなければ(中・北部と同時に活動しなければ),M7 1/2~8 1/4程度となる。いずれにしても,この断層帯のセグメンテーションの研究は現在進行中である。本稿ではこの断層帯を(145 km)[分割型]としておく。

§6. 各構造区の特徴と最大地震規模の表(Table 1)

Table 1は,垣見・他(1994)以降の新しいデータ・知見も加え,各構造区の特徴, M_{max} ,特定断層,およびそれらを定めるもとなった活断層・歴史地震データを取りまとめたものである。各コラムの記事内容は以下の通り。

- (1)「構造区」の欄:各区の記号と名称を示す。
- (2)「地形・地質」の欄:区内の地形・地質・ネオテクトニクスなどのうち,特に隣接区と区別する理由となるような顕著な特徴をキーワード的に示す。この欄の中で,安定,隆起,沈降,褶曲,断層,火山などは,すべて第四紀の活動をあらわす。
- (3)「活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名」の欄:この欄の最上段にある大,長,A,横といった4文字は,左から,区内の主要な活断層の分布密度,長さ,活動度,断層タイプをそれぞれ略示したものである。それぞれの区分は
 - ①密度:大,中,小,極小の4段階[活断層研究会(1991)の区分参照]
 - ②主要断層の長さ:長(50 km以上),中(20~50 km),短(20 km以下)の3段階
 - ③主要断層の活動度(平均変位速度):A,B,Cの3段階
 - ④断層のタイプ:正(正断層),逆(逆断層),横(横ずれ断層)の3種類。横・逆などは,区内における横ずれ断層と逆断層の共存(前者が主)を示す(各断層が横ずれ成分と逆断層成分を併せ持つ,ということではない)。

これらに続けて,区内の活断層の分布の偏り,方向性などを示す。以上の情報は,主として活断層研究会(1991)によるほか,陸域ではWG(2000),海域では海域地質構造マップワーキンググループ(2001)のマップ(いずれも200万分の1)をも参照した。(未検討海域)

は、活断層研究会(1991)が海域の活断層の存否を調査した範囲外であることを示す。

この後には、陸域にある主要起震断層の名称、長さ L 、想定される地震規模 ML を表示した。二つの区の境界にある断層は、便宜上分布密度あるいは M_{max} の大きい区に所属させた。これらは、とくに断らない限り、松田・他(2000)の付表のデータをそのまま用いた。このデータは、§5に詳述したように、活断層研究会(1991)が図示した原則として確実度 I と II の断層群を“5 km 基準”によってグループ化して L を求め、松田(1975)の経験式により L から ML を想定したものである。

ごく少数だが、 M_{max} の判定に際して、松田・他(2000)のデータを採用しなかった断層もある。それは、①区内で最長(ただし特定断層には当たらない)とされた断層で、かつ②その ML が区内の M_{max} に直接影響するものに限り、活断層研究会(1991)や WG(2000)の図に直接当たるなどして、個別に再検討した。その結果、松田・他(2000)と異なる評価をしたものは、#印でその旨を示した。

海域の活断層については L, M の評価は行わず、「海域のため評価せず」と記した。陸域の区で—としたのは、 ML が 6.5 以上となる起震断層が存在しないことを示す。

(4) 「浅発大・中地震活動と主な地震名」の欄: この欄の最初に、すべての被害地震および 1885 年以降の M 6 以上の浅い(陸域では深さ 20 km 以内および vs, 海域では深さ 40 km 以内および vs, s)地震の発生頻度を、極高、高、中、低の 4 段階で示した。これ以外の、微小地震データなどは、判断基準に入れなかった。

(記録なし)は当該区に上記の地震の記録がないもの、(1884 年以前の記録なし)は、区内に 1884 年以前の上記の地震の記録がないものを示した。

判明している限り、各区の代表的な地震の断層型(メカニズム解)を示した。ただし、“プレート境界付近の大地震域”とある区の主要地震のメカニズムは、逆断層型であるためすべて省略した。

主な地震としては、地区内に生じた地震のうち、 M_{max} を決定する際に必要と思われる地震の発生年、名称または地区、マグニチュード Mh を示した。また地区内の最大級の地震ではないが特徴的な地震として記載したものもある。データは、1884 年以前は宇佐美(1996)、以後は宇津(1982)および気象庁資料による。1884 年以前の地震の震央に誤差範囲が示されているもの、およびマグニチュードに±で幅が示されているものは、原則として中央値を考慮した。1885 年以降の陸域の地震については特に断らない限り、深さ 20 km を超える地震および深

さ s の地震は採用しなかった。また一は Mh 6.5 以上の地震が記録されていないことを示す。

なお、南海トラフ大陸斜面の 10A2-3~10A6 に付した * は、その地区単独ではなく、隣接区と連合して起こった地震の M をあらわす。このうち 1707 年宝永地震の M は、宇津(1999)の表で 8.6 とされ、推本(2001b)もこれを引用している。しかしその根拠は示されていないので、ここでは宇佐美(1996)のデータのまま M 8.4 とした。

(5) 「 M_{max} 」の欄: M_{max} の決め方、および垣見・他(1994)と異なる点は、§4 に示す通りである。ただし、琉球弧に属する 11B1, 11C2, 11X1 区では M 6.5 以上の地震の記録が無いが、島弧方向の隣接区と比較すると海底活断層の規模や性状がよく似ているため、これらの区の M_{max} は隣接区と同じ値とし、(6)の欄にその旨を記した。なお、南海トラフ沿いの 10A2-3~10A6 の M_{max} 8 1/2 は、その地区単独ではなく、隣接区と連合して起こる場合の最大値を想定したものである。推本(2001b)は、南海地震と東南海地震が同時発生した場合の M は 8.5 前後となる可能性が高い、としている。

(6) 「特定断層・備考」の欄: 特定断層の定義および具体的な与え方は §4 に示す通りである。基本的には、松田・他(2000)の表により名称と長さが示されている(ML は不表示)。そのあとに(分割型)と記したものは、主として松田(1990)の Table 2 によっているが、そのなかには最近の公的機関の調査で一括型を想定されているものもあり、注意を要する。このほか、限られた文献(§5 に示す)であるが、松田・他(2000)の L から予想される ML とは異なる規模評価がされた断層については [] 内にその旨を併記した。なお、糸魚川-静岡構造線と中央構造線の評価は、§5 に別途示し、本欄では[本文参照]としている。

§7. 構造区境界一覧 (Table 2) について

Fig. 1 の構造区分図は小縮尺なので、区の境界線の位置の正確を期するために、個々の境界の位置を Table 2 に示した。Fig. 2 はその索引図である。Table 2 で欠番となっているのは、垣見・他(1994)で図示していた境界を削除したところである。

§8. 構造区分図, M_{max} , 特定断層などの使い方について

• M_{max} となる地震の位置について: Omote *et al.* (1980)、松田(1990)や垣見・他(1994)のマップと同様に、今回作成したマップでも、指定された M_{max} となる地震の位置は、各構造区内の大規模な地震や起震断層の

Table 2. Boundary lines of seismotectonic provinces.

1	千島海溝軸	2	日本海溝軸	3	伊豆小笠原海溝軸	4	相模トラフ軸
5	駿河トラフ軸 (北端は大宮断層)	6	南海トラフ軸	7	琉球海溝軸		
8	陸棚外縁線 (北海道東海岸沖) [アサイスミツクフロントとほぼ一致]						
9	陸棚外縁線 (東北地方東海岸沖) [アサイスミツクフロントとほぼ一致]						
	9-1	犬吠崎沖陸棚外縁線と相模トラフ東端部に延びる海淵の東縁を結ぶ線					
10	水深約 3000m 付近の傾斜変換線						
11	大磯丘陵北縁～三浦半島基部～勝浦海底谷 [地盤性地殻変動のヒンジ線]						
12	(北端は安房山断層)～有度丘陵西縁～御前崎半島基部～達州陸棚外縁～紀伊半島先端(木本～白浜)～紀伊水道陸棚外縁～壱戸半島基部～足摺半島基部 [地盤性地殻変動のヒンジ線]						
13	・ 12-1 陸棚外縁線 (琉球列島東海岸)						
14	千島弧の火山フロント [活断層フロントとほぼ一致]						
15	東北日本弧の活断層フロント [火山フロントと一致またはわずかに東側]						
	・ 15-1 淺間火山南縁～八ヶ岳東麓～(南端は蓋崎)						
16	伊豆小笠原弧の火山フロント						
	・ 16-1 大磯丘陵西縁～丹次山地南縁(仲縄断層)～安房山断層(西端)						
17	八溝山地～足尾山地各南縁を結ぶ線 [関東構造線にほぼ一致]						
18	中央構造線(西南日本弧の活断層フロント)						
	・ 18-1 瀨美半島北縁(中央構造線と一致)～赤石山地南縁～(北端は身延)						
19	琉球弧の火山フロント [北部では活断層フロントにほぼ一致]						
20	積丹・茅部沖陸棚外縁～兵房海盆・西津窪海盆の各東縁～秋田・酒田沖陸棚外縁～新潟平野西縁～長野盆地西縁断層帯～松本盆地東縁						
21	能登半島北岸～丹後半島沖～鳥取沖断層帯～赤道湖・中海低地帯～対馬海峡東水道東縁						
22	北海道北東部大陸斜面基部(千島海盆南・西縁)						
23	・ 23-1 阿村(1998)による海城活断層分布の西縁 (日本海盆東縁大陸斜面基部とほぼ一致)						
	・ 23-2 高山深海長谷東縁						
	・ 23-3 糸島川一静阿構造線(南端は蓋崎)						
	・ 23-4 (北端は蓋崎)～甲府盆地西縁～富士川河谷～(南端は安房山断層)						
24	伊豆海嶺西斜面基部						
25	大和海盆南縁～対馬海盆南縁の大陸斜面基部						
26	臼杵～八代構造線～日奈久断層帯						
	・ 26-1 臼杵～八代構造線(南西部は緑川断層帯)						
	・ 26-2 日奈久断層帯～出水断層帯						
27	沖縄トラフ東縁線						
	・ 27-1 琉球弧内帯隆起帯との傾斜変換線						
	・ 27-2 琉球弧外弧隆起帯との傾斜変換線						
28	九州・パラオ海溝東縁線						
	・ 28-1 九州・パラオ海溝東縁線の北西延長部						
29	国東半島南～佐賀平野北～男女海盆北西縁						
30	沖縄トラフ西縁線(東海大陸棚外縁線)						
	・ 30-1 対馬トラフ東縁～第一五島堆積層						
	・ 30-2 神居古潭移動帯東縁線						
31	朝霧半島東部大陸斜面基部						
	・ 31-1 神居古潭移動帯東縁線						
	・ 31-2 神居古潭移動帯東縁線						
32	天塩沖断層～新十津川・留萌構造線～札幌・苫小牧低地帯東縁						
33	礼文島西方沖断層～天売島・留萌沖陸棚外縁						
34	・ 33-1 石狩湾西縁～札幌・苫小牧低地帯西縁						
35	・ 35-1 日高半島北縁(水深 1000m 線)～千島・日本海溝会交部						
	・ 35-2 網走構造						
36	豊後水道						
37	北見大和スラスト～網走構造						
	・ 37-1 (穴)						
	・ 37-2 網走構造線南部						
38	釧路海底谷						
39	八戸沖から東青東方向の線(1968 年十勝沖地震余震域の南縁)						
40	金華山沖から東南東方向の線(1978 年宮城東沖地震余震域の南縁)						
41	隼子海淵北縁						
42	伊豆東方線(伊豆半島東海岸大陸斜面基部～石師崎海底谷)						
	・ 42-1 伊豆大島大谷ダシ～駿州海嶺南面の大陸斜面基部						
	・ 42-2 高松海底谷～天管海底谷						
	・ 42-3 室戸半島東側の海底断層崖基部～室戸海丘東縁とその南方延長						
43	伊豆大島大谷ダシ～駿州海嶺南面の大陸斜面基部						
	・ 43-1 伊豆大島大谷ダシ～駿州海嶺南面の大陸斜面基部						
	・ 43-2 高松海底谷～天管海底谷						
44	室戸半島東側の海底断層崖基部～室戸海丘東縁とその南方延長						
45	足摺海底谷						
46	粟部平野・富山平野・砺波平野の各南縁～金沢平野東縁断層帯の南端						
47	甲斐断層帯～柳ヶ瀬断層帯～養老一桑名一四日市断層帯～伊勢湾(敦賀湾～伊勢湾線)						
48	花折断層帯～有馬一高瀬断層帯						
49	山崎断層帯とその北西延長						
50	唐津～老岐西側海城						
51	奄美外状海盆とその北西延長						
52	天草沖の陸棚外縁線						
53	如床半島北端～網走半島基部～大雪山山列北端						
54	菊川断層とその北西・南東海城への延長						
55	慶良間海嶺とその北西延長						
56	慶良間海嶺とその北西延長						
57	慶良間海嶺とその北西延長						
58	慶良間海嶺とその北西延長						
59	慶良間海嶺とその北西延長						
60	慶良間海嶺とその北西延長						

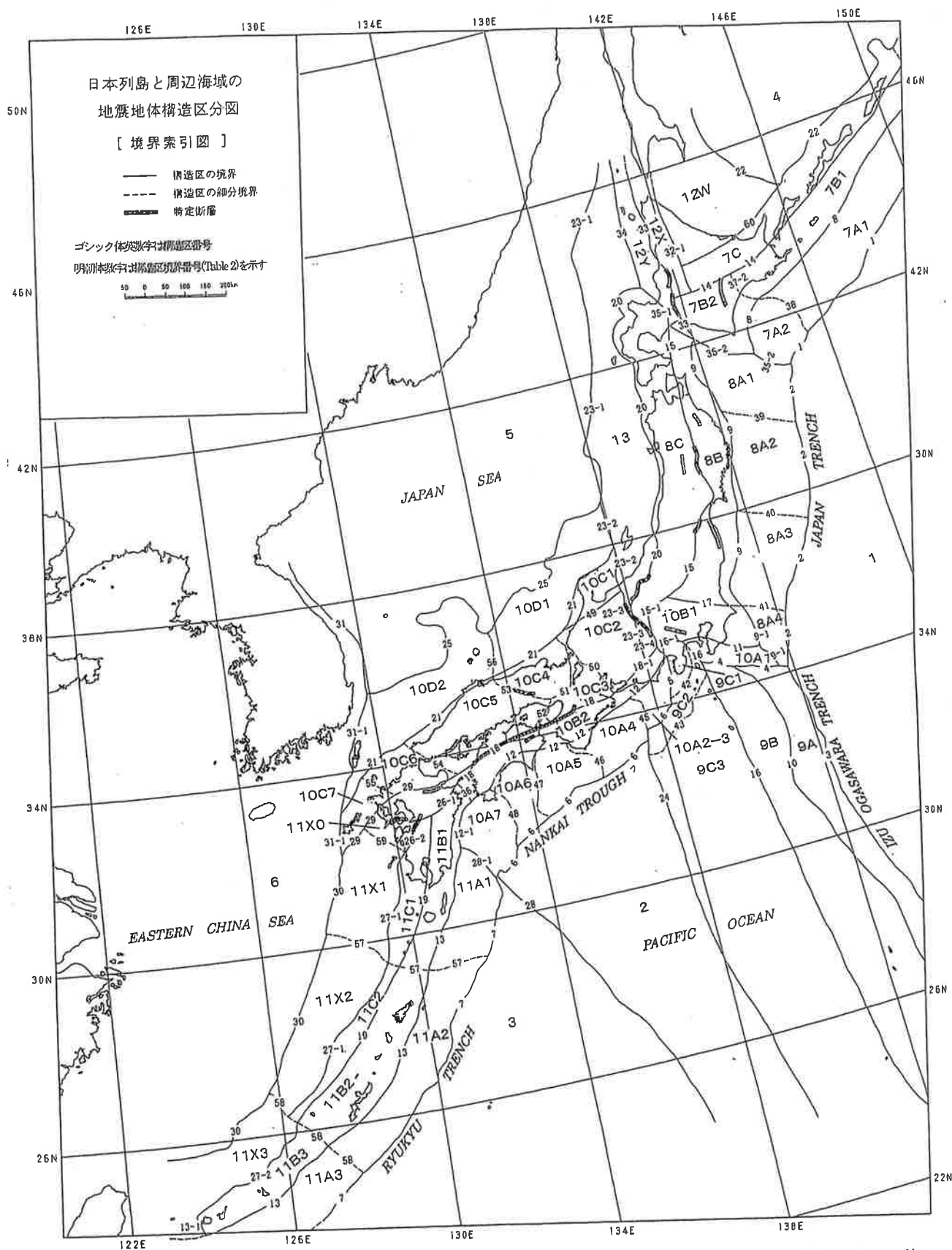


Fig. 2. Index map of boundaries among seismotectonic provinces. Numerals on boundary lines correspond to those in Table 2. Others are the same as shown in Fig. 1.

位置を参照して決めることを想定しており、区内のどこにでも起こり得ることを要求したのではない。ただし、この想定は、区内の地震記録や起震断層のデータが十分整備されていることを前提としている。文献だけではそれらが不十分な地区での M_{max} の位置決定には、新たな調査を加えるか、もしくは相当の自由度を与えて、その影響を検討すべきであろう。(後段で述べる活断層データの不確実性をも参照)

なお、本稿で M_{max} 6 1/2 とした区の M 値は、日本列島の background 地震域に想定すべきいわば minimum requirement を示したものであるから、その地震は区内のどこにでも起こり得ると考えなければならない。

・地震地体構造区分図の第二の役割: Fig. 1 には、隣接する 2 区に同一の M_{max} をあたえている所がある。もし M_{max} を指定するためだけならば、2 区間の境界は不要といえるが、ここでは M_{max} 以外の地体構造、活断層や地震活動に差があるために区別したものである。したがってこの区分図は、“震源を予め特定しにくい地震”(推本ホームページ、地震調査委員会、平成 14 年 5 月 29 日による)の評価に際して、地震の規模別発生頻度が一様とみなせる地域を区分する基本図としても役立つと考えられる。この場合には、破線で示した亜区の境界の多くは取り払って、より広い範囲の地震を扱ったほうがよいかもれない。

・活断層データの不確実性について: 古い地震の震央や M_h 、起震断層の ML などのデータに大きな不確実性があることはいうまでもない。本報告では、全国を同一のレベルであらわす為に、古い地震については宇佐美(1996)を、起震断層については活断層研究会(1991)に基づく松田・他(2000)をデータベースとした。このうち起震断層は、最近の調査により松田・他(2000)とは異なった M の評価がなされたものも少なくない。本報告でも特定断層については、ごく限られた文献によるが、異なる評価をされたものはこれを併記した。しかしこれ以外の起震断層は、 M_{max} に影響する可能性のある断層に限り再検討し、そのあるものは M の評価を変えたものの、他の大部分の断層は、全国同一レベルの観点から、松田・他(2000)の表の L , ML をそのまま表示した。

例を挙げると、垣見・他(1994)で M_{max} 7 とされた 10B2 区では、宿毛-中村断層帯(ML 7.2)は、 M が 7 を超える唯一の起震断層とされているが、再検討の結果、この断層帯は活断層でない可能性があり[WG(2000)]、活断層であっても分離して評価できると判断し、結局この区の M_{max} は 7 のままとした。一方、10C1 区の M_{max}

は垣見・他(1994)では 7 とされているが、境界の移動により、今回は邑知潟南縁断層帯と金沢平野東縁断層帯(ML はともに 7.3)が編入された。このうち前者は、片川・他(2002)などの文献により、少なくとも分割型であることが知られている。しかし後者は全区間が活動した形跡がある[東郷・他(1998)]とされているため、結局、金沢平野東縁断層帯の ML によって、10C1 区の M_{max} は 7 1/4 とされた。このため邑知潟南縁断層帯は、上記の観点から再検討の対象とならず、松田・他(2000)の L , ML がそのまま表示されているが、このことは、同断層帯が分割型であることを否定したわけではない。

われわれは、Table 1 に表示した断層の ML や地震の M_h は、区内の地震活動の大勢や、その限界の地震を見極めるための参考値として示したものと考えている。したがってユーザーが個々の地震や断層について、詳細な調査や信頼のできる文献によって、この表と異なる M や M_{max} を採用することをさまたげるものではない。

また、本報告では、文献に示された海域の活断層は、個別に評価していないが、それは起震区間や ML を評価するには精度不十分—なかには活断層に当たらないものもある—のためであり、すべて無視してよいわけではない。文献で陸域の特定断層に相当するような長大な断層が示されている場合には、それらによる地震発生の可能性や、その規模にも考慮を払うべきであろう。

・震源の深さについて: この地震地体構造区分図は、地形・地質学的観点から区分を行っているので、震源の深さに対する配慮は、図の上に現れていない。しかしながら、日本列島の島弧海溝系としての特徴によって区分が行われたことから、構造区によってプレート境界地震の発生領域と、内陸地殻内地震の発生領域とが明確である。

すなわち、構造区記号に A がつけられている構造区(7A, 8A, 9A, 10A, 11A)は大陸斜面に属し、大規模地震は沈み込むプレート境界に発生する。したがって、これらの構造区内に設定する震源の深さは、プレート沈み込み面の深さと考えることができる。プレート沈み込み面の形状は、萩原編(1991)などにも示されているが、ことに、フィリピン海プレートの形状に関しては議論も多いので、最新の知見で対処することが望ましい。

その他の構造区(B: 島弧外帯, C: 島弧内帯, など)は、地殻内の地震が検討の対象になる。地殻内地震の発生する深さについては、Ito(1999)などで検討されているが、ここに示した構造区分よりさらに高い地域性をもっている。したがって、対象地震ごとにその震源域周辺の地震発生層の深さを参照する必要がある。

なお、日本海東縁 (13区)、沖縄トラフ (11X) については、地震の深さに関して別途検討を要する。

また、スラブ内地震についても、別途検討が必要であろう。

謝 辞

本稿は、財団法人 地震予知総合研究振興会内に設けられた、サイスモテクトニクス研究会、地震地体構造マップ委員会 [萩原幸男 (委員長)、伊藤 潔、岡田義光、垣見俊弘、衣笠善博、隈元 崇、鷺谷 威、佐藤比呂志、武村雅之、堀内茂木、松田時彦、各委員] のご討議を経てまとめられたものである。熱心なご検討と、貴重なご意見を頂いた各位に対して、厚く感謝の意を表す。

また、担当編集委員および査読者池田安隆氏、匿名氏には本稿を改善するに当たって貴重なご意見を頂いた。記して厚く感謝の意を表す。

文 献

- 福島県, 1998, 福島盆地西縁断層帯に関する調査, 第2回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 69-72.
- 福島県, 1999, 双葉断層に関する調査, 第3回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 49-58.
- 後藤秀昭・中田 高・高田圭太, 2000, 詳細活断層分布からみた中央構造線活断層系の連続性, 月刊地球, 号外 28, 73-79.
- 萩原尊禮編, 1991, 日本列島の地震, 地震工学と地震地体構造, 鹿島出版会, 215 pp.
- 北海道, 1998, 増毛山地東縁断層帯に関する調査, 第2回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 33-40.
- 北海道, 2000, 石狩低地東縁断層帯に関する調査, 第4回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 19-28.
- 兵庫県, 2001, 山崎断層帯に関する調査, 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予稿集, 文部科学省, 別刷 1-8.
- 井上大榮・宮脇勝義・遠田晋次・三浦大助・阿部信太郎・上田圭一・青柳恭平・幡谷竜太, 2000, 糸魚川-静岡構造線活断層系の活動性解明に向けて—南部セグメントの活動性について—月刊地球, 号外 28, 101-112.
- 石川有三, 1998, 日本海の変動帯, 月刊地球, 20, 490-496.
- Ito, K., 1999, Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433.
- 伊藤谷生・森谷武男・井川秀雄・井川 崇・在田一則・津村紀子・篠原雅尚・宮内崇裕・木村 学・奥池司郎・清水信行・井川 猛, 1999, 日高衝突帯におけるデラミネーション—ウエッジ構造, 月刊地球, 21, 130-136.
- 岩手県, 1998, 北上低地西縁断層帯に関する調査, 第2回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 59-68.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (推本), 1997, 糸魚川-静岡構造線活断層系の調査結果と評価について, 地震調査委員会報告集—1995年7月~1996年12月, 501-510.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (推本), 2001a, 北上低地西縁断層帯の評価, サイスモ, 5-7, 10-11.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (推本), 2001b, 南海トラフの地震の長期評価について, サイスモ, 5-11, 7-12.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (推本), 2001c, 養老-桑名-四日市断層帯の評価, サイスモ, 5-12, 8-9.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (推本), 2001d, 信濃川断層帯 (長野盆地西縁断層帯) の評価, サイスモ, 5-12, 10-11.
- 海域地質構造マップワーキンググループ, 2001, 日本周辺海域の第四紀地質構造図, 海洋調査技術, 13-1, 付図.
- 垣見俊弘, 1983, 日本内陸の活断層と被害地震の地域的相関, 地質調査所月報, 34, 295-309.
- 垣見俊弘・岡田篤正・衣笠善博・松田時彦・米倉伸之, 1994, 日本列島の地震地体構造区分と最大地震規模, 地球惑星科学関連学会 1994年合同大会予稿集, 302.
- 片川秀基・北口善啓・伊藤 孝・穴田文浩・吉田 進・藤井昌彦, 2002, 石動・宝達山地北西部の地塊区分と活構造, 地学雑誌, 111, 16-32.
- 活断層研究会編, 1980, 日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 363 pp.
- 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, 437 pp.
- Kinugasa, Y., 1990, Seismotectonic zonation based on the characteristics of active faults in Japan, USGS Open-File Rept., 90-98, 15-17.
- 熊本県, 1998, 日奈久断層に関する調査, 第2回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 175-184.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 2, 28, 269-283.
- 松田時彦, 1990, 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 地震研究所彙報, 65, 289-319.
- 松田時彦・塚崎明美・萩谷まり, 2000, 日本陸域の主な起震断層と地震の表—断層と地震の地方別分布関係, 活断層研究, 19, 33-54.
- 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, 1-22.
- 宮城県, 2001, 福島盆地西縁断層帯に関する調査, 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予稿集, 文部科学省, 147-156.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報, 58, 711-722.
- 中田 高・後藤秀昭, 1998, 活断層はどこまで割れるのか? —横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ分布に着目したセグメント区分モデル—, 活断層研究, 17, 43-53.
- 200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ (WG), 2000, 200万分の1日本列島活断層図, 活断層研究, 19, 添付地図.
- 岡田篤正, 1992, 中央構造線活断層系の活動区の分割試案, 地質学論集, 40, 15-30.

- 岡田篤正・安藤雅孝, 1979, 日本の活断層と地震, 科学, 49, 158-169.
- 岡村行信, 1998, 日本海東縁海域の逆断層と地殻短縮量推定の試み, 月刊地球, 20, 460-465.
- 岡村行信・倉本真一・佐藤幹夫, 1998, 日本海東縁海域の活構造及びその地震との関係, 地調月報, 49, 1-18.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・澤 祥・東郷正美, 1996, 糸魚川-静岡構造線活断層系の活動履歴調査, 地質調査所研究資料集, 259, 89-94.
- Omote, S., Y. Ohsaki, T. Kakimi and T. Matsuda, 1980, Japanese practice for estimating the expected maximum earthquake force at a nuclear power plant site, Bull. New Zealand Nat. Soc. Earthq. Eng., 12, 37-48.
- 大分県, 2001, 別府-万年山断層帯に関する調査, 2001年活断層調査成果及び堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 文部科学省, 205-214.
- 大竹政和, 1998, 日本海東縁部の地震発生ポテンシャル, 月刊地球, 20, 449-454.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄, 1995, 糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ, 構造図11, 地質調査所.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・平野信一, 1998, 森本-富樫断層帯の詳細位置と活動性について, 活断層研究, 17, 72-83.
- 佃 栄吉, 1996, 中央構造線活断層系のセグメンテーションと周辺の地質構造, テクトニクスと変成作用(嶋本利彦・他編), 創文, 250-257.
- Tsutsumi, H. and A. Okada, 1996, Segmentation and Holocene surface faulting on the Median Tectonic Line, southwest Japan. J. Geophys. Res., 101, 5855-5871.
- 宇佐美龍夫, 1996, 新編日本被害地震総覧, 増補改訂版, 416-1995, 東京大学出版会, 495 pp.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表: 1885~1980年, 地震研究所彙報, 57, 401-463.
- 宇津徳治, 1999, 地震活動総説, 東京大学出版会, 876 pp.

入倉 地震・地震動ワーキンググループリーダー コメント

1. 2/6地震・地震動WGの資料について

○ 鳥取県西部地震の震源域を対象とした調査結果の整理について（産業技術総合研究所）

- ・ 土木学会（電中研）と産業技術総合研究所の調査結果について、論点の整合、違いのわかる資料（表）を作成して、事務局から説明すべき。
- ・ 産業技術総合研究所の説明の中で、鳥取県西部地震を事前にどこまで評価できたか、また、今後はどのような調査をすれば事前に評価できるかという点について、意見を言ってもらったらどうか。
- ・ 鳥取県で行った調査について、WGで紹介後進捗があるのなら紹介したらどうか。

○ 最新の地震動評価法について

- ・ 最新の地震動評価法のうちの1つの事例として、耐専スペクトル（電気協会の手法）を紹介するのならば、資料のタイトルは、「震源を予め特定できる地震の最新の経験的地震動評価法」とでもすべき。最新の地震動評価法というタイトルで、耐専スペクトルしか紹介しないと、耐専スペクトル以外は使わないと宣言しているように誤解される。
- ・ 資料中の電気協会の耐専部会の名簿を添付するなら、報告書の出た平成11年当時の名簿か確認すること。

○ 地震地体構造の定義と評価方法について

- ・ 新垣見マップの論文を事務局から紹介した後、共著の衣笠委員からコメントをもらってはどうか。

2. 地震・地震動WGにおいて検討する項目の残りについて

○ スラブ内地震の特性と評価方法、地下の震源断層と地表の活断層あるいは地震断層との関係の2項目について、石橋委員から提案してもらうというのは、石橋委員は地震動の専門家ではないので負担が大き過ぎる。（地震に限定して意見を言ってもらえるのなら可能とは思う。）石橋委員に会って話を聞いてみたらどうか。

○ 震源を予め特定できる地震については、どこまで確率論に踏み込むのか慎重に検討すべき（JNESで行っている保安院委託調査の報告は紹介して構わない）。まともに確率論で計算したら既存プラントに影響するのではないか。推本では、

東海、東南海の発生確率の発表は控えている。震源を予め特定できる地震について、確率論の取り扱い、確定論とした場合の評価法を事務局はどう考えているのか。(石橋委員は断層モデルでやるべきという意見だと思う。事務局は、断層モデルだけではなく、距離減衰式(耐専スペクトル)も使いたい方針ではないのか。)

- 前回分科会で WG の議論の集約を紹介しているのだから、今後の WG では勉強会をやるだけでなく、ある程度方向付けを行うべき。WG としてのある程度のまとめをした後(基本 WG の論点に沿うような形でよいと思う)、分科会に案を出したほうがよい。

免震・制振構造採用の検討に際しての概念整理

1. 剛構造について

(1) 指針の記載内容

現行の耐震設計審査指針では、「発電用原子炉施設は想定されるいかなる地震力に対してもこれが大きな事故の誘因とならないよう十分な耐震性を有していなければならない。また、建物・構築物は原則として剛構造にするとともに、重要な建物・構築物は岩盤に支持させなければならない。」と本文に記載されており、剛構造の原則の適用対象は建物・構築物と規定しているが、その具体的要件は本文、解説ともに明示されていない。

(2) 詳細設計での取り扱い

①建物・構築物

現行指針では、「剛構造」に関して明確な定義・要件は特に設けられていない。

ただし、PWR型原子炉建屋及び周辺建屋、BWR型原子炉建屋及びタービン建屋等の、A (As)、Bクラスの設備の間接支持構造物に位置付けられる建屋は、安全上重要な設備を内包する部分について、壁厚が厚い、鉄筋コンクリート造の壁式構造を採用しており、かつ、建物全体について、一般の建築物よりも厳しい地震荷重が適用されるため、結果的に一般の建築物に比してかなり剛な構造となっている。

なお、PWR型原子炉周辺建屋等の上部、BWR型タービン建屋等の上部については、部分的に鉄骨造フレーム構造が採用されており、剛構造とは考えられない部分もあるが、これらについては、上位の分類に属する設備が下部にある場合、波及事故防止の観点から、上位の分類に属する設備に適用される動的荷重を作用させても下部の設備の安全機能に影響を及ぼさない設計が成されている。

「剛構造」が原則として規定された背景には、以下があると考えられる。

- ・剛構造であれば、その設計概念が原点である強度抵抗型耐震設計を主体とした設計体系に基づくことが可能であること。
- ・大崎スペクトルの設定周期（2.0秒まで）と適合させることが可能であること。
- ・建屋応答の不確定性をなるべく小さくし機器設計を容易にすることであること。

②機器・配管系

詳細設計に関する具体的な手法等を規定している「原子力発電所耐震設計技術指針」(JEAG4601-1987)において、以下が記載されている。

- ・As及びAクラスの機器の耐震設計に用いる動的地震力は、基本的に据付位置における設計用床応答スペクトルを用いた動的解析によって得られる水平地震力を適用するが、その機器が剛構造と判断される場合（例えば機器の1次固有振動数が20Hz以上、あるいは、設計用床応答スペクトルの卓越する領域より高い固有振動数を有する場合）には、その機器の据付位置における建物の応答加速度を基に定まる震度により地震力を算定する。
- ・配管系の耐震設計の基本的考え方として、原則的に重要な配管は、建屋の卓越固有振動

数に対し剛領域となるよう耐震支持設計を行う。

前者は、重要な機器について動的地震力の算定について、機器が剛構造と判断されれば、設置床からの地震動の増幅は小さいとして、設置床位置の震度を用いた静的解析により算定してよいとしており、一方、剛構造でないと判断されれば、設置床位置からの応答の増幅を動的解析により算定することとしている。

後者は、重要な配管について支持点間の配管の卓越固有周期を建屋より小さくなるように支持点間隔を設定し、建屋と共振させないことを基本的な考え方としている。

総じて、機器・配管系の設計では、剛構造、もしくは建屋より剛であることにより、過大な応答を防止することを基本方針としている。また、応答解析により適切に地震力を評価できれば、剛構造以外も許容されると解釈できる。

(3)まとめ

以下に、まとめと、「剛構造」の取り扱いについての一案を示す。

- ・指針では建物・構築物を原則として剛構造とすることが規定されている。
- ・建物・構築物の詳細設計については、剛構造に関して明確な水準要件はない。
- ・「剛構造」が原則として規定された背景には、以下があると考えられる。
 - ①剛構造であれば、その設計概念が原点である強度抵抗型耐震設計を主体とした設計体系に基づくことが可能であること。
 - ②大崎スペクトルの設定周期（2.0秒まで）と適合させることが可能であること。
 - ③建屋応答の不確定性をなるべく小さくし機器設計を容易にすることであること。
- 建物・構築物については、剛構造の原則に関して詳細設計においても明確な要件はないが、現行の設計体系が剛構造を原則として構築されていることを踏まえ、今後の剛構造の原則の取り扱いについては、改訂指針において現行と同様の設計体系が基本的に継続されていくのであれば、剛構造の原則を引き続き規定することが適切と考える。
- 建物・構築物に免震構造が採用される場合、免震層の設置により建屋全体系の固有周期が長周期化されるため柔構造となるが、上部建屋については低減された地震力に対して従来と同様の強度抵抗型の耐震設計体系が用いられることを踏まえ、免震構造の設計が耐震設計と同等の性能を確保できることが確認できれば、剛構造の原則の例外として適用可能である旨を指針に記載することが適切と考える。
- ・機器・配管系については、指針に剛構造の原則は規定されていない。また、詳細設計においては、剛構造について何らかのめやすがあり、剛構造等とし過大な応答を防止することを基本方針としているが、剛構造を絶対的な原則をしているわけではなく、適切に応答解析を行い動的地震力が評価できれば剛構造以外も許容されると解釈できる。
- 機器・配管系については、指針の記載、設計技術指針に記載されている詳細設計の基本方針を踏まえると、現行の体系で剛構造以外も許容されていると考えられ、機器・配管系の部分免震が採用される場合、これまでと同等の耐震性能を確保できることが確認できればよいと考える。

2. 免震・制振構造について

(1) 建物の構造における免震構造と制振構造の位置付け

建物の構造は、主に耐震構造、免震構造、及び制振構造の三つの形態に概ね分類することができる。これらの構造概念の概要を図-1に示す。

発電用原子炉施設の建屋は、上記の形態のうち、耐震構造に分類され、現行の安全上重要な施設を支持する建屋は、堅固な岩盤上にできるだけ剛な建物を造ることを基本的な設計方針とし、想定されるいかなる地震にも耐えられるように、一般建築に比して大きな設計用地震動を考慮して、それによる地震力に耐えられるように建屋の耐力を大きくすることにより、安全を確保している。

図-1に示すように、免震構造は、免震層より上部構造が一般的に強度抵抗型耐震構造と変わらず、免震層により低減された地震力に耐えるよう設計することは当然であるので、広義には耐震設計の対象となると考えられる。また、制振構造は、建物の特性（構造形式、振動特性等）に応じた制御機構を耐震構造に付加することにより、建物の振動を制御する構造であることから、広義には耐震設計の対象となると考えられる。

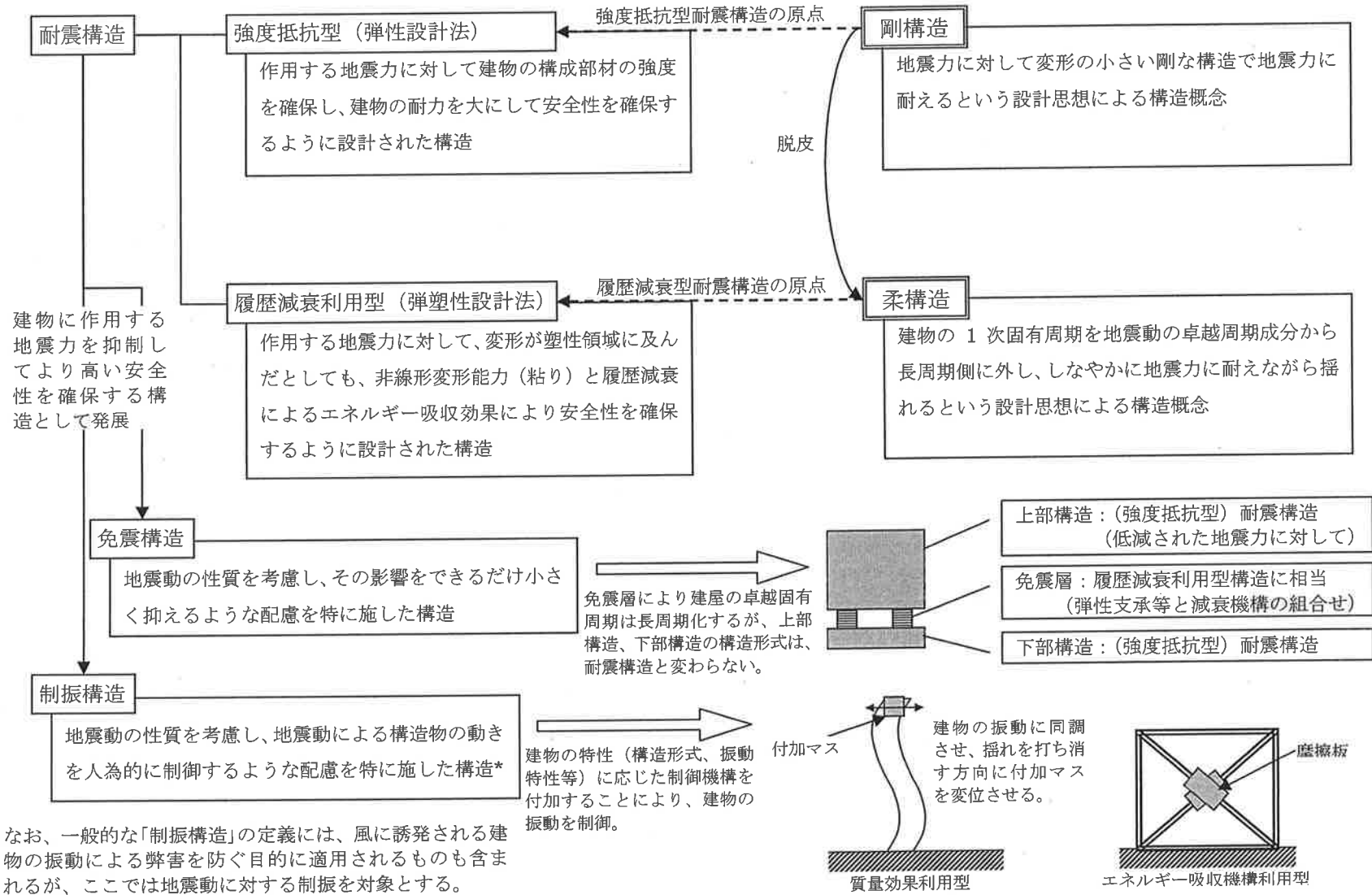


図-1 建物の構造概念の概要

(2) 免震構造について

①免震構造とは

地震動の加速度応答スペクトルの平均的傾向と建築物の固有周期との関係を図-2 に示す。

地震動は完全なる不規則振動ではなく、一般にある特定の周期成分が卓越した地震動固有の性質を有しており、一部の例外を除いた大部分の地震動は、周期 0.2 秒から約 1.0 秒の範囲に卓越した周期成分を持っている。

原子力発電施設の建屋を含む 10 階程度以下の強度抵抗型の耐震構造建物は、建物の固有周期が地震動の加速度応答スペクトルの共振領域に入り、より長周期の建物に比して大きな地震力を受けるが、構造体の耐力を十分大きく設計して耐震安全性を確保している。

強度抵抗型の耐震構造に対して免震構造とは、上記の共振領域より長周期化した免震装置を、地震力の伝達経路（地盤→基礎→上部構造）のうち、例えば基礎に組み込んで、建物を共振させないで上部構造に伝わる地震力を低減する構造である。

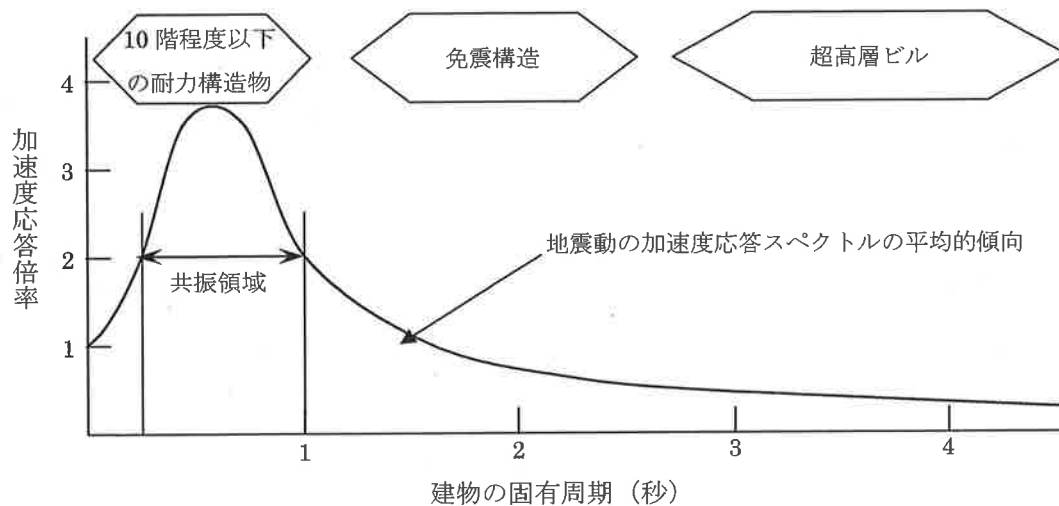


図-2 地震動の加速度応答スペクトルと建築物の固有周期との関係

②免震方式

免震方式は、以下の方式が挙げられる。

(i)全体免震

基礎を上部基礎と下部基礎に二重化し、その中間に免震層を設け、上部基礎より上部の建屋全体を免震化する方式である。個々の建屋を免震化する個別建屋免震と、複数の建屋を1ブロックとして免震化するブロック免震が選択肢として考えられる。

(ii)部分免震

- ・ 中間層免震：建屋の中間階の柱と床の間に免震層を設け、それより上部の建屋を免震化する方式である。
- ・ 床免震：建屋の一部の床上に免震装置を介した床を設置し、特定の機器類を免震化する方式である。
- ・ 特定の機器の免震：機械基礎などに免震装置を組み込み、特定の単一機器のみ免震化

する方式である。

③原子炉施設に免震構造を採用する場合の意義

原子炉施設に免震構造を採用する場合、以下のメリットが期待される。

(i)耐震安全性の向上

以下の要因により、建物・構築物、及び機器・配管系は、耐震安全性が向上すると考えられる。

- ・一般的に上部構造に作用する地震力を 1/5～1/10 程度に低減することが可能である。
- ・建屋の主要構造は鉄筋コンクリート造壁式構造となっており、耐震壁の壁厚は主に放射線に対する遮蔽要求厚さが支配的となっているため、低減された地震力により耐震設計したとしても上記の低減割合ほど上部構造の耐力は低下しない。
- ・機器・配管系については、荷重組合せを考慮した設計用応力のうち地震荷重による応力の占める割合が小さくなるものが有り、地震荷重に対する裕度は向上する。

(ii)信頼性の向上

建物・構築物、及び機器・配管系の設計は、サイト特性（設計用地震動、立地点の地盤条件など）に依存するが、免震構造を採用した場合、サイト特性に依存しない設計が可能となり、設計等の標準化により信頼性をより向上させることが可能と考えられる。

(iii)復旧性の向上

地震力が大幅に低減され、大地震時の建物・構築物及び機器・配管系の損傷が最小限に食い止められるため、大地震後の発電機能がより早期に復旧されることが期待される。

EDF（フランス電力公社）による、フランスの Cruas 原子力発電所および南アフリカの Koeberg 原子力発電所の採用事例では、設計の標準化により、建設費の低減、発電コストの引下げを図ったと推測される。

欧州に比してより大きな地震が起りやすい日本においては、免震構造を採用することの意義は、コストメリットよりも耐震安全性の向上や信頼性の向上といった、トータルとしての安全性の向上にあると考える。

④原子炉施設に免震構造を採用する場合の留意点

原子炉施設に免震構造を採用する場合、以下の留意点が必要と考えられる。

- ・耐震構造の建物・構築物との取り合い部分の渡り配管等に生じる相対変位に対して、適切な配慮がなされること。
- ・免震装置、建屋の上部構造、及び内包する設備は、建屋の上下振動、ロッキング振動を考慮した設計を行うこと。
- ・入力地震動の特性のうち、免震構造に影響の大きな、やや長周期成分が卓越するような地震動を適切に考慮すること。
- ・免震装置の長期の健全性を確保するための維持、管理計画を定め、運用すること。
- ・免震層を別の用途（電気品室等）にも使用する場合は、建築基準法に従い、その用途、区画などに応じて、耐火構造とすること。

⑤免震構造の適用条件

(i)免震層より上部の制約

免震構造を採用した場合、免震層より上部は、免震層の振動特性が支配的となり固有周期が長くなるため、なるべく剛として、その固有周期を免震層の固有周期から短周期

側に遠ざけることが、免震構造の応答低減効果を発揮させるために必要がある。

(ii)免震層より下部の制約

免震層より下部の建物・構築物及び地盤は、免震層に伝達される地震動の周期成分のうち、やや長周期成分が増幅しないようになるべく剛であることが、免震構造の応答低減効果を発揮させるために必要がある。

免震装置は一般的に固有周期を2秒程度としており、免震層については柔構造であると言えるが、上記(i)、(ii)より、免震構造の応答低減効果を発揮させるためには、免震層以外の建物・構築物、機器・配管系はなるべく剛であることと、支持させる地盤はなるべく固いことが、好ましいと考えられる。

⑥免震構造の適用範囲と基本方針

「原子力発電所免震構造設計技術指針」(JEAG4614-2000)では、以下の適用範囲と基本方針が記載されており、限定した条件下での検討が行われている。

- ・積層ゴム免震要素を用いて、建屋全体を水平方向に免震する発電用原子炉施設に適用。
- ・免震型発電用原子炉施設のうち重要な建物・構築物は原則として岩盤に支持。
- ・免震装置に支持される上部構造は免震機能が発揮されるように十分な剛性を確保。

上記を踏まえ、耐震設計審査指針の検討に際して、建屋についての適用範囲と基本方針は以下が適切であるとする。

(i)岩盤上に支持させる。(図-3)

免震装置の機能を最大限に発揮させるため、支持地盤での入力地震動のやや長周期成分を抑える。支持方式については、べた基礎以外に杭基礎も可能性として考えられ、その詳細は設置許可における安全審査の段階で事業者が選定すべきと考える。なお、第四紀層地盤立地と重畳させるケースについては、将来的な可能性としては考えられるが、現状での知見、検討状況について把握できる材料があるか、ニーズはあるか等を調査した上で判断していくべきである。

(ii)上部構造は十分な剛性を有していなければならない。

免震装置の機能を最大限に発揮させるため、上部構造の1次固有周期を免震層の水平方向卓越周期から離す。

(iii)免震装置については、設置許可における安全審査の段階で事業者が選定すべきと考える。

一般での採用実績、及び原子力分野での研究実績から積層ゴム免震装置の適用の可能性が高いと推測するが、すべり支承についてもコスト的に有利であること、軸力の変動に対して特性変化が極めて小さいことから、採用の可能性を否定すべきではない。

(iv)免震方式については、設置許可における安全審査の段階で事業者が選定すべきと考える。(図-4)

建屋全体免震方式が採用の可能性が高いと推測する。ただし、サイト条件、建屋によっては、設計の標準化と成立性を両立させるために中間層免震方式建屋を採用することも可能性が有るため、これも想定する。中間層免震方式の場合も全体免震方式も基本的な要件は同じと考える。

機器・配管系については、部分免震方式のうち、床免震、機器単独免震などの採用が想定されるが、適用範囲と基本方針は上記の建屋と基本的に同じである。

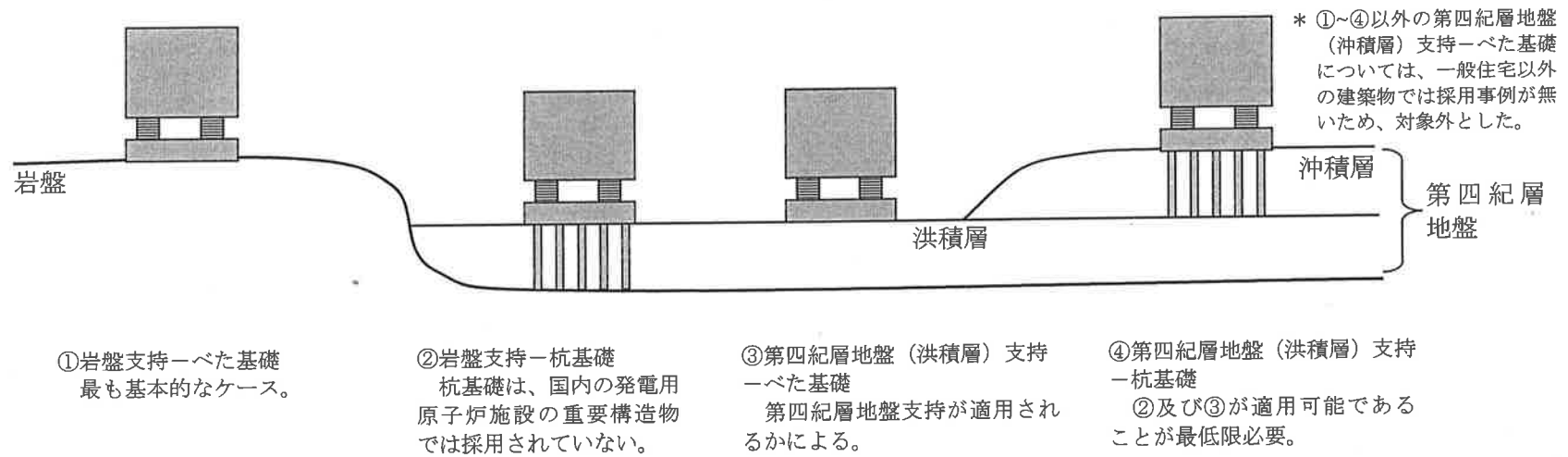


図-3 免震構造とする場合の支持地盤と基礎形式（可能性として考えられるもの）

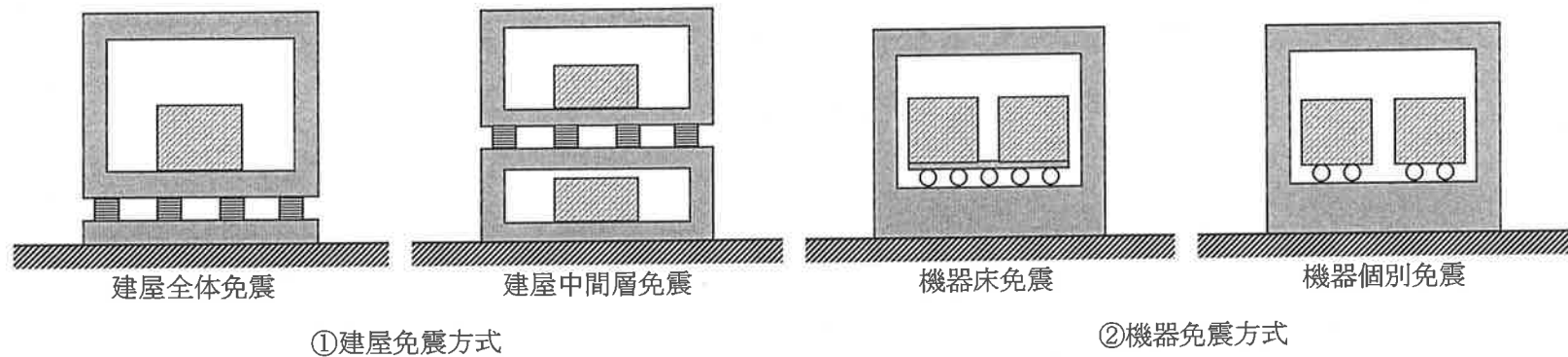


図-4 建屋及び機器の免震方式

(3) 制振構造について

①制振構造とは

制振構造は、建物の特性（構造形式、振動特性等）に応じて構造物の内部に機械的な装置を設置し、それにより地震や風による建物等の揺れを吸収しようとするもので、大きくはパッシブ制振とアクティブ制振に分けられる。

パッシブ制振とは電源等のエネルギーの供給なしに制振効果を発揮するもので、建物の周期と同じ周期で揺れる重りを利用した TMD (Tuned Mass Damper) や建物が振動する時に変位が生じる 2 点間をダンパーでつなぐ付加ダンパーなどがある。

一方、アクティブ制振は油圧・電気等で駆動するアクチュエータをコンピュータ制御することにより、より高い制振効果を発揮するもので、重りをアクチュエータで動かし、その反力で建物の揺れを抑える AMD (Active Mass Damper) などがある。

②制振機構

制振機構とその一般的な適用例を表-1 に示す。

表-1 制振機構とその一般的な適用例

		パッシブ制御機構			アクティブ 制御機構	
		エネルギー吸収機構				質量効果機構
構造物	外乱	履歴減衰型	粘性減衰型	摩擦減衰型	TMD 等	AMD 等
超高層ビル	地震	○	○	○		
	風		○		○	○
展望台 ・鉄塔	地震	○			○	
	風				○	
大径間 構造物	地震	○	○			
	微振動				○	○
橋梁	地震	○	○			
	風				○	
	微振動				○	

一般的に TMD は超高層ビルなどの長周期構造物の風による揺れを抑えるのには効果的であるが、地震に対する制振効果はあまり望めない。また、AMD は超高層ビルなどの長周期構造物の風や中小地震までの揺れに有効である。大地震時の揺れを効果的に抑えるにはエネルギー吸収機能を持つ付加ダンパー方式が適している。

③原子炉施設に制振構造を採用する場合の意義

原子炉施設に制振構造を採用する場合、地震力の低減により耐震安全性の向上が期待される。

④適用条件

付加ダンパー方式については、エネルギー吸収機構を効果的に作用させるためには、接続する 2 点間にある程度の相対変位が必要である。

TMD、AMD については、付加マスの設置やアクチュエータの制動力等の制限から、軽量

かつ一定の周期で振動する構造物であることが、制振効果を発揮させるために必要である。

⑤制振構造の適用範囲と基本方針

耐震設計審査指針の検討に際して、建屋についての適用範囲と基本方針は以下が適切であると考えられる。

(i) エネルギー吸収機構を用いたパッシブ制振を対象とする。

鉄骨造部分や排気筒の制震として、エネルギー吸収機構を用いたパッシブ制震の適用が考えられる。また、一般建築では、既存の建物に対して、この方式を既存の構造部材に置き換えたり付加することにより耐震補強を施すケースが見られるようになっており、原子力発電施設の建屋についても、このような適用も可能と考える。

TMD、AMD については、原子力発電施設の建屋は超高層ビルなどに比して振動性状が複雑で、かつ重量構造物であるため、効果的に設置することは困難であると推測される。ただし、排気塔の TMD or AMD、鉄骨トラスの上下 TMD などについては、ニーズがあるかどうか調査が必要である。

機器・配管系の制振については、民間において、「配管系の制振構造設計法に関する調査報告書」(平成5年3月 (社)日本電気協会 電気技術基準調査委員会)、「重機器の制振設計法に関する調査報告書」(平成6年6月 (社)日本電気協会 電気技術基準調査委員会)など、配管系や PWR 1 次ループを対象とした、エネルギー吸収機構を用いたパッシブ制振が既に検討されており、これらの適用が考えられ、制振方式の対象は建物と同様である。ただし、質量効果を利用した制振構造などについては、今後の中長期的(10年程度)ニーズを調査した上で適用対象とするか検討することが必要である。

(4) まとめ

- ・ 免震構造及び制振構造は、耐震設計する上での(従来の耐震構造と同等の)構造の選択肢であると考え、これらの構造を採用する場合は、従来の耐震構造と同等の安全性を確保するための要件について、耐震設計審査指針の中で付記すれば良いと考える。
- ・ 免震構造について、耐震設計審査指針の検討に際して、建物・構築物及び機器・配管系についての適用範囲と基本方針は以下が適切であると考えられる。

(i) 建屋は岩盤上に支持させる。

(ii) 免震層より上部の構造は十分な剛性を有していなければならない。

(建物・構築物については、剛構造の原則が継続して適用される場合は、剛構造の原則により、上記方針は担保される。)

(iii) 免震装置については、設置許可における安全審査の段階で事業者が選定すべきと考える。

(iv) 免震方式については、設置許可における安全審査の段階で事業者が選定すべきと考える。

- ・ 制振構造について、耐震設計審査指針の検討に際して、建物・構築物及び機器・配管系についての適用範囲は、エネルギー吸収機構を用いたパッシブ制振とすることが適切であると考えられる。
- ・ 機器・配管系の制振についての適用範囲の詳細については、今後の中長期的(10年程度)ニーズを調査した上で検討する必要がある。