

フィリピン・ルソン島地震 (1990年7月16日) の地震学的調査

地震研究所 阿部 勝 征

(平成2年9月25日受理)

要 旨

フィリピンのルソン島中部で1990年7月16日に発生した大地震 ($M_w 7.6$) について現地調査や波形解析を実施し、地震の発生機構を調べた。この地震はルソン島の地表に最大水平変位 6 m の地震断層を出現させた。それは島弧中央断層であるフィリピン断層系の一部である。地震断層の現地調査では Bongabon から Rizar, Digdig を経て Capintalan まで实地踏査し、これらの地域を含めて Dingalan 湾より Imugan 北方までを 100 km 以上にわたってヘリコプターで上空より調査した。現地調査、地震波解析、余震データから得られたフィリピン地震の全体像は長大な左横ずれ断層運動である。断層面の走向は 154°NE 、傾斜角は 76°W であり、断層の長さは 120 km、幅は 20 km、断層面上での平均変位量は 5.0 m である。地震による横ずれ断層としては世界有数の規模である。TSK における P 波初動部分の変位記録は、震源での継続時間が約 50 秒あり、約 10 秒間の小さな立ち上がりが続いて 2 個の大きなサブイベントが約 20 秒の間隔で発生したことを示唆する。ラ・ウニオン州のルナで約 2 m の高さの津波が発生したが、局地的なもので、液状化に伴って生じたとみられる。17日に発生した最大余震 ($M_w 6.4$) は逆断層運動によるもので、主断層運動の東側のブロックが断層の北端付近を圧縮したために起きたと考えられる。

1. はじめに

4万人という多数の犠牲者を出したイラン大震災から1か月後、1990年7月16日にフィリピン・ルソン島でマグニチュード 7.8 の大地震が発生した。地震直後の地震波解析から 1964 年新潟地震に匹敵するほどの大きな地震モーメントが得られた。これを保証するかのよう現地では地表に長大な地震断層が出現した。そこはフィリピン断層系の一部として知られていたところである。筆者は文部省科学研究費学術調査団の一員として 1990 年 8 月 3 日より 13 日まで現地調査を実施した。主な行動日程は 4 日に PHIVOLCS (フィリピン火山地震研究所) で調査行動の打ち合せ、5~6 日に Digdig, Capintalan, Puncan, Rizar, Bongabon などで地震断層調査、7 日に Dagupan での液状化調査、8~9 日に Agoo, Baguio での被害調査、10 日に PHIVOLCS での資料調査、11 日に Dingalan 湾より Imugan 北方にかけて 100 km 以上にわたってのヘリコプターによる断層調査である。本稿では地震現象に限って、現地調査の結果と ABE and YOSHIDA (1990) のメカニズム解析結果を合わせて報告する。

フィリピンの構造は複雑である (たとえば、ACHARYA and AGGARWAL, 1980; SEA-SEE, 1985)。フィリピンの北部ではユーラシアプレートがルソン島西方のマニラ海溝で西

から東に向けてもぐり込むが、巨大な地震は起こらない。ルソン島東方の沖合いでフィリピン海プレートがもぐり込む兆候もみられる。南部のミンダナオ島の東方ではフィリピン海プレートがフィリピン海溝でユーラシアプレートの下へ東から西に向けてもぐり込み、そこでは日本と同様に $M8$ クラスの巨大地震が発生する。両者の間をフィリピン断層と呼ばれる長大な活断層が北北西・南南東方向に貫いている。その長さは約 1,200 km に及ぶ。これはアメリカのサンアンドレアス断層、ニュージーランドのアルパイン断層、日本の中央構造線などに規模において匹敵し、世界でも有数の大断層である (ALLEN, 1962; 岡田, 1979)。フィリピン海プレートの運動に応じてこの島弧中央断層系の運動は左横ずれである (ALLEN, 1962; NAKATA *et al.*, 1977; 平野・他, 1986)。今回の地震はこの断層系の北側の部分で発生した。

フィリピン断層系は活断層であるが、ルソン島内での最近の地震活動は高くない。1973年に今回の地震の南方約 200 km のところで $M_s 7.0$ の地震が発生し、長さ 30 km 以上にわたって最大 3.2 m の左横ずれ変位が生じた (ALLEN, 1975)。河岸段丘などの地形学的調査から 1645 年に大地震がルソン島中部に発生したとみられるが、北部フィリピン断層系では最近の地震活動が低いため、大地震発生の可能性が指摘されていた (平野・他, 1986)。5年前の 1985年4月24日に、バギオ市の東北東 25 km で、 $M_s 6.1$ の浅い地震が発生した。この地震で、バギオは RF (Rossi-Forel) 震度 7 の強いゆれを記録し、死者 6 人、負傷者 11 人の被害が発生した。この地震によりバギオのハイアット・テラス・ホテルでバルコニーが破損するなど、いくつかのビルが構造的な被害を受けた。

2. 被害の概要

地震と社会との関わりを知るために被害の概要をここにまとめておく。被災地は 15 州、9 市に及び、ヌエバ・エシハ州、ベンゲット州、パンガシナン州、タルラック州、ラ・ウニオン州などで被害が大きかった。被害のパターンは、地震断層上の被害、強震動による被害、液状化による被害、山崩れによる被害に大きく分けられる。

長大な地震断層がヌエバ・エシハ州とヌエバ・ビスカヤ州に出現した。断層の真上の建造物は倒壊したが、それらの脇では目だった被害はみられなかった。ヌエバ・エシハ州カバナツアンのフィリピン・クリスチャン・カレッジでは、6階建ての古い校舎が崩壊、約 60 人が死亡した。ベンゲット州バギオはフィリピン有数の観光地である。ここでは一部 11階建てのハイアット・テラス・ホテルや 4階建てネバダ・ホテル、6階から 8階に増築されたバギオ大学など 28 棟が倒壊、またはホットケーキを積み重ねたように崩壊した。バギオ空港も滑走路や管制塔に大きな被害を受けた。空港近くの工場アラックス・フィリピンでは倒壊後に火災が発生し、推定で約 150 人の犠牲者が出た。バギオ市は通信、交通手段の途絶により一時孤立状態になった。

ヌエバ・ビスカヤ州やベンゲット州などの山岳地では多数の斜面崩壊が発生し、山岳道路ははずたずたに寸断された。リングエン湾岸のダグパンやアゴオなどでは液状化現象が広範囲に発生し、多数の建造物が倒壊したり傾いたりした。ダグパンでは噴砂が著しく、地盤が 1~2 m も沈下した。そこはパンタル川の手前の三角州に発達し、地盤がきわめて悪く、

1892年などの過去の地震のときにも液状化の被害を経験したところである (REPETTI, 1946). 震央から遠いマニラ市内では古い建物が多いキアポ, サンタクルス地区で一部の住宅が崩壊した.

地震による被害は, 死者 1,648 人, 行方不明 782 人, 負傷者 3,513 人, 全壊 22,000 棟, 家を失った人 13 万人, 被災者 159 万人に上った. 日本から援助隊が 17 日に派遣された. 国際緊急援助隊の派遣に関する法律が 1987 年に施行されてからは 6 月のイラン地震に続いて 2 度目の派遣である.

3. 本震と余震

アメリカ地質調査所 (USGS) は世界 483 か所のデータから次のようにフィリピン地震の地震要素を決定した. 震源時は 7 月 16 日 07 時 26 分 34.6 秒 (UT), 震央は 15.679°N , 121.172°E , 震源の深さは 25 km, M_s は 7.8 である. 本震発生時刻は現地時間で同日 16 時 26 分になる. 震源地はマニラの北北東 110 km のルソン島中部, Bongabon 付近である. M_s 6.1 と M_s 6.6 の強い余震が 17 日の 18 時 06 分と 21 時 14 分 (UT) に発生した.

余震は北西・南東方向に広い範囲にわたって発生した. フィリピンの地震観測点は少ない. フィリピン火山地震研究所 (略称 PHIVOLCS) が全島で 12 か所を維持している程度であり, ルソン島にはわずか 4 点しかない. 一方, USGS は世界各地の観測値にもとづいて多数の余震の震源決定を行った. 細かな違いを除けば USGS と PHIVOLCS の余震分布は似通っている (Fig. 1). しかし中には震源決定精度の悪いものが多数含まれているために, 分布は相当にばらついている. Fig. 2 は, 本震後 2 週間の USGS データのうちで精度のよいもののみをプロットしたものである. 余震の深さについては特に決定精度が悪く, ほとんどの余震について深さが決まっていない. USGS の *Monthly PDE* よれば 10

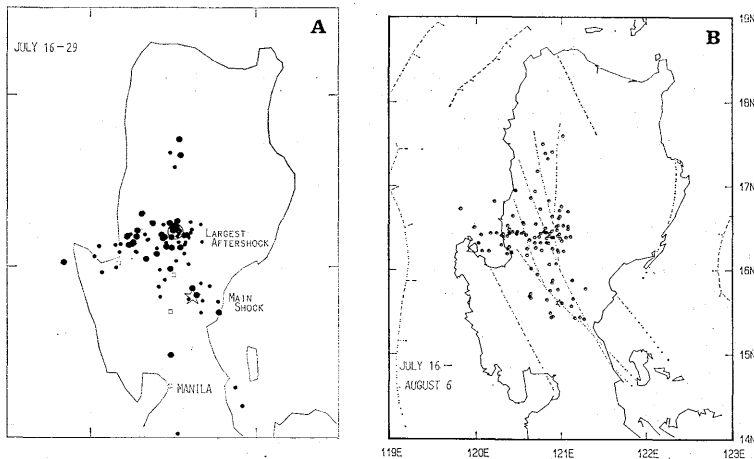


Fig. 1. Distribution of aftershocks. (a) Data from U.S. Geological Survey. Large star and open circle denote main shock and largest aftershock, respectively. (b) Data from the Philippine Institute of Volcanology and Seismology. Broken lines denote faults.

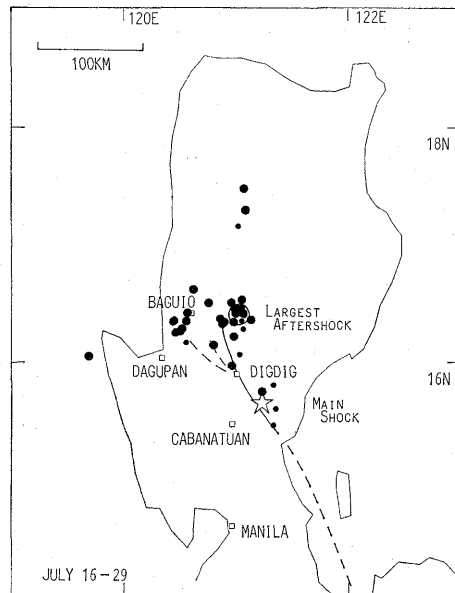


Fig. 2. Aftershocks from USGS and surface faults. Aftershocks with good quality are plotted. Large star and open circle represent main shock and largest aftershock, respectively. Sizes of solid circles denote difference of m_b . Solid line denotes surface fault resulting from main shock.

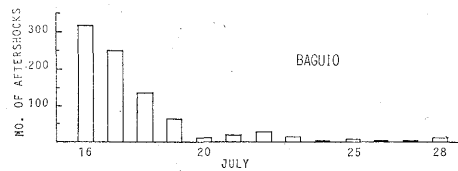


Fig. 3. Daily frequency of aftershocks felt at Baguio Seismological Observatory (PHIVOLCS, 1990).

個ほどの余震については pP 相の時刻から深さが求められている。それらの深さはすべて 20 km 以浅である。Fig. 3 はバギオ地震観測所での有感地震の日別回数である (PHIVOLCS, 1990)。余震回数の減衰が読み取れる。

余震域の北側ではバギオ付近に孤立した地震活動がみられる。そのために余震分布は線状というよりは面状にみえる。バギオ付近に地震が起きていることは、PHIVOLCS のバギオ地震観測所で 1~2 秒といった短い $S-P$ 時間をもった地震がかなり記録されていることからわかる。ルソン島北部はフィリピン断層の末端に近く、主断層から多くの断層が派生しているところである (ALLEN, 1962)。複数の分岐断層からなる断層帯で本震とは別の地震が誘発されて起きたものかもしれない。

フィリピンでは修正ロッシ・フォレル (modified Rossi-Forel) 震度階が使用されてい

る。Fig. 4はPHIVOLCSによる本震の震度分布である。本震の震度は断層周辺地域、バギオ、ダグパンなどで修正RF震度8である。修正RF震度は9階級からなりつつ震度階であり、修正RF震度8は気象庁震度の5程度に相当する。

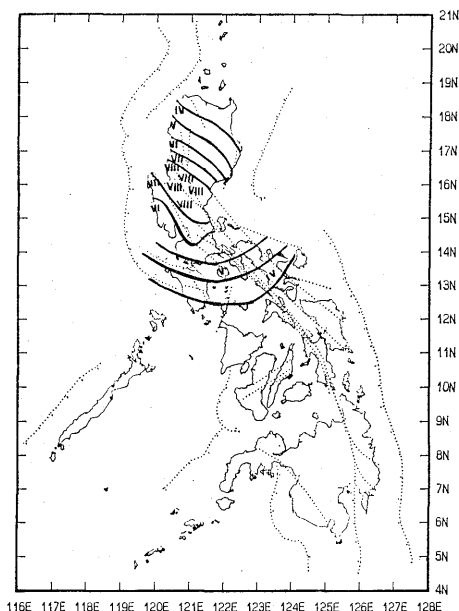


Fig. 4. Distribution of seismic intensity of main shock. Modified Rossi-Forel scale with 9 grades of intensity is used (PHIVOLCS, 1990).

4. 地震断層

長大な地震断層がルソン島の地表に出現した。現地調査を行ったところ、地震断層は南端のDingalan湾付近より北北西へ伸び、Rizar, Digdigを経て、北端はBaguioの東方に達する(Fig. 5)。地震断層の出現状況は次のようである。

断層全体としては左横ずれ運動が卓越するが、ところによっては若干の縦ずれ運動によって低断層崖が形成された。Dingalan湾近くからBongabon付近までは地震断層が低地の水田地帯を横切る。東側が相対的に沈下したため地震断層を境にして東側に水田の水が流れ込んだ(Photo 1)。この付近の左横ずれの変位量は2~4m程度である。Bongabon近くの水田地帯の集落Balacat Larconでは道路が3mほど食い違ったうえに東側が沈下によって水浸しになった(Photo 2)。集落のはずれで大木は2m移動し、断層直上の家が破壊された(Photo 3)。

San Joseから南東へ15kmのRizarでは地震断層とその副断層が町を横切る。左横ずれの全変位量は4mである。断層の真上の家は破壊されたが、それらの家の隣からは構造的な被害はほとんどみられなかった。たとえば、壊れた家の隣では家どころかブロック塀ですら無傷であったという具合である。震源地の被害として市街地全体が壊れてもお

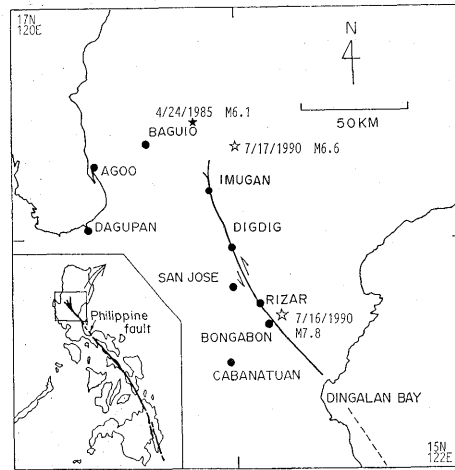


Fig. 5. Location of earthquake fault. Large and small open stars denote main shock and largest aftershock, respectively. Solid line denotes surface fault resulting from main shock. Solid star shows the event of 1985. Inset shows the entire Philippine fault in the Philippines.

かしくないように思われたが、実際には断層の真上だけが被害を受けた。被害を受けた建物は加速度というよりは地面の食い違いによって壊れたようにみえた。この現象はここに限らず随所でみられた。Rizar の北西では橋が断層の真上に架かっていたために破壊された (Photo 4)。そこには何段かの河岸段丘がある (平野・他, 1986)。低段丘面の斜面に切土で造られた小平坦面上で多数の石が飛んで移動しているのが認められた (Photo 5)。飛び石現象については後に再度述べる。

San Jose から北へ 10 km の Puncan 付近では 5 m の左横ずれ変位がみられた。そこでは東上がりに約 1 m の低断層崖が形成され、断層の真上は約 1 m の幅に展張した (Photo 6)。San Jose から北北西へ 20 km の Digdig 付近では断層は道路を切断したり、連続した低断層崖を形成した (Photos 7, 8)。教科書的なくいちがいが出現した Digdig の三叉路では、左横ずれの変位量が 4.8 m、断層崖の垂直変位量が 1.5 m である (Photo 9)。断層脇の人家にあった井戸のポンプは井戸から水平に 5 m、垂直に 1 m も移動した。

Digdig より北では地震断層が山岳地帯を北北西へほぼ直線的に延び、それからみつくように山岳道路が Digdig 川沿いの斜面をうねって走る。そのために随所で道路と断層が交差して道路の食い違いが認められた。特に Digdig の北方 15 km の Capintalan 付近に見事な食い違いがみられた (Photos 10, 11)。この付近での左横ずれの変位量は 3~6 m である。

Capintalan よりさらに北へ 10 km の Imugan では断層が集落を貫いて走り、断層の真上の家屋がことごとく破壊された (Photo 12)。まるで竜巻が集落の中を線状に移動したかのような光景である (Photo 13)。山岳地の狭い川沿いには段丘面上に水田が点在し、それらが過去の断層運動で形成されたことを示すように水田の中央を地震断層が貫き、断層



Photo 1. Oblique aerial view looking south toward linear trace of the main fault south of Bongabon. Earthquake scarplet formed water puddles in rice-paddy region. See Fig. 5 for location.



Photo 2. Left-lateral displacement (3 m) of road at Balacat Laron near Bongabon. The far (eastern) side of the road across the fault was submerged by subsidence.



Photo 3. Faulting at Balacat Laron near Bongabon. Horizontal slip is 2 m. Western side was uplifted by 0.5 m. Note that a nipa house directly astride the fault was damaged, but neighboring houses were not.



Photo 4. Aerial view toward the north showing collapsed concrete bridge north of Rizar. The fault runs just below the bridge spanning an irrigation canal. Many boulders were dislodged on the man-made terrace along the canal.



Photo 5. Dislodged boulders north of Rizar. Many boulders were thrown out 20 to 30 cm without cutting edges of their former seats. This suggests that the maximum acceleration, even in a moment, exceeded that of gravity.



Photo 6. View looking southeast along exposed fault south of Puncan. Horizontal and vertical displacements are 5 m and 1 m. The ground was horizontally tensiled by 1 m across the fault. A nipa house on the fault was scissored.



Photo 7. Aerial view toward the north showing fault trace and sag pond in Digdig. Horizontal displacement is 4 to 5 m. Vertical motion of about 1 m formed scarplet along the fault.



Photo 8. View toward the northeast showing dislocation of footpath across the field in Digdig. Left-lateral and vertical slip is 4 and 1 m. This spot is at lower right corner of Photo 7.



Photo 9. View toward the east showing offset of a junction road in Digdig. Left-lateral slip is 4.8 m and vertical displacement is 1.5 m. This spot is at upper center of Photo 7.



Photo 10. View toward the east showing left-lateral offset of road south of Capintalan. The road was displaced horizontally 3 m along the fault trace and vertically 0.6 m.



Photo 11. View toward the northeast showing left-lateral offset of highway north of Capintalan. The fault diagonally cut the road just by half a road width, amounting to 5 m along the fault strike (22° NW). A nipa house on the fault is slightly damaged.



Photo 12. Aerial view, looking east, of the fault crossing Imugan. There was heavy damage on the fault as if a violent tornado passed through in a straight line.

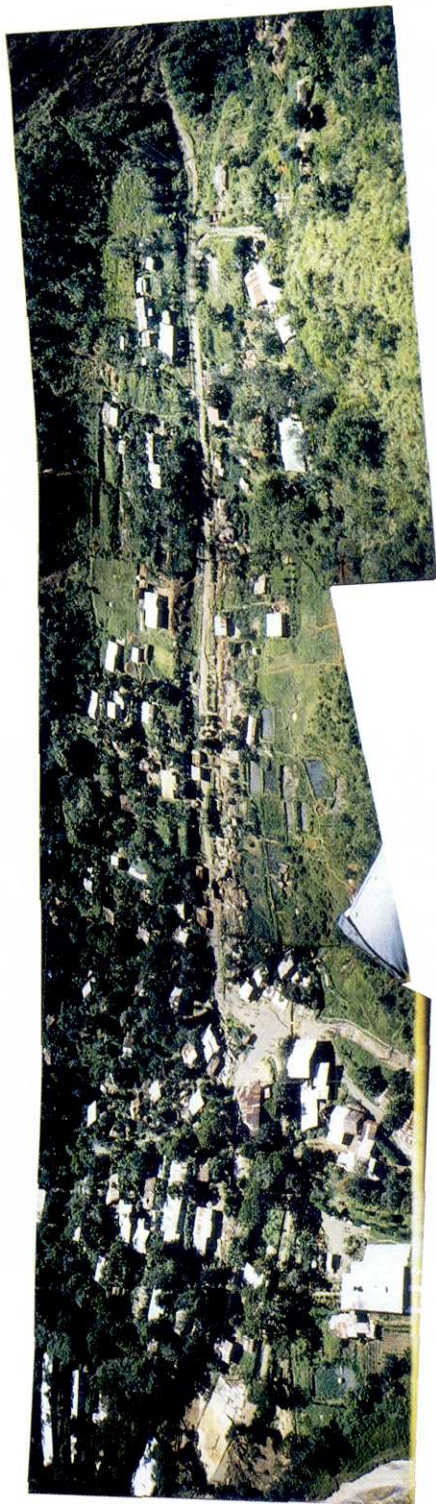


Photo 13. Composite picture showing destruction of houses on the earthquake fault and damage in Imugan, 25 km north of Digdig. The fault runs from right (south) to left (north). Note that houses on the surface fault were heavily collapsed but houses immediately adjacent to the fault appeared to be unaffected by the earthquake, as is commonly observed everywhere along the fault.



Photo 14. Aerial view showing offset of paddy dikes on fluvial terrace north of Imugan. Dikes are offset 5 m in a left-lateral sense. There are a water buffalo and a man near the fault.



Photo 15. Aerial view toward the east showing fault trace across rice paddy and river north of Imugan. Left-lateral slip of paddy dikes and river banks is 6 m. A buffalo is seen in the center. This spot reportedly was destroyed by a later flood.

変位はあぜ道の食い違いとなって出現した (Photo 14). 近くではあぜ道だけでなく Nasiaan 川の両岸もくいちがいを見せた (Photo 15). そこは後の洪水で破壊されてしまったとのことである. 左横ずれの変位量は 5~6 m である. ヘリコプターによる目視調査では, Imugan の北 10 km 付近で斜面崩壊が少なくなったことや断層が視認しにくくなったことから, この辺りの山岳地が地震断層の北端と判断したが, 現地の精査したいでは若干北へ延びているかもしれない.

5. 発生メカニズム

IRIS 地震観測網の 5 か所 (CCM, COR, HRV, KIP, PAS) と本研究 ERIOS 地震観測網の 2 か所 (SHK, TSK) の地震観測所から電話の dial-up 方式で広帯域地震計デジタル記録を集め, 長周期表面波に対して KAWAKATSU (1989) のモーメント・テンソル・インバージョン法によりメカニズム解析を行った (ABE and YOSHIDA, 1990). Fig. 6 は TSK の STS 広帯域地震計記録の上下動成分である. この地震計は周期 1 秒から 360 秒まで速度出力がフラットな特性をもち, 出力はデジタル収録される. 上段は最初の 30 分間の記録, 下段は最初の 5 分間を拡大した記録である. 初動部分には弱い立ち上がりについて大きな波がみられる.

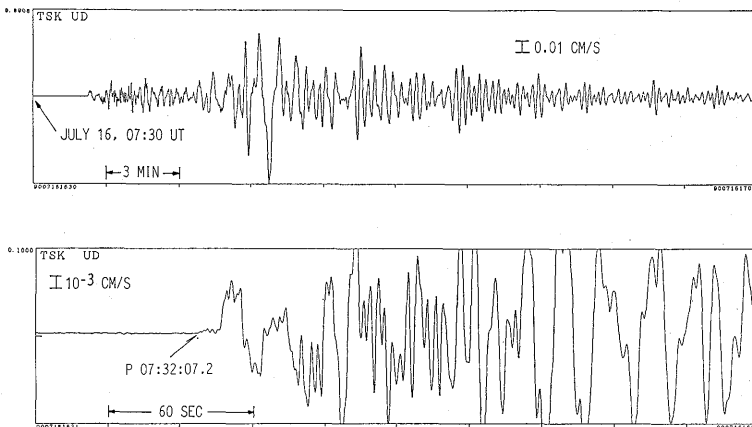


Fig. 6. Vertical-component records for main shock recorded by STS broadband seismograph at Tsukuba, Japan. Upper and lower traces show the first 30 and 5 minutes, respectively.

本震の最良ダブルカップル解は, 断層面の走向 154°NE , 断層面の傾斜角 76°W , すべりの方向 -2° である (Table 1, Fig. 7). ほぼ垂直な断層面に沿っての純粋に近い左横ずれ断層であるが, 縦ずれ成分をわずかにもつ. 主圧力軸はほぼ水平で, 東南東・西北西 (110°NE) の方向をもつ. 地震モーメントは 3.6×10^{27} dyn-cm であり, モーメントマグニチュード M_w は 7.6 になる. この北北西・南南東に走向をもつ左横ずれ断層解はフィリピン断層系の一つである Digdig 断層の走向, 運動成分にほぼ一致する.

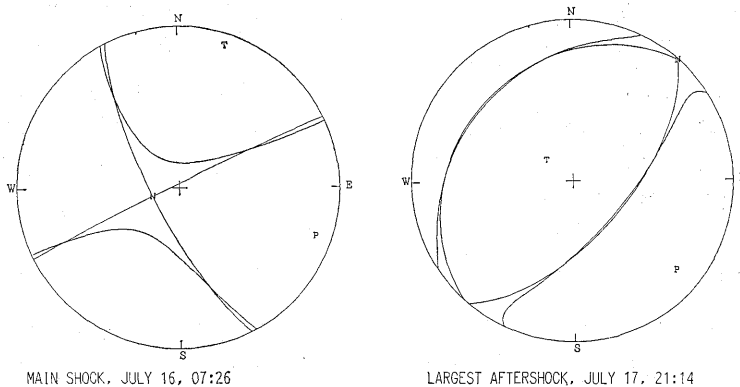


Fig. 7. Mechanism diagrams of main shock and largest aftershock. Both are lower hemisphere, equal-area projection. P and T denote pressure and tension axes. Diagram for the main shock indicates left-lateral strike-slip motion on the fault striking 26°NW .

Table 1. Parameters of the main shock and the largest aftershock.

	Main shock	Largest aftershock
<i>USGS</i>		
Date	July 16, 1990	July 17, 1990
Time (UT)	07:26:34.6	21:14:43.8
Latitude	15.679°N	16.495°N
Longitude	121.172°E	120.981°E
Depth	25 km	23 km
M_s	7.8	6.6
ABE and YOSHIDA (1990)		
Strike	153.8°	223.0°
Dip	76.4°	27.9°
Rake	-2.2°	91.8°
P-axis, azimuth	109.8°	131.7°
plunge	11.1°	17.1°
T-axis, azimuth	18.3°	308.8°
plunge	8.0°	72.9°
Moment (10^{20} Nm)	3.6	0.067
M_w	7.6	6.5
Fault length	120 km	
Fault width	20 km	
Average displacement	5.4 m on the northern 70-km 4.5 m on the southern 50-km	
Average stress drop	43-51 bar	
Motion	Left-lateral strike-slip	

当調査団の現地調査の結果によれば地表地震断層の総延長は約 110 km である。しかし北部山岳地の調査いかんでは Imugan よりも若干北へ延びている可能性がある。最大余震は地震断層の北端付近に発生し、後述するようにそのメカニズムは主断層の末端付近に起きたことを示唆する。余震分布もこの付近まで断層が延びている可能性を示唆する。これらのことと余震の深さから主断層面の大きさは 120 km×20 km と推定される。地殻の剛性率を 3×10^{11} dyn/cm² として、地震モーメントの大きさから求めた断層面上の平均変位量は 5.0 m、平均の応力降下量は 48 bar となる。断層の北端はバギオ市の東方 30 km に位置する。

実地踏査によれば地震断層の南側の約 50 km の部分で実際の断層変位は北側より 1 m ほど小さい。わずかな量ではあるが、この点を考慮すると、断層モデルが若干改良される。それは、Rizar 付近を境にして、断層の南側 50 km の部分で断層面上の平均変位量が 4.5 m、北側 70 km で断層面上の平均変位量が 5.4 m というモデルである。Fig. 8 はこの断層モデルの変位分布と実測変位の分布(中田・他, 1990)とを断層に沿って比べたもので、改良モデルが実測値と良く調和していることがわかる。

TSK の P 波初動部分を変位波形に直して、震源の時間的変化を探ってみた (Fig. 9)。

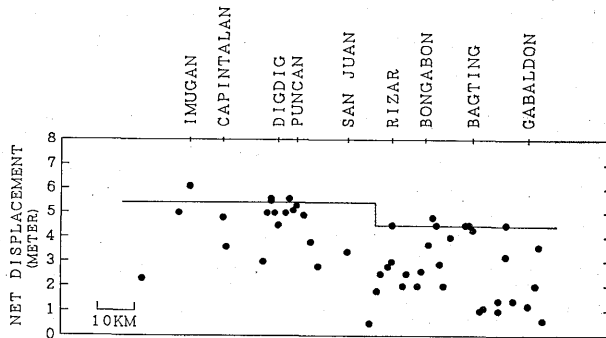


Fig. 8. Observed surface offsets and theoretical displacement along surface fault. Solid circles show the offsets on the fault resulting from the 1990 earthquake (T. Nakata, personal communication, September, 1990). Solid line shows the average dislocation of the fault model.

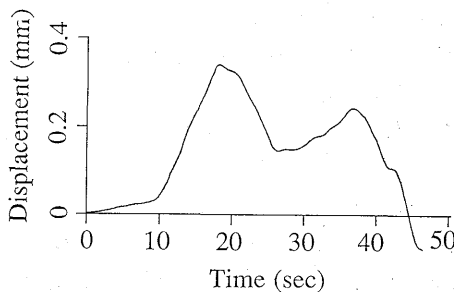


Fig. 9. Displacement of initial P waves at Tsukuba. The main shock consists of two major subevents with initial slow build-up.

TSK は主断層の平均走向に対して時計周りにはかって約 60° の方位にある。主要部分の継続時間は約 50 秒である。断層の破壊速度を S 波速度の 0.7 倍、すなわち 2.5 km/s 程度とすれば、この継続時間は約 120 km の断層の長さに相当する。最初の 10 秒間に小さな立ち上がりが見られる。この間はモーメントの小さな断層運動が最初に起きたとみられる。これは地震断層の南東部分の変位が小さいことに対応するのかもしれない。主要部分は約 20 秒の間隔をおいての 2 発のサブイベントからなる。

現地では断層出現の様子を聞いた。山岳道路沿いにある Capintalan 村での若い主婦の話である。「そのとき道路際の家の前に立っていた。地面が急にゆれたので倒れるように地面に伏せた。恐いのでそのままじっとしていたら、数秒たってさらに強いゆれがおきて、雷のような音が北から南へ高速で通過していった。同時に、目の前で道路が大音響を出してまたたく間に壊れ、土煙が上がった。強いゆれは 30 秒位続いた。壊れた道路付近の家が被害を受けたが、周りの家は壊れなかった」。この主婦の話は、断層破壊が高速で移動していったことと、断層面の食い違い運動が目の前で短時間のうちに起きたこと、断層をまたいだ家以外は壊れなかったことを証言している。多くの地震では、破壊は $2\sim 3 \text{ km/s}$ で進行し、食い違いは 1 m/s 内外の速度で起きたことが知られている。主婦の証言はこれらのことに矛盾はしない。「音が北から南へ移動した」という証言は別の人で「南から北へ」に変わる。方位からみて断層破壊は南から北へ移動したと思われるが、山間地でもあり移動方向は人によってまちまちであった。

その他の聞き込みでも、「最初の地震動があってから後に強い地震動が発生し、それで道路等が破壊された」と証言する人が多かった。人によって時間間隔は数秒から数分であったりしてはっきりしなかった。約 10 数秒後もしくは最初から約 30 秒後のサブイベントの発生が「後の強い地震動」をもたらした可能性が強いと思われる。TSK の地震記録からみて、最初の 10 秒間に破壊は北西・南東へバイラテラルに進行し、その後も北側の破壊はさらに北へユニラテラルに進行し、2 回の大きなサブイベントを起こしたと考えられる。時間的にみて最初から 30 秒後に発生した 2 番目の大きなサブイベントは断層の北端近く、バギオの南東付近で発生したと思われる。

現地では最初のゆれから約 1~3 分後にバギオ付近で大きな地震があったという見解も聞かれた (PHIVOLCS, 1990)。フィリピン全土の地震記録は振り切れていて、その痕跡すら見いだせない。海外の記録をみてもそのような地震は見つからない。バギオ近くで発生したとみられる 2 番目のサブイベントを別の地震と錯覚したとも考えられるが、実際に余震がバギオの周辺で起きていることに注目すれば、 $M7$ 程度以下の中規模の地震が本震の破壊中にバギオ付近で誘発されて起きたという可能性も今のところ否定できない。

USGS によれば $M_s 6.6$ の最大余震が 17 日の 21 時 14 分に発生した。震源の位置は 16.495°N , 120.981°E 、深さ 23 km である (Fig. 5)。この地震についても本震と同様にメカニズム解析を行った。Fig. 10 は TSK の広帯域地震計記録の上下動成分である。本震の P 波記録 (Fig. 6) に比べて最大余震の P 波初動の卓越周期ははるかに短い。

最大余震の最良ダブルカップル解は本震と違って、ほぼ純粋な逆断層である (Table 1, Fig. 7)。断層面の走向は 223°NE 、断層面の傾斜角 28°W 、すべりの方向 92° である。

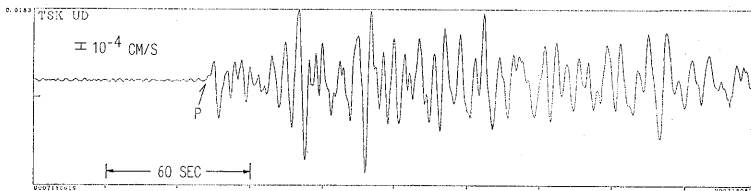


Fig. 10. Vertical-component record for largest aftershock recorded by STS broad-band seismograph at Tsukuba, Japan. Record of the first 5 minutes is shown. This can be compared with the main-shock seismogram of Fig. 6.

主圧力軸は水平に近く、本震の断層解の走向に近い。地震モーメントは 6.7×10^{25} dyn-cm であり、これより M_w は 6.5 になる。これは本震のモーメントの 54 分の 1 大きさである。最大余震の位置と本震の地震断層の位置からみて、主断層の東側のブロックが北北西に動いて主断層の北端付近を圧縮したことが最大余震の発生原因と解釈される。類似の現象は 1976 年唐山地震でみられた (BUTLER *et al.*, 1979)。

1985 年 4 月に起きた浅い地震 (M_s 6.1) はバギオの東北東 25 km に震央をもち、今回の地震断層の延長上にある (Fig. 5)。この地震の発震機構は走向 332° NE、傾斜角 71° E、すべり角 10° である。走向 28° NW は 1990 年フィリピン地震の断層解の走向 26° NW とほとんど同じであり、左横ずれ運動が卓越することも共通していることから、この地震は Digdig 断層に関与した地震とみられる。

日本の内陸で匹敵するような大地震は 1891 年の濃尾地震 (M 8, 死者 7,273 人, 全壊建物 142,177 棟) である。この地震で岐阜県の根尾谷を中心に明瞭な地震断層が出現し、最大水平変位は 8 m に達した (松田, 1974)。地殻変動データなどの解析から濃尾地震全体

Table 2. Major inland strike-slip earthquakes in the world.

Earthquake	Date	M_s	L (km)	W (km)	D (m)	M_0 ($\times 10^{20}$ Nm)	M_w
San Andreas, California	4/18/1906	7.8	450	10	3.0	4.0	7.7
Motagua, Guatemala	2/04/1976	7.5	250	15	2.0	2.6	7.5
Tangshan, China	7/27/1976	7.8	140	15	2.7	1.8	7.4
Nobi, Japan	10/23/1891	(8)	80	15	4.2	1.5	7.4
Digdig, Philippines	7/16/1990	7.8	120	20	5.0	3.6	7.6

M_s =surface-wave magnitude, L =fault length, W =fault width, D =average displacement, M_0 =seismic moment, M_w =moment magnitude. References: THATCHER (1975), KANAMORI and STEWART (1978), BUTLER *et al.* (1979), MIKUMO and ANDO (1976), ABE and YOSHIDA (1990).

の断層運動は長さ 80 km, 幅 15 km の断層面上で平均 4.2 m の左横ずれである (MIKUMO and ANDO, 1976). 平均応力降下量は 40 bar であり, 1990 年フィリピン地震のものとはほぼ同じである. 濃尾地震の M_w は 7.4 であり, フィリピン地震の方が地震モーメントで 2.4 倍大きい. 1948 年 6 月の福井地震は福井平野の直下で発生した左横ずれ断層の被害地震である. その断層面は 30 km × 13 km, ずれは 2 m である (KANAMORI, 1973). 福井地震は断層運動の規模においてフィリピン地震の 11 分の 1 の大きさである. 1964 年 6 月の新潟地震はフィリピン地震とメカニズムを異にするが同じ規模 (M_w 7.6) をもつ. 新潟地震のメカニズムは 80 km × 30 km の断層面にわたって平均 3.3 m のずれを起こした逆断層運動である (ABE, 1975). 1 か月前の 6 月 20 日に起きたイラン地震の M_w は 7.2 であることから, 断層運動の規模においてフィリピン地震はイラン地震よりも約 4 倍ほど大きい (阿部, 1990). Table 2 は規模の大きな横ずれ断層の地震である. これらの断層運動の全体としての規模は M_0 または M_w で比較できる.

6. 諸 現 象

地震発生の直後に津波がラ・ウニオン州の一部の海岸で発生し, 若干の被害を出した. 住民の話では, 本震発生から数分後に高さ 2 m の津波が Luna の Barangay Darigayos を襲い, 27 隻の pumpboats と海岸の家を多数壊した. この津波の直前に, 入り江の砂州が干上がるほどに海面が著しく低下した. 津波は Luna の海岸を襲い, 住民は一時高台に逃げたが, 津波による人的被害は無かった. 最初の大きな波の後は小さな波が続いた. 津波は広域に発生していない. 以上は PHIVOLCS の現地調査および The Philippine Star 紙 (7 月 28 日号) による. 地震が横ずれ断層運動であることや断層が内陸にあることからみれば, この津波の発生は断層運動そのものから地殻変動に起因するものではない. 一方, 広範囲にわたって海岸一帯が大規模な液状化を起こしたことを考えれば, 液状化に伴って海岸の沖合いが 1~2 m の沈降もしくは小規模な海底地すべりを起こし, それが局地的な津波を発生させたと考えられる.

日本では, 気象庁が 16 日 17 時 22 分に九州地方, 沖縄, 山口両県と薩南地方に津波注意報を発令したが, 潮位の変化が見られなかったため, 19 時 14 分に同注意報を解除した.

Rizar の断層付近で, 直径 5~30 cm の多数の石が 20~30 cm ほど飛んでいることが現地調査で見つかった (Photo 5). 西方に飛んだものが多いがそうでないものもあった. 場所は Rizar の北西の河岸段丘の斜面に切土で造られた小平坦面の上である (Photo 4). 平坦面は断層から東方へ約 50 m 離れており, 広さはおよそ 100 m × 20 m である. 平坦面の下には水路があり, そこに架かっていた橋は断層の真上に位置していたために破壊された. 物体が飛ぶということはたとえ瞬間的であっても地動加速度が 1 g を越えたことを示唆する (梅田・他, 1986).

地震の前兆に関して計器観測のデータは無い. The Philippine Star 紙 (7 月 30 日号) によれば地震直前に動物の異常な行動がみられた. ラグーナ州のとある牧場で, 牛ややぎなどの異常行動が目撃されたのである. 地震の 5 分ほど前に一群の牛は空き地めがけて一

直線に突進し、円陣を組んだ。最後の一头が円陣に到着すると、まるで命令されたかのようになり一斉に牛は草地の上に体を低くし、そのままの姿勢を続けた。ゆれが収まると、ひれ伏していた牛は立ち上がって牧舎の方へ戻っていった。やぎも異常な行動をみせた。群をなしたのは牛と同じであったが、円陣をつくらずに、コンクリート道路の上に集まってうずくまった。一头は見張りのように立っていた。ゆれが収まると立ち上がって元の牧草地へ戻っていった。一方、地震直前にあたりは不気味なほど静かであった。鳥は飛ぶのをやめてさえずりもしなかった。ふだん騒がしいすずめでさえも静かであった。この気味の悪い静けさを破るように、ときおり犬の遠吠えがあった。後日 PHIVOLCS へ場所を特定してもらったところ、そこはマニラ市の南方 30 km の Canlubang であり、本震の震央から南南西へ 150 km も離れていた。地震の先行現象らしくみえるが、出現場所が離れすぎているように思われる。一応のところ記録にとどめておく。

7. ま と め

フィリピン・ルソン島地震はフィリピン断層とその断層系の一つである Digdig 断層に沿った長大な島弧中央断層上で発生した。現地調査や地震波解析などから、この地震の断層は、全体として走向が 26°NW で、長さ 120 km、幅 20 km のほぼ鉛直な断層面をもつ左横ずれ断層と結論される。断層面上での平均変位量は 5.0 m である。断層の形成には約 50 秒を要したと推定される。この地震にともなって津波がラ・ウニオン州の一部で局地的に発生した。その発生原因は液状化に伴っての海底の沈降または海底地すべりであると考えられる。最大余震は主断層の北端近くに発生し、そのメカニズムは逆断層運動である。

謝 辞

ERIOS 広帯域地震計観測網は筑波地震観測所、白木微小地震観測所、地震予知観測情報センター共用システム室、地震活動研究室のスタッフによって設置、維持されており、貴重な地震記録を提供した。京大防災研の安藤雅孝氏、飯尾能久氏には現地で有益な議論をしていただいた。現地調査中のみならず調査の前後においても広島大学中田高氏からフィリピン断層とその調査に関して有益な情報、指導、助言を賜った。フィリピン火山地震研究所の Raymundo S. Punongbayan 所長ならびに同研究所各研究室の大勢のスタッフには訪比前後および現地で多大の協力をいただいた。また同研究所の図書室のスタッフには新聞記事の収集でお世話になった。本研究室の加藤育子技官には地震データの計算機処理等をお願いした。現地調査に対し財団法人東京海上各務記念財団より援助をいただいた。ここに記して深く感謝します。

文 献

- ABE, K., 1975, Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, *J. Phys. Earth*, **23**, 349-366.
- 阿部勝征, 1990, 1990年6月イラン大地震—宿命を背負った地震国の悲劇, UP, 215号, 東京大学出版会, 7-13.
- ABE, K. and YOSHIDA, Y., 1990, Source mechanism of the Luzon, Philippines earthquake of July 16, 1990, *Reconnaissance Report of the Philippines Earthquake of July 16, 1990*, Natural Disasters Research Report, Japanese Group for the Study of Natural Disaster Science, in press.
- ACHARYA, H. K. and AGGARWAL, Y. P., 1980, Seismicity and tectonics of the Philippine Islands, *J. Geophys. Res.*, **85**, 3239-3250.
- ALLEN, C. R., 1962, Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region, *J. Geophys. Res.*, **67**, 4795-4812.
- ALLEN, C. R., 1975, Geological criteria for evaluating seismicity, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 1041-1057.
- BUTLER, R., STEWART, G. S. and KANAMORI, H., 1979, The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake—A complex sequence of intraplate events, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **69**, 207-220.
- 平野信一・中田 高・寒川 旭, 1986, ルソン島中部におけるフィリピン断層の第四紀後期の断層運動, 地学雑誌, **95**, 72-93.
- KANAMORI, H., 1973, Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **1**, 213-239.
- KANAMORI, H. and STEWART, G. S., 1978, Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *J. Geophys. Res.*, **83**, 3427-3434.
- KAWAKATSU, H., 1989, Centroid single force inversion of seismic waves generated by landslides, *J. Geophys. Res.*, **94**, 12,363-12,374.
- 松田時彦, 1974, 1891年濃尾地震の地震断層, 地震研究所研究速報, **13**, 85-126.
- MIKUMO, T. and ANDO, M., 1976, A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, *J. Phys. Earth*, **24**, 63-87.
- NAKATA, T., SANGAWA, A. and HIRANO, S., 1977, A report on tectonic landforms along the Philippine fault zone in the northern Luzon, Philippines, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), **27**, 69-93.
- 中田 高・堤 浩之・Punongbayan, R. S., 1990, 1990年フィリピン地震 (M7.7) に伴う地震断層について, 活断層研究, **8**, 活断層研究会, 1-7.
- 岡田篤正, 1979, 世界の主要活断層, 地理, **24**(9), 45-55.
- PHIVOLCS, 1990, Quick Response Teams Report, *Observer*, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, July 1990, 12 pp.
- REPETTI, W. C., 1936, Catalogue of Philippine earthquakes 1589-1899, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, **36**, 133-322.
- SEASEE, 1985, Philippines, *Series on Seismology*, Vol. 4, Southeast Asia Association of Seismology and Earthquake Engineering, 843 pp.
- THATCHER, W., 1975, Strain accumulation and release mechanism of the 1906 San Francisco earthquake, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4862-4872.
- 梅田康弘・黒磯章夫・伊藤 潔・飯尾能久・佐伯龍男, 1986, 1984年長野県西部地震による震央付近の大加速度, 地震II, **39**, 217-228.

*Seismological Aspects of the Luzon, Philippines Earthquake
of July 16, 1990*

Katsuyuki ABE

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

The Luzon, Philippines earthquake of July 16, 1990, with $M_S=7.8$, was generated by left-lateral slippage in central Luzon Island. We surveyed surface breakage over the area from Bongabon to Capintalan through Rizar, Puncan and Digdig by vehicles, and also made an aerial survey by helicopter from Dingalan Bay to north of Imugan. Ground breakage was observed and mapped for a distance of 110 km along the Philippine fault system and its splay known as the Digdig fault. Maximum horizontal offset as measured on the fault at Imugan is 6 m. It is one of the largest strike-slip earthquake ever recorded in the world.

Centroid Moment Tensor (CMT) analysis is applied to surface waves recorded at 7 broadband-seismograph stations (CCM, COR, HRV, KIP, PAS, SHK, TSK) in the world. The CMT solution represents almost pure left-lateral strike-slip faulting on a steep fault: strike= 154° NE, dip= 76° W, rake= -2° , moment= 3.6×10^{20} Nm ($M_W=7.6$). The fault area of $120 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ is inferred from data of field studies and aftershocks. From the seismic moment and the fault area, the average dislocation along the fault is estimated to be 5.0 m. The average stress drop is 4.8MPa (48 bar). Teleseismic P waves at the TSK broadband record exhibit a complexity suggesting that this earthquake consists of three events: two strong subevents following a weak initial rupture. The duration of the sequence, about 50 sec, probably corresponds to the time for the fault to break.

The largest aftershock ($M_S=6.6$) occurred on July 17 near the northern end of the main fault. The CMT solution represents a reverse faulting: strike= 223° NE, dip= 28° W, rake= 92° , moment= 6.7×10^{18} Nm ($M_W=6.5$). The largest aftershock probably was caused by compression produced by block motion of the eastern side of the main fault.

A small tsunami with maximum height of about 2 m was generated along the local coast of Luna, La Union, and caused some damage. This tsunami was entirely local and was probably caused by a submarine subsidence or landslides near the coast due to concurrent, large-scale liquefaction. In a subdivision of Laguna, strange behavior of cows, goats and birds reportedly was observed about five minutes before the main shock.