

震源を観る

梅田 康弘

要 旨

地震波形，地震直後の余震分布，地表断層の調査などから震源過程を詳細に観ることを試みた。本震には初期破壊が先行し，ついで地震のブライトスポットと呼ばれる大破壊域が形成される。この特徴的なスポットからは，地表物体を跳び上がらせるほどの強震動が集中的に放出され，余震空白域としても特徴づけられる。地表に現れた地震断層の調査と破壊進展の数値シミュレーションから，強震動の集中放出は断層のステップオーバーや断層と断層の合体によることが示唆された。初期破壊の継続時間が長いほど大きな地震に成長するという観測事実も得られたが，なぜそうなるかという深い理由はわからない。震源を観ることによって，破壊過程のひとつの疑問は理解できたが，同時にふたつ以上の疑問を生んだ。

キーワード：震源過程，地震のブライトスポット，初期破壊，跳び石

1. はじめに

地震は地下深部でおこる現象だから直接見ることはできない。どこで破壊が始まり，どのように進展していったかを知る重要な手掛かりは地震計が記録した地震波形である。一般には得られた地震波形から逆算して震源での破壊過程が求められるが，観測された地震波形には原因である震源の情報と，通過してくる経路の情報という 2 種類の未知量が含まれているので，後者の情報に十分な空間分解能がなければ，とうぜん破壊過程の空間分解能も低くなる。

一方，震源が浅い大地震の場合には地震断層の一部が地表に現れることがある。地表という限られた面ではあるが，数メートルオーダーの空間分解能が得られる。上述の地震波形から求められる数 km メッシュの震源情報に比べると空間分解能は各段に高い。地質学的な断層調査だけでなく，地震後に地表で実施される GPS をはじめとする測地測量や余震分布，震度分布など，さまざまな観測や調査結果は地震波形の解析からだけでは得られない詳細な破壊過程を知る手掛かりを与えてくれる。地震波形から知りうる情報に加え，さまざまな手段によって得られた情報を基に，震源で何がどのように起きているのか，可能な限り詳しく観ることを試みる。

2. 初期の断層モデル

1943 年鳥取地震 (M7.4) の最初の断層モデルは，Fig. 1 のような単純なもので，地球内部，つまり無限媒質の中に矩形断層面を仮定し，いくつかの震源パラメータが求められた。Kanamori (1972) は Fig. 1 に示したような断層の長さや幅，面上でのずれの大きさといった静的パラメータの他，同図の下に示したような破壊速度，ずれの速度といった動的パラメータも求め，最終的には断層運動による応力降下量を求めた。

当時，いくつかのパラメータを求める方法は，近年のような逆算法ではなく，先にパラメータを仮定した上で，ある点での地震波形を計算し，実際に観測された地震波形とあわせるという順方向の手法が主だった。

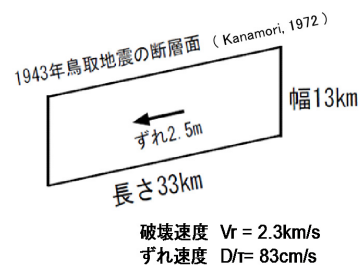


Fig.1 A fault model of the 1943 Tottori earthquake (M7.4)

Tottori Earthquake 1943 M = 7.4 $\Delta = 140\text{ km}$

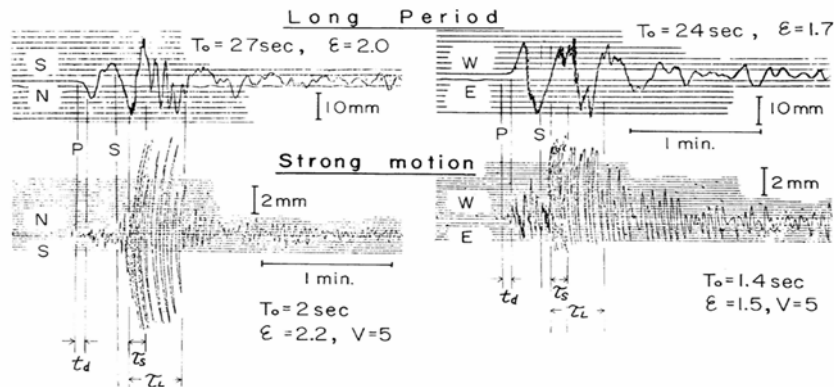


Fig.2 Seismograms of 1943 Tottori earthquake recorded at the Abuyama Seismological Observatory, Kyoto Univ.

1943年鳥取地震の記録は京都大学の阿武山地震観測所で得られており (Fig. 2), 同図上の Long period と記した東西・南北方向の2つの記録波形を最もうまく説明するように求められたのが、上述の結果である。食い違い (Dislocation) 理論に基づいて動的断層モデルが求められたのは、おそらく日本で最初の例と思われる。

当初は断層面上の変位はどこも一様で、破壊速度や断層のずれる速度も一定という単純な断層モデルだった。破壊が様に進展するという意味でスムーズな断層運動モデルとも呼ばれた。後年、地震観測点が増え、豊富な地震波形データが使えるようになると、観測波形を基に、逆解析 (インバージョン) によって断層面上の変位分布や動的パラメータの分布が求められるようになった。

この過程で「アスペリテイ」という用語が出現した。この言葉の意味は「突起」とか「引っ掛かっている部分」という意味だが、断層モデルでは「地震が発生するまではしっかり固着して、地震の時いきよにはずれて大きな波動を放出する部分」という意味に用いられている。断層面上で大きく変位した部分をアスペリテイと解釈する一方、断層面上で大きな震動 (強震動) を発生させた部分、と理解する研究者もいる。前者は長周期地震波を解析した結果が多く、後者の解釈は建物などに被害を及ぼす短周期地震波を解析している地震工学者に多い。

3. スムーズな破壊では説明できない強震動

京都大学の阿武山地震観測所で得られた 1943 年鳥取地震の記録は、Fig. 2 上の固有周期 24 秒 (東西成分) と 27 秒 (南北成分) の長周期地震計の記録だけでなく、固有周期 1.4 秒 (東西成分) と 2 秒 (南北成分) の短

周期地震計による記録がある (Fig. 2 の下)。長周期地震計は倍率 1 倍の機械式地震計であり、理論上は固有周期より短い地震波に対する応答感度は一定のはずであるが、この地震計は支柱も振子の長さも 2 m 余りあり、地震計の構造上、短周期地震波に十分応答できなかったものと思われる。その短周期部分をカバーしているのが Fig. 2 の下の倍率 5 倍の強震計である。短周期は観測点固有の地盤の影響を受けてやや増幅されてはいるが、震源距離 140 km を考えるとここに記録された短周期波は非常に大きい。振幅を 1/5 にして同図上の長周期の記録に重ねてみるとよくわかる。この強い短周期波一体どこから出てきたのだろうか？

強震計 (Strong motion) 記録で注目すべきことがふたつある。ひとつは、記録上でかすれたり、振り切れているような非常に強い短周期波の継続時間 (図中で τ_s と記した部分) は短いという点である。長周期地震波が断層全体から放出されるのに対して、このような強い短周期波は短時間内に、おそらく狭い領域から集中的に放出されるに違いないことをこの記録は示唆している。もうひとつの特徴は、この強い短周期波は最初から出現しているのではなく、図の中で t_d と示したように、少し遅れて出現している点である。残念ながら当時の記録は時間送りの遅い煤書記録であるため、これらの特徴、とくに後者の特徴は、Fig. 2 ではわかりにくい、あとの 7 節でも示すように、近年の高精度地震記録では一般的な共通点として明らかになる。

4. 強震動の発生域としての地震のブライトスポット

強い短周期波 (強震動) が震源域のある限られた領域から集中的に放出されたことがフィールドではっきり表れたのは 1984 年長野県西部地震 (M6.8) である。

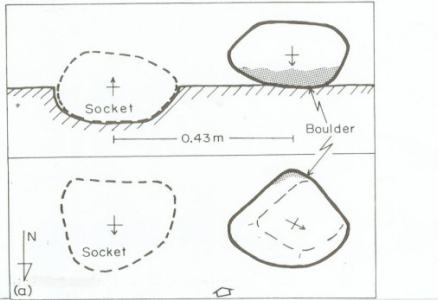


Fig.3 An example of a thrown-out boulder

地震後に震源域の長野県王滝村の山中で、元の位置からとび出している石を、当時岐阜大学教授の村松郁栄が発見した(村松郁栄, 1988)。その1例をFig. 3に示した。直径 25cm 余りの石(Boulder)が、元の位置(Socket)から跳び出し、43cm 離れた所で反転していた。ソケットの縁は全く乱された形跡がないことから、ほとんど一瞬、一撃にして跳び上がったものと推定された。このことは地震動が地球の重力加速度(1g)を超えたことを示すものである。従来は地震による最大加速度は 0.6g 程度と考えられていたのでこの事実は驚異的であった。(伊藤 潔ら, 1985; 黒磯章夫ら, 1985; Umeda et al., 1987)。

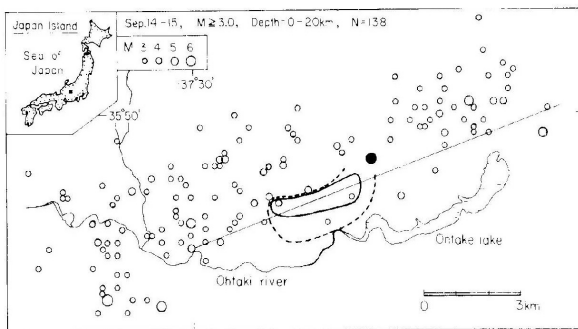


Fig.4 Aftershock distribution during 24 hours after the main shock. A solid circle and a straight line shows the start point and the assumed fault of the main shock, respectively. A heavy solid and a dotted curve shows the high-acceleration area.

このような跳び石はFig. 4の中で太い実線で囲んだ範囲でたくさん発見された。断層に沿っておよそ 3km

の範囲である。なお点線内は、Fig. 3 のようにはっきり跳び上がったことを立証できなかったものの、石が元の位置からずれていた領域である。Fig. 4 で黒丸印は本震の震源、つまり本震の破壊開始点であり、細い直線は地震波形から求められた推定断層である。白抜き丸印は余震であり、跳び石の発見された領域では余震が少ないことに注目したい。

地表物体が跳び上がるような強い震動と、余震もほとんど発生しないことで特徴づけられる領域が、前節で述べた強い短周期波の集中放出域であり、1990年にUmedaが an earthquake bright spot (地震のブライトスポット)と命名した領域である(Umeda, Y., 1990)。ブライトスポットの意味は、余震を白抜き丸印で白紙上に描いていくと、夥しい余震のためにやがて断層に沿って真黒に塗りつぶされてしまう。その中であって、強い短周期波を放出した部分、Fig. 4 で示した跳び石の分布領域では余震がほとんど発生せず、その部分が白く浮かび上がってくることからこの名がつけられた。

5. 地表に現れた破壊過程

長野県西部地震の跳び石はすべて山の尾根で発見された。そのため波動、特に強い短周期波(強震動)は地形の効果によって増幅されたのではないかという指摘も多くあった。また火山である御岳山から噴出した堆積地盤による増幅効果もあった。これらの影響は実際に測定され、ある周波数では両方の効果により 10 倍も増幅されることも明らかにされた。(梅田ら, 1986)。

跳び石現象から地震のブライトスポットを同定するには、地形の影響を受けにくい平らな地形での調査が望ましい。1990年フィリピン・ルソン島地震(M7.8)では、平地ないしは緩やかな丘陵地で多くの跳び石が発見され、地形の影響を考慮せずにブライトスポットを同定することができた(梅田ら, 1991)。その領域も断層に沿う方向に 10km 余にわたっており、前出の長野県西部地震の 3km に比べると 3 倍以上大きい。地震規模が大きくなると跳び石の範囲、すなわちブライトスポットも大きくなるらしいことがこの地震で示唆された。ただこの地震も断層の一部分が水田だったため、断層の形態とブライトスポットとの関連をつかむのは困難だった。

1992年カリフォルニアで起きたランダース地震(M7.2)はモハーベ砂漠の中だったため、非常に詳しい断層の形態が、USGSの調査によって明らかにされた。同時におびただしい跳び石も発見され、断層運動との関連がフィールドで初めて明らかになった。

地震波形やGPSデータから求められた破壊のプロセスは概略以下のようなものである。破壊はFig. 5の白

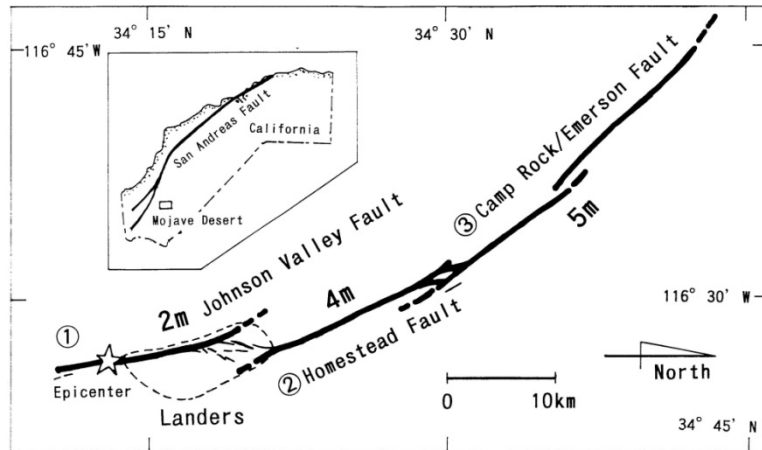


Fig.5 The fault trace of the 1992 Landers, CA, earthquake. Star indicates the start point of the main shock. The area surrounded with dotted curve shows the earthquake bright spot

抜き星印で開始し、最初は既存の Johnson valley fault に沿って、ほぼ北に向かって進行した。およそ3秒後、第2の大きな破壊が発生し、同時に断層運動は図中②で示した Homestead fault に乗り移り (ステップオーバーし)、北東方向へ向きを変えながら全長 72km の断層を形成した。跳び石は図中点線で囲んだ領域に分布していたが、特に断層がステップオーバーする付近では、埋もれていた石もことごとく跳び出しており、激しい震動を伺わせた。また地面もずたずたに切り裂かれたようになっていた。

一方、ステップオーバーした後の Homestead fault や Camp Rock/Emerson fault では、断層変位が5mに達しているにもかかわらず、石は跳ばされていないばかりか、急な斜面の石でも転がりもしていなかった。このことは断層の変位の大きさと、そこから放出される強震動とは別物であることを如実に示すものである。2節で述べたアスペリティの実態を理解する上で重要な事実になるだろう。

6. 断層のステップオーバーが強震動を放出する

ランダース地震は砂漠の中で起きた地震だったため、跳び石分布すなわち強震動の発生源と断層のステップオーバーとの位置関係がわかった。1995年兵庫県南部地震の場合は、淡路島の野島断層で開始した破壊は3秒後に明石海峡の直下で、およそ4km東にステップオーバーしたことがGPSデータや測定の結果わかっている。この部分が海底のため、跳び石こそ見つからなかったが、全国大学による稠密な地震観測の結果、余震の空白域になっていることがはっきりし、この地震のブライトスポットが同定された (Umeda, et al., 1996)。ブライトスポットの形成、断層のステップオーバーは地震の成長過程に不可欠の現象らしい。

断層のステップオーバーは地震の後の調査でわかることであり、時間的にどのように乗り移って行ったかという順

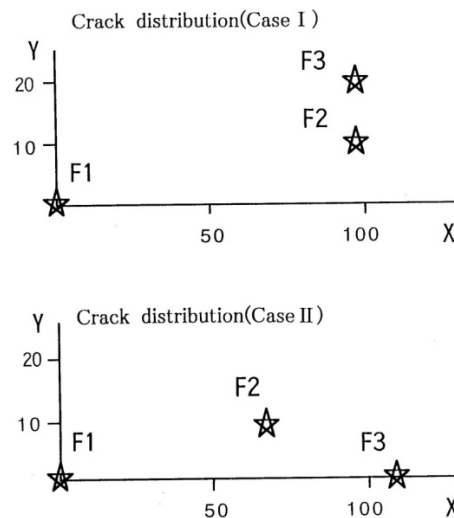


Fig.6-a Crack distribution

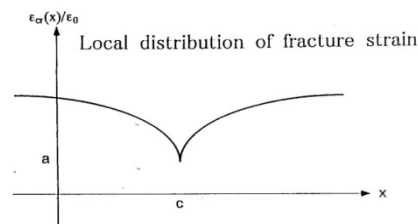


Fig.6-b Distribution of fracture strain

序はわからない。最初に破壊した断層から次の断層に乗り移るというのが順当な考えではあるが、1985年に梅田が理論的な予測をしたように、最初の断層運動から放出される波動によって次の断層運動がトリガーされる場合は、後の断層運動が最初の断層に向かって逆に進行してくることもありうる (梅田, 1985)。

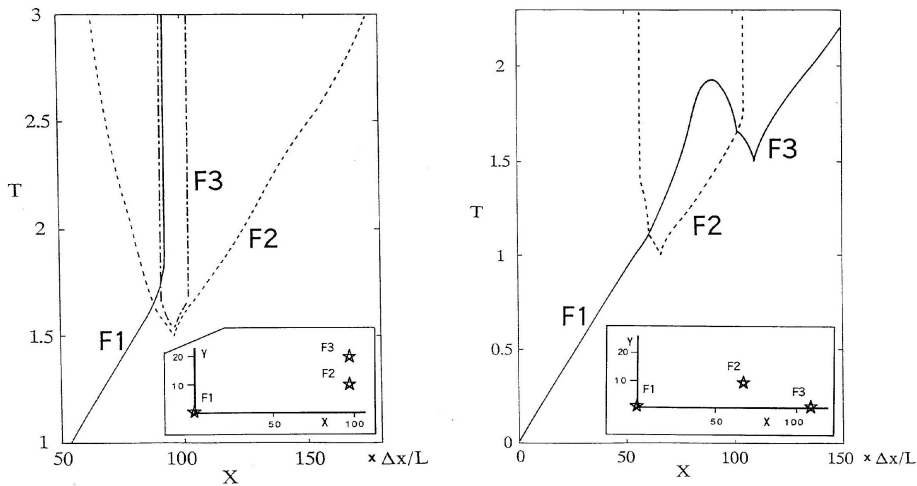


Fig.7 Crack tip growth paths on X-T plane

断層のステップオーバーや断層の連結に関する破壊進展シミュレーションを行うため、Fig. 6-a に示すように無限媒質中に破壊の種を置き、破壊伝搬の様子を調べた (Yamashita and Umeda, 1994)。この場合の破壊の種は Fig. 6-b に示すようにせん断強度を周りより小さくしてある。種の分布は2種類用意し、Case I では面外にふたつ、Case II では面外と面内に一つづつ配置した。断層面は紙面 (X-Y 面) に垂直に無限であり2次元として扱う。破壊モードは、ずれの方向がX-Y面に垂直のモードIIである。F1で開始した破壊が第2第3の破壊の種をどのように刺激して、どのように進展させるかを、横軸に規格化した距離(X)、縦軸に規格化した時間(T)を採って描いたのがFig. 7である。

Case I (Fig. 7の左)では最初の破壊から1.5T経った時にF2を、そのすぐ後にF3を刺激し、それぞれの破壊を進展させている。ここでいう刺激とは、最初の破壊F1が放出する波動(せん断歪波動)がF2の破壊の種において、破壊開始のせん断歪 (Fig. 6-bのa) を超えることを意味する。

F2が破壊開始した1.5T時刻に、F1とF2の距離はおおよそ1.7Xある。この距離が結果としての断層のステップオーバーの距離になる。F1はその後も進展する一方、F2は両方向に進展していく。F2が逆方向に進んで、F1と交差するあたりから、ふたつの破壊は次第に減速し、F1はやがて停止する。F3もF1の刺激を受けて進展するまではF2とほぼ同様だが、F2より早く停止してしまう。ここでの断層運動の減速と停止メカニズムは次のように考えられている。あるひとつの破壊が進展すると、それによって周りの応力(または歪)が解放され、応力の影(ストレスシャドウ)ができる。そこにあとから突入してくる破壊は、解放すべき応力(または歪)がないため、減速しやがて停止する。このケースでは最終的にF2だけが成長していく。

Case IIではF1がF2を刺激し、刺激されて進展して行った

F2がF3を進展させている。F2の進展によって減速させられたF1は停止直前に、前方から逆方向にきたF3の破壊先端と互いに急速に接近し、時間でおおよそ1.9T、距離おおよそ90X付近で合体してしまう。このような急速な進展(図中のカーブが横になっているほどスピードが速いことに注目、逆に縦に立っているカーブは停止を意味する)により、大きな波動が放出されることが期待される。

残念ながら、この計算は差分法で行っていたためメッシュを細かくすることに限界があり、期待する短周期までの波動を計算できなかった。しかし合体する瞬間には変位が急激に大きくなることを示すことができた。その様子をFig. 8に示す。横軸はFig. 7と同じ規格化された距離、縦軸は規格化された変位である。図中の数字は規格化された時間であり、各時間での変位を示す曲線と曲線の間隔が広がっているほど変位速度が速いことを示している。

この一連のシミュレーションで、複数の断層運動の相互作用と大きな変位速度との関連をイメージとして理解することができた。

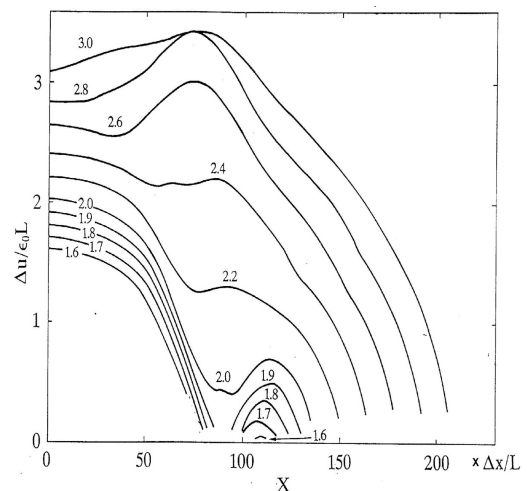


Fig.8 Temporal variation of relative slip on the fault plane

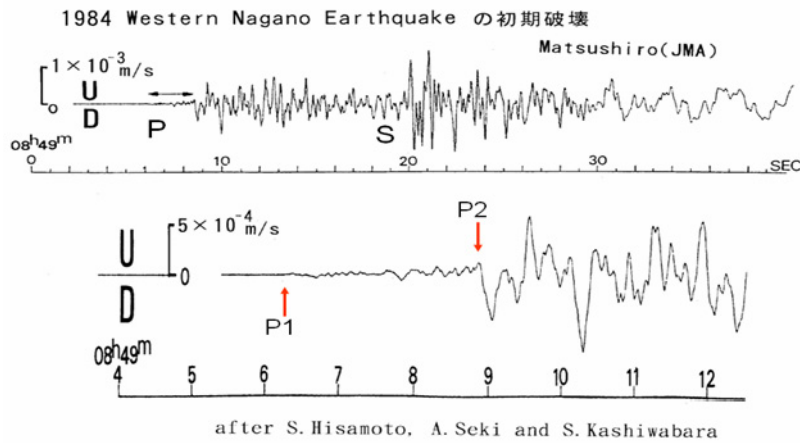


Fig.9 An example of the initial phase of 1984 western Nagano earthquake.

7. 初期破壊と第2の大破壊（地震のブライトスポット）

ここまでは最初の破壊に特段の注目を払わなかったが、最初の破壊はどんな特徴があるのだろうか。大きな地震、特に本震は最初から大きな破壊が起こるのではなく、はじめは比較的小さな破壊があり、その後急に大きな破壊に進展する。こういうことはかなり古くから個々の大地震については気付かれていたようで、最も古い記録では1927年北丹後地震(M7.3)で、当時東北大学教授だった中村(1928)が、最初の破壊からおよそ3.8秒後に第2の大きな破壊があったことを示している。1943年鳥取地震については3節で少しふれた。

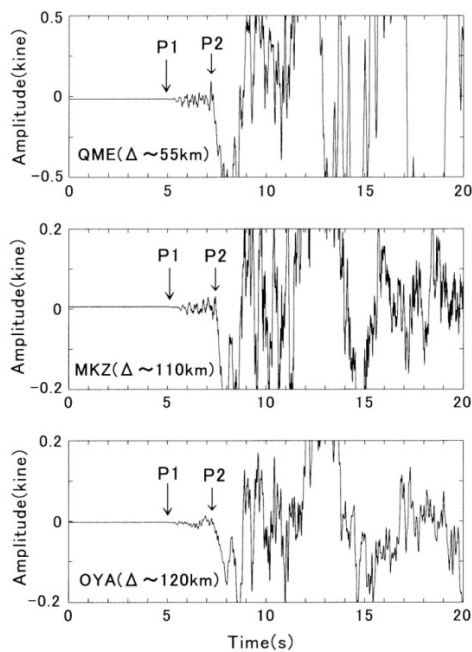


Fig.10 Example of the (P1-P2) phase of 2000 western Tottori earthquake

Fig. 9は1984年長野県西部地震の気象庁松代地震観測所で得られた上下動の記録である(久本ら, 1986)。上段はP波, S波に続いて表面波までの全記録, 下段はP波の部分を拡大した図である。上の全記録の始まりの部分に横矢印で示したように、波動は非常に小さな振幅で始まっている。その部分の拡大図である下図にはP1, P2と示したように、小さな破壊が先行し、約2.7秒後に、第2の大きな破壊に至ったことがうかがえる。4節のFig.4で、黒丸で示した破壊開始点からの波がP1、石を跳ばした大破壊からの波がP2に対応する。

5節で述べたランダース地震も破壊の開始から3秒後に大きな第2の破壊があったことが知られており、それぞれFig.5の星印(破壊開始点)と断層がステップオーバーした第2の大破壊域に対応するとみられる。このように大破壊に先行する小さな破壊の存在は、精度の良い地震波形記録が得られるようになると、明瞭に見出せるようになった。

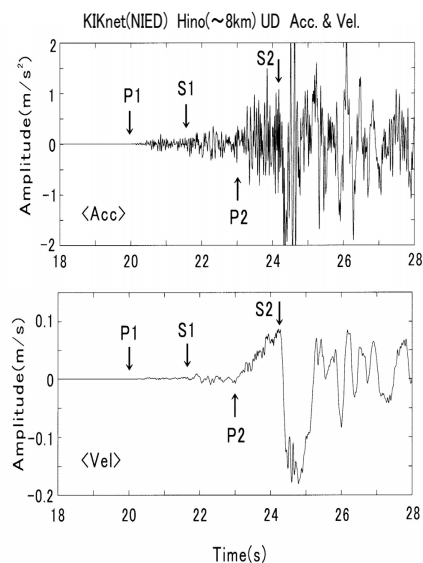


Fig.11 The initial phase of near field seismogram of the 2000 western Tottori earthquake

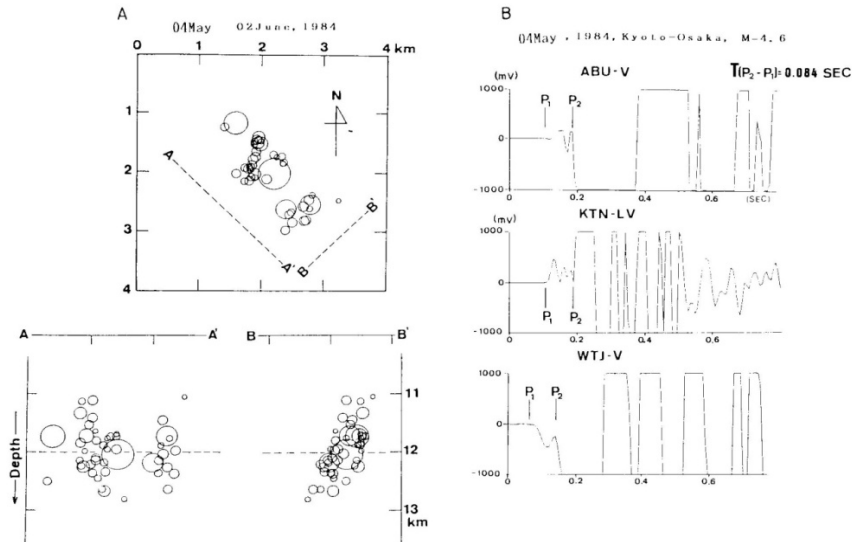


Fig.12 A: Aftershock($M \geq 1.0$) distribution following the main shock(largest circle) of the 5 May, 1984 Tenoozan earthquake.

Upper and lower two figures show a plane view and cross sections along A-A' and B-B', respectively.

B: Three examples of the seismograms (ground velocity) showing multiple shocks(after Kuroiso,1984).

京都大学防災研究所の震源距離 50km から 120km までの観測点で得られた、2000 年鳥取県西部地震 (M7.3) の記録を Fig. 10 に示す。いずれの記録にもふたつの明瞭な P 波があり、後者が圧倒的に大きい。P1 と P2 の時間差はほぼ 3 秒で、距離に依存しない。つまり 2 種類の波は震源域から放出されたことを示している。

この地震が発生した 2000 年には防災科学技術研究所の高精度地震観測網 (Hi-net) や基盤強震観測網 (KIK-net) が整備され、震源の近くで、かつ震源を取り巻くように精度の良い地震波形が得られた。Fig. 11 は震源距離約 8km の日野(Hino)での加速度波形である(上の段)。加速度波形では P1, P2 を同定することは難しいが、図 11 と同様に速度波形に変換すると同図下のようになり、P1, P2 がはっきり見えてくる。震源距離が近いため、P2 が到達する前に最初の S 波 (S1) が到達している。もちろんこれらの読み取りは多くの観測点データから判別されたもので、その手法は Hirata (2003) に詳しく述べられている。このように大地震ではほぼ必ず初期破壊が発見されるようになった。

8. 小地震にも初期破壊が先行する

京都大学の阿武山地震観測所では 1960 年ころから稠密な微小地震観測網が完成しており、M3~5 の小地震でも、非常に短い継続時間ではあるが初期破壊が先行すること、また余震空白も存在することが分かっていた。たとえば黒磯(1984)は京都と大阪の境界付近で 1984 年 5 月に発生した M4.6 の地震で P1 と P2 の時間差を 0.084 秒と求めている (Fig. 12)。また同図の左に

は本震と余震の分布を平面と断面で示してあるが、本震(最も大きな丸印)の近傍には余震がほとんど無いことがわかる。同様の特徴は 1987 年の京都府南部の亀岡市で起きた M4.9 の地震でも前田(1988)によって示された。この地震の P1 と P2 の時間差はおよそ 0.2 秒であった。

このように小さな地震にも継続時間の短い初期破壊が存在することがわかった。しかし小さな地震すべてに初期破壊があるのではなく、微小地震には見られないし、後述するように余震や群発地震にもほとんど見られない。小規模地震以上 ($M \geq 3$) の地震ならば、地震の大小にかかわらず本震には初期破壊が先行するようである。どういう地震に初期破壊が先行し、あるいは先行しないかを調べることは初期破壊の性質を知る上で重要なことであるが、初期破壊が先行する地震は、地殻内で発生する地震の総数から見ればごくわずかのようである。

これまでに観測された初期破壊が先行した地震について、地震の規模 (M) と初期破壊継続時間の関係を示したのが Fig. 13 である。この図は単に、初期破壊継続時間と地震規模 (M) との比例関係を示すだけでなく、初期破壊が長く続く地震ほど、大きな地震に成長するという重要な観測事実を示している。初期破壊が第 2 の破壊を誘発するということは 6 節のシミュレーションでも再現できたが、初期破壊の継続時間が地震の規模を規定することは、破壊の初期にその地震の最終的な大きさが決められているという非常に驚くべき現象でもある。その理由は今も分からないが、この現象の理解のために、以下に述べる様々な研究がなされた。

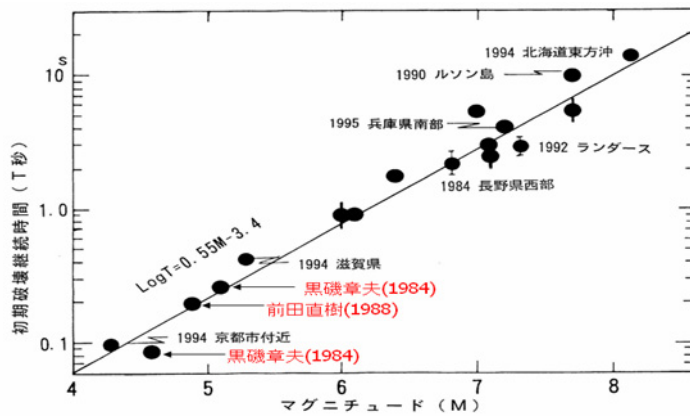


Fig.13 Duration time of the preliminary rupture phase(P1-P2) as a function of earthquake magnitude.

9. 謎を解くために—時間軸上の特徴—

この現象を解明するひとつの鍵は、前節で述べたように、初期破壊は本震にはみられるが余震には存在しないという点にあるかも知れない。その様子を明示するために、2000年鳥取県西部地震の本震と余震の伯太町 (HKT / NIED) での上下動記録を Fig. 14 に示した。下段のM4.7の余震はP波の立ち上がりがシャープであり、P波とS波がそれぞれひとつずつ明瞭に読み取れる。震源に近いところで記録されるほとんどすべての余震はこのような単純な波形である。一方すでに7節でも述べたように、本震の最初のP1波は、その後続く波に比べて非常に小さい。最初のP1波の片振幅だけを比較すると本震のP1波は余震のその3.5分の1程度である。

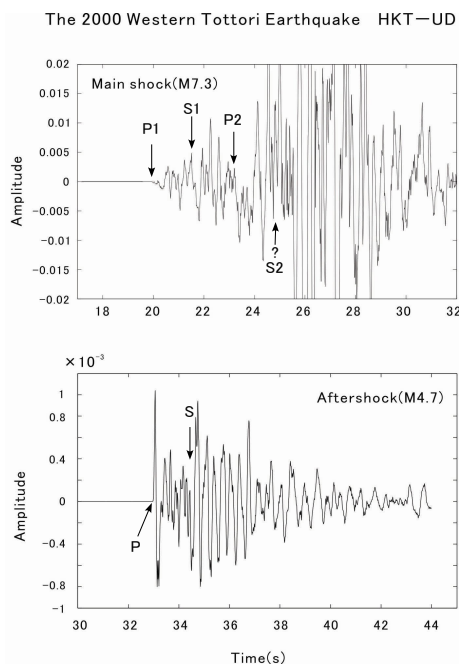


Fig.14 A comparison between the main and after shock seismograms.

本震と余震の違いは波形からも知ることができるが、山口(2007)は2005年福岡県西方沖地震(M7.0)について、本震と余震のモーメント解放の違いを調べた。震源距離の異なる2か所の観測点(WKMH(若宮), TKKH(高来))で、最初の3秒間のモーメント解放率を描いたのが Fig. 15 である。余震は最初の0.5秒間にモーメントのほとんどを開放してしまうのに対し、本震はじわじわと、あるいはぎりぎり3秒間モーメント解放し続ける。そして3秒後には第2の大破壊に至ったことがわかる。

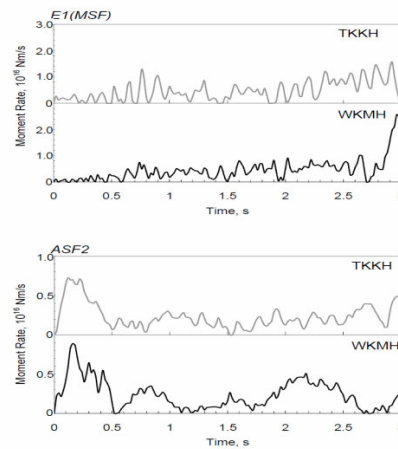


Fig.15 Apparent moment release rates of main(upper two traces) and after-shock(lower two traces) of the 2005 west-off-Fukuoka prefecture earthquake.

10. 謎を解くために—空間の特徴—

8節で、初期破壊は地震の大小にかかわらず本震には存在するが、余震や群発地震、微小地震にはほとんど見られないことを述べたが、1995年の伊豆半島の群発地震について、北田(1999)は群発地震の中から複数の観測点で良好な記録が得られた91の地震について、初期破壊の有無を調べた結果、前節までに述べた

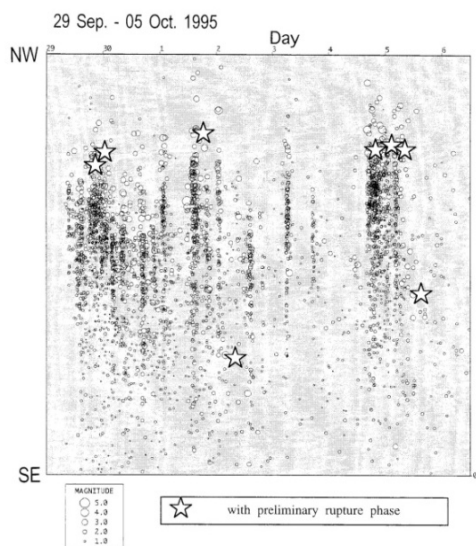


Fig.16 Time – space plot of the earthquake swarm at east of Izu peninsula. Stars indicate the earthquakes with a preliminary rupture phase(after Kitada, 1999).

本震ほど明瞭ではないが、初期破壊が検出できた地震は8個であった。その地震を含む群発地震全体の時空間分布を描いたのが Fig. 16 である。初期破壊が先行した8個の地震は星印で示したが、いずれも群発域の外側にあることがわかる。時間的にみると活発な群発活動から遅れている場合が多い。

このような特徴は余震にも見られる。安達 (2006) は 2003 年宮城県沖の地震など4つの本震とそれらの余震 400 個について初期破壊の有無を調べた結果、すべての本震には初期破壊が先行したが、余震についてはわずか4個しかなかった。これら初期破壊が先行した4つの余震はいずれも余震域の端か、その外れで起きていたことがわかった。それまでに発生した地震によって応力場の擾乱を受けていない新しい領域で破壊開始した地震にのみ、初期破壊が先行するのかも知れない。

本震の初期破壊のもうひとつの空間的特徴として、初期破壊(P1)のメカニズム解と第2の大破壊のそれとは、断層の走行が10度ほどずれていることが2000年鳥取県西部地震と2005年福岡県西方沖地震で、前者は Hirata(2003)、 によって、後者は安達 (2006) によって確認された。初期破壊に次いで断層の方向が変化することは5節で述べた1992年ランダース地震では地表のトレースとして確認されている。

9節と10節では初期破壊とは何かを探るため、その時間的・空間的特徴を調べた。いくつかの興味ある事実が判明したが、それぞれが何故そうなるのかというさらに深い意味を理解することはできず、新たな疑問を呈した。

11. おわりに

地震波形とフィールド調査から地震の破壊過程を観ようと試みた。本震には必ず初期破壊が先行し、次いでブライトスポットと命名された大破壊域が形成される。地表物体を跳び上がらせるほどの強い短周期波(強震動)はブライトスポットから放射される。初期破壊は、余震や群発地震にはほとんどないが、小規模以上の本震ならば地震の大小にかかわらずそれが存在する。応力場の擾乱を受けていない、破壊進展の困難な領域をぎりぎり成長するのが初期破壊らしい。第2の破壊にバトンタッチ(ステップオーバー)した後に、自らは消滅するが、その瞬間がブライトスポットの形成であり、華々しい瞬間でもある。初期破壊が長く続いていればいるほどブライトスポットは大きくなり、最終的な地震の規模も大きくなる。初期破壊が3秒ならばマグニチュード7の地震になり、10秒続けばM8の巨大地震に成長するというのが観測事実ではあるが、破壊の初めの段階で結果が分かっているというのは自然におこる現象としては理解しがたいことでもある。

震源を観たいと始めた研究は、著名な科学者の言葉どおり、ひとつの疑問を解決するとふたつの疑問を生んだ。そればかりか、ふたつ目の疑問を解明する前に、また新たな複数の疑問が生じてしまった。結局、震源の不思議さをあまた見せられて、人間が理解するという意味での観るにはとっておく及ばなかった。しかし、このような不思議さを発見する研究の積み重ねがいつかは震源の全貌理解につながるにちがいない。

謝 辞

この研究に理解を示し、研究の推進と多くのフィールド調査に協力して頂いた元気象庁大阪管区気象台の故黒磯章夫情報官、京都大学防災研究所の伊藤潔教授に感謝します。シミュレーションや理論的な議論をいただいた東京大学地震研究所の山下輝夫教授、立命館大学理工学部の川方裕則准教授、さまざまな観測結果の検証と各研究テーマを推進して頂いた北田和幸、平田美佐子、安達俊仁、山口慎二の各氏に感謝します。

参考文献

- 安達俊仁(2006): 本震と余震の初期破壊について, 京都大学理学研究科地球惑星科学専攻, 修士論文
 伊藤 潔, 飯尾能久, 黒磯章夫, 梅田康弘, 村松郁栄 (1985): 1984年長野県西部地震で加速度が1gを超えた領域の調査, 自然災害特別研究突発災害研究成果, 1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査

- 研究代表者：飯田汲事, pp89-96
- 梅田康弘(1985)：断層運動の加速と震源核の形成
地震 2, 38 巻, pp 203-215.
- 梅田康弘, 黒磯章夫, 伊藤潔, 飯尾能久, 佐伯龍夫(1986):
1984 年長野県西部地震による震央付近の大加速度,
地震 2, 39 巻, pp 217-228
- 梅田康弘, 伊藤 潔, 加藤 護, R.D.Arboleda(1991) :
1990 年フィリピン地震によって飛び跳ねた石,
京都大学防災研究所年報 第 34 号, B-1, pp1-9
- 北田和幸(1999)：群発地震における初期破壊について,
京都大学理学研究科地球惑星科学専攻, 修士論文
- 黒磯章夫(1984)：1984 年 5 月 5 日に京都府大山崎で起
きた地震, 近畿京阪神地震予知報告, No.3, pp9-13
- 黒磯章夫, 伊藤潔, 飯尾能久, 梅田康弘, 村松郁栄
(1985)：1984 年長野県西部地震の地変および大加速
度域の調査, 京都大学防災研究所年報第 28 号, B-1,
pp171-184
- 村松郁栄(1988):大自然の力, 村松郁栄教授退官記念誌,
271pp
- 中村左衛門太郎(1928):奥丹後地震の報告, 斎藤報恩会,
科学報告 5
- 久本壮一, 関 彰, 柏原静雄(1986)：昭和 59 年 (1984
年) 長野県西部地震調査報告, 1.3 群列地震観測シ
ステムによる観測, 気象庁技術報告, Vol. 107,
pp17-20
- 前田直樹(1988):地震クラスターのメカニズム解を計算
する方法—1987 年 5 月 28 日京都・大阪境界付近で
起きた M4.9 の地震の余震—, 地震 41, pp 323-333.
- 山口慎司(2007):大規模破壊に先行する小規模破壊の特
徴—2005 年福岡県西方沖地震と 2000 年鳥取県西部
地震を例に—, 京都大学理学研究科地球惑星科学専
攻, 修士論文
- Kanamori, H. (1972): Determination of effective stress
associated with earthquake faulting – The Tottori
earthquake of 1943 – , Phys. Earth Planet. Inter., 5, pp.
426 – 434.
- Hirata,M.(2003): The initial rupture process of the 2000
western Tottori earthquake, Master Thesis, earth and
plant. Science, Kyoto Univ., 28pp.
- Umeda,Y., Kuroiso, A.,Ito,K., and Muramatu,I. (1987):
High accelerations produced by the western Nagano
prefecture, Japan, earthquake of 1984, Tectonophysics,
Vol. 141, pp335-343
- Umeda,Y.(1990): High amplitude seismic waves radiated
from the bright spot of an earthquake, Tectonophysics,
Vol.,175, pp 81-92
- Umeda, Y., Yamashita,T, Ito, K., Horikawa, H.(1996): The
bright spot and growth process of the 1995 Hyogo-ken
nanbu earthquake, J.Phys.Earth, Vol.44, 1996, pp
519-527
- Yamashita,T. and Umeda,Y.(1994): Earthquake rupture
complexity due to dynamic nucleation and interaction of
subsidiary faults, PAGEOPH,Vol.,143, pp 89-116

Observation of Earthquake Sources

Yasuhiro UMEDA

Synopsis

We try to observe the detail source process of large earthquakes on the basis of seismograms, aftershock distributions and surface fault traces. We found that a preliminary small rupture precedes the second large event which called earthquake bright spot. The bright spot is characterized by an aftershock gap and/or a strong motion source. By numerical simulations and field surveys, we understand that the strong motions were produced by the connection of two faults. We found that the longer duration time of the preliminary rupture induces a larger bright spot and a larger earthquake. Although this is an important observation fact, we do not understand the deep implication of the relation. Our trial to observe the source solved one problem, but it produced new two questions.

Keywords: rupture process, earthquake bright spot, preliminary rupture, thrown out boulder